

**ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
ТУРКМЕНСКОЙ ССР**

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

4

1966

СОДЕРЖАНИЕ

Эмануэль Н. М., Заиков Г. Е. — Крупный вклад в мировую науку (к 70-летию со дня рождения академика Н. Н. Семенова)	5
Агаев Я., Бурдукова Ю. М., Михайлова М. П., Наследов Д. Н. Слободчиков С. В. — О подвижности носителей тока в InAs	11
Королев Ф. А., Одинцов А. И., Келов К. — Влияние разбюстировки резонатора на выходную мощность неоп-гермиевого лазера	16
Овезгелдыев О., Останина М. Б. — Утренний минимум вероятности существования спорадического слоя E и его связь со временем восхода Солнца	23
Короткий А. Г., Мурадова Г. А., Сергиенко С. Р. — Строение высокомолекулярных углеводородов морской нефти по данным молекулярной спектроскопии	31
Ниязов А. Н., Атлыев Х. — Циклоацилирование фенолов	38
Ниязов А. Н., Авлиякулиева Г. — Феноксизтиловые эфиры нафтенных кислот	42
Соколовский Л. Г. — Йод и бром в пластовых водах и межкряжевых рассолах Туркменской ССР	45
Соколовский Л. Г., Федин В. П. — Соленые озера русла Узбоя	53
Васильев И. В. — Литологическая характеристика и стратиграфическая приуроченность сейсмических горизонтов в центральной части Низменных Кара-Кумов	60
Тимофеев Ю. В. — Особенности строения палеогеновых и неогеновых отложений зоны Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома	64
Батыршин М. М., Антонов Г. И., Гумаров К. С. — Нефтяное месторождение Боя-Даг	70
Машрыков К. К., Аманиязов К., Гуля К. В., Ярджанов А. — О юрских отложениях структуры Чагала-Сор	76
Машрыков К. К., Тиунов К. В., Певцов М. Н. — К тектонике Оглантинского месторождения бентонитовых глин	83
Калугин П. И. — Схема тектонического районирования советского Копет-Дага	89
Томашаев К. — Литолого-стратиграфическая характеристика верхнеюрских отложений Копет-Дага	104
Судо М. М., Тимофеев Ю. В. — Стратиграфические аналогии майкопа в Юго-Восточных Кара-Кумах	110
Ванчуров А. И., Калугин В. П. — Стратиграфическое распространение датско-моиских брахиопод Копет-Дага	114
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	123

Аширов А., Гандымов О. — О симметрии p -вращения (123). Любарский К. А. — Радиационные возрасты каменных метеоритов (125). Ятченко Л. Д. — О возрасте диагональных разломов Западного Копет-Дага (127).

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Отв. редактор — академик Академии наук Туркменской ССР С. Р. Сергиенко.

Отв. секретарь — кандидат физико-математических наук А. А. Аширов.

Академики Академии наук Туркменской ССР Р. Г. Аннаев, В. А. Баум, П. И. Калугин, К. К. Машрыков, Г. С. Седельников; члены-корреспонденты Академии наук Туркменской ССР А. А. Бердыев и А. Н. Ниязов; кандидаты физико-математических наук Я. Агаев, А. Нарчаев, Р. Непесов, А. Ханбердыев, О. Худайверенов; кандидат технических наук В. Г. Уайсенцов; кандидат геолого-минералогических наук О. Одеков.

ТҮРКМЕНИСТАН ССР
ЫЛЫМЛАР АКАДЕМИЯСЫНЫҢ
ХАБАРЛАРЫ

ФИЗИКА-ТЕХНИКИ, ХИМИКИ ВЕ ГЕОЛОГИК
ЫЛЫМЛАРЫҢ СЕРИЯСЫ

4

1966

Ашгабат

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
ТУРКМЕНСКОЙ ССР

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

4

1966

Ашхабад



ГЛУБОКОУВАЖАЕМЫИ И ДОРОГОИ НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ!

Президиум Академии наук Туркменской ССР и редколлегия журнала от имени всех ученых Туркменистана душевно поздравляют Вас в день Вашего семидесятилетия и пятидесятилетия научной, педагогической и общественной деятельности.

Мы выражаем Вам, дорогой Николай Николаевич, глубокую признательность и сердечную благодарность за тот огромный вклад, который Вы внесли своей деятельностью в развитие химической науки и высшего образования нашей Родины. Ваша выдающаяся научная деятельность получила самую высокую оценку Коммунистической партии, Советского правительства и ученых всей нашей страны. Присуждение Вам Нобелевской премии, награждение медалью Героя Социалистического Труда и орденом Ленина являются признанием Вашего крупного вклада в отечественную и мировую науку.

Вам принадлежит заслуга в создании нового направления в химической науке — химической физики, в разработке теории цепных реакций и в организации своей крупной научной школы, плодотворно развивающей теоретические идеи и экспериментальные исследования в этом важном разделе современной химии.

Продолжая лучшие традиции отечественной науки, Вы умело и плодотворно сочетаете в своей деятельности активную работу талантливого исследователя, теоретика и экспериментатора, педагога и воспитателя молодых ученых, организатора больших научных коллективов и ассоциаций с пропагандой достижений науки и практическим использованием их в промышленности.

От души поздравляя Вас, дорогой Николай Николаевич, в день Вашего славного юбилея, мы желаем Вам доброго здоровья, сил, многих лет счастливой жизни и плодотворной деятельности, а Вашей семье, родным и близким — полного благополучия.

*Президиум Академии наук
Туркменской ССР*

Редколлегия журнала

Н. М. ЭМАНУЭЛЬ
Г. Е. ЗАЙКОВ

КРУПНЫЙ ВКЛАД В МИРОВУЮ НАУКУ

(К 70-летию со дня рождения академика Н. Н. Семенова)

15 апреля 1966 г. исполнилось 70 лет со дня рождения лауреата государственных и Нобелевской премий академика Николая Николаевича Семенова. Н. Н. Семенов хорошо известен как ученый с выдающейся творческой инициативой, обладающий даром широких и ясных обобщений.

Высокая международная оценка достижений академика Н. Н. Семенова и его научной школы является вместе с тем и признанием крупного вклада советской физической химии в мировую науку.

В предисловии к своей книге «Цепные реакции», которую он посвятил памяти Вант-Гоффа и Сванте Аррениуса, Н. Н. Семенов пишет: «С ранней юности моей мечтой было посвятить свой первый большой труд двум моим великим заочным учителям, книги которых заставили меня заняться физикой со специальной задачей научиться ее применять к химическим проблемам». Для подготовки к этой задаче Н. Н. Семенов выбрал физический факультет Петроградского университета, который окончил в 1917 г. Особое значение в воспитании Н. Н. Семенова как ученого имела встреча в университете с А. Ф. Иоффе. Активная работа в физическом кружке, которым руководил приват-доцент А. Ф. Иоффе, ввела Н. Н. Семенова в круг передовых идей физики того времени и сказала на тематике его первых научных работ. Первый период деятельности Н. Н. Семенова связан с различными физическими проблемами. Но некоторые идеи, развиваемые им при решении физических вопросов, послужили в дальнейшем основными вехами в создании теорий химических явлений. Постепенно в круг научных интересов Н. Н. Семенова все больше начинают входить проблемы химии, чему немало способствовало его знакомство с академиком А. М. Бахом.

В 1920 г. Н. Н. Семенов возглавил лабораторию электронной химии в Государственном физико-техническом рентгеновском институте, которым руководил А. Ф. Иоффе. Особый интерес представляет работа, выполненная с А. Ф. Вальтером и В. А. Фоком, по созданию тепловой теории пробоя диэлектриков. Сущность теории пробоя диэлектриков, предложенной Н. Н. Семеновым, состоит в следующем. Когда к диэлектрику, заключенному между двумя электродами, прикладывается разность потенциалов, то в диэлектрике выделяется тепло, количество которого пропорционально квадрату разности потенциалов. В результате

выделения тепла повышается температура и электропроводность диэлектрика возрастает, приводя ко все большему выделению тепла. Вместе с процессом выделения тепла идет и отвод его. При некоторых условиях тепловое равновесие в центре диэлектрика нарушается. Это ведет к прогрессивному росту электропроводности и в конце концов к нитевидному пробую в центре.

Совместно с Ю. Б. Харитоном, П. Л. Капицей, А. И. Шальниковым и С. З. Рогинским Н. Н. Семенов выполнил ряд работ, касающихся изучения молекулярного пучка.

В 1925 г. в опытах Н. Н. Семенова, поставленных с целью изучения физических явлений, были получены неожиданные химические эффекты. В 1926 г. в журнале Русского физико-химического общества появилась статья Н. Н. Семенова «О некоторых химических реакциях». Эти опыты были решающими в научной судьбе Н. Н. Семенова. Если смешать пары фосфора с кислородом, то экспериментатор вначале не замечает никаких изменений в системе. Но с увеличением давления кислорода до некоторого определенного «критического» значения в сосуде немедленно возникает вспышка. Впоследствии аналогичные явления были открыты и для других систем. Это явление было названо явлением «нижнего предела». Наряду с «критическим давлением» было показано существование и «критического размера» реакционного сосуда. Таким образом, были открыты поразительные явления, не укладывающиеся в рамках существующих представлений о механизме химических реакций, явления резкого перехода от почти полной инертности системы к бурной реакции, которая сопровождается возникновением пламени.

Н. Н. Семенову удалось объяснить эти явления на основе созданной им теории разветвленных цепных реакций. Н. Н. Семенов впоследствии писал: «При тепловом взрыве тепло, выделяемое реакцией, является причиной воспламенения. В цепном же взрыве выделение тепла — следствие развития цепной лавины». Эти казавшиеся парадоксальными выводы Н. Н. Семенова были блестяще подтверждены огромным числом работ. Н. Н. Семенов и его ученики применили новую теорию к большому экспериментальному материалу, изучив кинетику и механизм окисления серы, водорода, окиси углерода, ряда гидридов и других веществ. Круг реакций, к которым применима теория Н. Н. Семенова, продолжает расширяться.

Цепными реакциями называются такие химические и физические процессы, в которых образование в веществе или в смеси веществ некоторых активных частиц приводит к тому, что каждая из активных частиц вызывает большое число реакций (цепь). В качестве активных частиц в цепных химических реакциях выступают свободные атомы и радикалы (осколки молекул), в ядерных реакциях — нейтроны.

Активные частицы, зарождающиеся в системе тем или иным образом, затем легко реагируют с молекулой исходного вещества, давая конечный продукт и возрождая новую активную частицу, способную к дальнейшим взаимодействиям с реагирующим веществом. Этот цикл многократно повторяется. Так возникает цепь реакций, которая продолжается до тех пор, пока в результате какого-либо процесса не произойдет уничтожение активного центра (обрыв цепей).

Когда по реакции активного центра с молекулой возрождается лишь один активный центр, необходимо все время «зарождавать» в системе новые активные центры, так как иначе, благодаря обрыву цепей в системе, процесс вскоре затухнет. Такой механизм реакции носит название цепного неразветвленного процесса. Н. Н. Семенов показал, что существуют цепные реакции, в которых при реакциях активного центра с молекулой исходного вещества может время от времени возникать

больше чем один новый активный центр. Тогда один из этих центров будет продолжать ранее начавшую цепь реакций, а другие активные центры дадут начало новым цепям, то есть возникнут как бы разветвления цепей.

Если число разветвлений цепи будет превышать число обрывов, то реакция будет прогрессивно ускоряться за счет возникновения все новых и новых цепей, вплоть до воспламенения смеси реагирующих веществ. Этот механизм был положен в основу точной количественной теории цепных разветвленных реакций.

Обрыв цепей может происходить как на стенке сосуда, так и в объеме (за счет «захвата» активных частиц другими молекулами, с образованием малоактивных радикалов, не способных продолжить цепь).

Существование обрыва цепей на стенках позволяет понять природу «нижнего предела» и «критического размера» сосуда. При малом давлении активные центры диффундируют к стенке сосуда, на которой гибнут. Повышение давления как бы сохраняет активные центры от гибели, затрудняя диффузию их к стенке. Существует критическое давление, превышение которого приводит к тому, что число разветвлений цепи начинает превышать число обрывов цепи и в системе начинается лавинообразный процесс. Существование обрыва цепей в объеме приводит к тому, что при повышении давления наступает «верхний предел» цепного воспламенения. Это означает, что число обрывов цепи снова превышает число разветвлений.

Исходя из этих новых представлений, Н. Н. Семенов развил общую теорию разветвленных и неразветвленных реакций. Успехи в работе Н. Н. Семенова объяснялись сочетанием блестящего таланта с огромной трудоспособностью. Созданная Н. Н. Семеновым теория вызвала впоследствии целый поток исследований в различных странах. В результате этих исследований было установлено, что, кроме окисления, огромное число важных химических процессов, таких как крекинг, галоидирование, полимеризация и др., протекают по цепному механизму. Огромное значение созданной Н. Н. Семеновым теории цепных реакций заключается в том, что он показал, какую большую роль в химическом процессе играет образование химически активных промежуточных веществ — атомов, радикалов и относительно стабильных соединений. Н. Н. Семенов привлек внимание ученых к этим лабильным частицам, что произвело переворот в мышлении химиков и заставило их по-иному рассматривать многие сложные химические реакции.

Успех научной деятельности Н. Н. Семенова связан с заметными особенностями его научного творчества. Прежде всего его работы характеризуют стремление глубоко проникнуть в физическую сущность явлений и довести истолкование каждого явления до атомно-молекулярного уровня.

В 1931 г. создан Институт химической физики АН СССР, который вот уже 35 лет возглавляет Н. Н. Семенов.

В вышедшей в 1934 г. фундаментальной монографии «Цепные реакции» Н. Н. Семенов впервые дал достаточно полное изложение своей теории. Эта монография сыграла выдающуюся роль. И сейчас она вдохновляет и заражает энтузиазмом молодых ученых, изучающих кинетику сложных химических реакций.

В Институте химической физики были созданы и экспериментально обоснованы теории положительного и отрицательного взаимодействия цепей (для объяснения явлений, связанных с реакциями активных центров друг с другом); медленного, невзрывного развития цепных разветвленных процессов («вырожденное разветвление»); зарождения цепей на поверхности реактора и т. д.

Установление химической природы активных центров представляет собой трудную в экспериментальном отношении проблему. При этом приходится использовать самую новейшую аппаратуру из арсенала физических и физико-химических методов исследования. В этом направлении больших успехов добился ученик Н. Н. Семенова академик В. Н. Кондратьев, которому удалось при помощи специально разработанных методов непосредственно измерить концентрации активных частиц (атомов и радикалов) в зоне пламени внутри области цепного воспламенения. В. Н. Кондратьев подтвердил предсказание теории разветвленных цепных реакций, что концентрации активных центров в этих случаях чрезвычайно высоки и могут достигать десятков процентов от концентрации исходных веществ.

В 1954 г. опубликовано первое, а в 1958 г. второе издание монографии Н. Н. Семенова «О некоторых проблемах химической кинетики и реакционной способности». В этой монографии главное внимание обращено на установление химического механизма большого числа реакций различных классов. Основные элементарные процессы цепного механизма, процессы зарождения, продолжения, разветвления и обрыва цепей получили четкую химическую интерпретацию. Эта монография особенно ярко демонстрирует всю ширину той области науки, которая заложена Н. Н. Семеновым и все многообразие путей ее последующего развития, ее исключительное значение для теории и практики.

Само собой разумеется, что не все химические реакции являются цепными. Наряду с ними существуют также простые молекулярные реакции, радикальные (без цепей), ионные, а также реакции, идущие с участием твердых поверхностей. В зависимости от условий эти реакции могут конкурировать одна с другой. Поэтому в кругу интересов Н. Н. Семенова всегда стояли вопросы механизмов химических процессов различных типов.

Круг реакций, к которым применима теория Н. Н. Семенова, продолжает расширяться. Недавно, например, в ИХФ было показано, что большое число реакций газофазного фторирования также осуществляется по механизму разветвленных цепей. Однако, в отличие от известных до этого радикальных цепей, активными центрами которых являются свободные атомы и радикалы, здесь главную роль играют частицы, богатые энергией, образующиеся в результате экзотермических процессов. Идея энергетических цепей высказывалась ранее применительно к частному случаю неразветвленной реакции водорода с хлором и затем применительно к мономолекулярным реакциям. Эта идея частично нашла отражение и в монографии Н. Н. Семенова «Цепные реакции». Однако лишь спустя 30 лет после выхода этой монографии в работах Н. Н. Семенова и его учеников на примере обширного класса цепных реакций была выявлена роль богатых энергией частиц в механизме разветвления цепей. В этих работах показано, что кроме разветвлений, происходящих в результате межмолекулярного обмена энергией, постулированного Семеновым 30 лет назад, возможны разветвления, в которых важную роль играют также процессы внутримолекулярного перераспределения энергии горячих частиц.

Цепная теория химических процессов приобретает огромное значение в качестве научной основы важнейших технологических процессов. Эта теория дает возможность предлагать новые эффективные пути проведения химических процессов и разрабатывать новые принципы интенсификации уже существующих процессов.

Наметились новые эффективные принципы стимулирования медленных цепных разветвленных процессов окисления (реакции типа

«вырожденного взрыва»), использующие замечательное свойство этих процессов — способность к самоускоренному и самоподдерживающему развитию за счет разветвления цепей. В связи с этим при окислении углеводов стимулирующее влияние (катализ, действие проникающего излучения) осуществляется не все время пока идет процесс, а только в начальный период его развития.

Новые перспективы открываются перед цепной теорией в связи с возможным распространением ее представлений на область гетерогенного катализа. Применение к некоторым гетерогенным каталитическим реакциям законов цепной теории может оказаться полезным для разработки новых путей управления реакциями гетерогенного катализа. Наряду с процессами цепного воспламенения существует и тепловое воспламенение. Первую количественную теорию теплового взрыва дал Н. Н. Семенов. Затем в ИХФ были созданы современные теории распространения пламени, детонации горючих смесей, турбулентного горения и т. д. По механизму теплового взрыва осуществляются процессы в топках, двигателях внутреннего сгорания и в реактивных двигателях. В разработке теоретических представлений в области процессов горения активное участие принимали также Я. Б. Зельдович и К. И. Шелкин.

Замечательной чертой научного творчества Н. Н. Семенова является умение вскрывать общие закономерности и находить связь и общие черты в явлениях, внешне совершенно отличных. Когда после создания теории цепных разветвленных реакций физики открыли ядерные цепные реакции, то, несмотря на то, что механизм их иной, чем механизм химических цепных реакций, оказалось, что закономерности ядерных и химических цепных процессов во многом одинаковы и именно такие, как их предсказывала теория Н. Н. Семенова.

Отличительной чертой творчества Н. Н. Семенова является умение его учитывать незначительные на первый взгляд стороны явлений, которые не укладываются в старые теоретические представления.

Н. Н. Семенов, будучи крупнейшим ученым, в то же время не менее замечательный учитель. Школа Н. Н. Семенова по числу его учеников является одной из самых крупных научных школ. Среди его учеников много академиков и членов-корреспондентов АН СССР и Академий наук союзных республик, большое число докторов и кандидатов наук. Ученики Н. Н. Семенова успешно развивают и углубляют его идеи.

Крупная научная и научно-организационная деятельность Н. Н. Семенова закономерно привела его к избранию вице-президентом Академии наук СССР. Н. Н. Семенов возглавляет секцию химико-технологических и биологических наук Президиума АН СССР.

Наша страна по заслугам оценила крупный вклад Н. Н. Семенова в науку, его организаторский талант, неутомимую общественно-политическую деятельность.

Н. Н. Семенов награжден 5 орденами Ленина, орденом Трудового Красного Знамени и медалями СССР.

Дважды (1941, 1949 гг.) Н. Н. Семенов удостоен за научные труды звания лауреата государственных премий. Н. Н. Семенов является иностранным членом Национальной Академии наук США (1963 г.), Английского Королевского общества (1958 г.), почетным членом Английского химического общества (1943 г.), Нью-Йоркской Академии наук США (1962 г.), Венгерской (1961 г.), Индийской (1946 г.), Румынской (1965 г.), Чехословацкой (1965 г.), Академий наук, член Германской

Академии естествоиспытателей (Леопольдина) (1959 г.), почетный доктор Оксфордского (1960 г.), Брюссельского (1962 г.), Лондонского (1965 г.), Будапештского технического (1965 г.) университетов и Миланского политехнического института (1964 г.).

За выдающиеся исследования в области изучения механизма химических реакций в октябре 1956 г. Шведская Академия присудила Н. Н. Семенову (вместе с английским ученым С. Н. Хиншельвудом) Нобелевскую премию.

За заслуги перед Родиной и в связи с 70-летием со дня рождения Н. Н. Семенову вручена медаль Героя Социалистического Труда и орден Ленина.

Советская научная общественность и все советские люди от души желают своему выдающемуся представителю, прославившему советскую науку во всем мире, хорошего здоровья и высокой творческой активности на многие годы.

УДК 539. 293:546. 289

Я. АГАЕВ
Ю. М. БУРДУКОВ
М. П. МИХАЙЛОВА
Д. Н. НАСЛЕДОВ
С. В. СЛОВОДЧИКОВ

О ПОДВИЖНОСТИ НОСИТЕЛЕЙ ТОКА В InAs

К настоящему времени накопилось достаточное количество экспериментальных данных [1--6], позволяющих сделать вывод о том, что механизм рассеяния носителей тока в полупроводниках типа $A^{\text{III}}B^{\text{V}}$ не всегда можно рассматривать только в рамках известных моделей подвижности (рассеяние на ионах примесей, колебаниях решетки, на нейтральных центрах и т. п.). Указанные модели рассеяния на примесях, заряженных и нейтральных, справедливы в предположении, что рассеивающие центры являются кулоновскими и распределены в кристалле равномерно. Однако в реальных кристаллах $A^{\text{III}}B^{\text{V}}$ эти условия часто не выполняются. Ряд фактов указывает на наличие в них микронеоднородного распределения примесей, нитей дислокаций, комплексов, осадков и т. д., служащих источником областей пространственного заряда [1]. Естественно, что все эти факторы в той или иной степени не могут не влиять на подвижность носителей тока.

Госсик [3] предложил возможный механизм рассеяния, связанный с областями объемного заряда, созданными бомбардировкой нейтронами в Ge и Si. Он отметил, что из-за наличия областей пространственного заряда (для простоты рассматриваются лишь цилиндрические или сферические области) поперечное сечение рассеяния может сильно возрастать по сравнению с кулоновским.

Вейсберг [1] воспользовался основными выводами Госсика для интерпретации данных по подвижности в соединениях $A^{\text{III}}B^{\text{V}}$. Величина подвижности, обусловленная механизмом рассеяния на областях пространственного заряда, дается выражением [3]:

$$\mu_s = AN^{1/3} T^{-m}, \quad m = \dots^{5/6}, \quad (1)$$

где N — концентрация примесей; A — постоянная, зависящая от характера областей пространственного заряда; T — абсолютная температура.

Вейсберг и Бланк [2] установили, в частности, что показатель m может принимать ряд значений — от 0,5 до — 1,0.

Комбинируя подвижность μ_s с известными выражениями для подвижности в случае примесного и решеточного рассеяния, им удалось хорошо описать температурный ход и величину подвижности серии образцов n -GaAs в интервале 100—300°K. Аналогичный учет возмож-

ного механизма рассеяния на областях пространственного заряда был сделан в работах [4] и [5].

В работе [2] отмечалось, что для серии исследуемых образцов *n*-GaAs не существовало корреляции между концентрацией носителей тока в материале и их подвижностью при комнатной температуре. Такой же вывод был сделан нами из анализа подвижности большого количества образцов InAs *p*- и *n*-типа, выращенных по методу Чохральского в одинаковых условиях. Вместо ожидаемого плавного уменьшения подвижности с ростом концентрации наблюдалось беспорядочное ее изменение в широких пределах.

Этот факт, а также наблюдаемая экспериментально зависимость подвижности от температуры для ряда образцов как *n*-, так и *p*-InAs позволяет думать, что и в некоторых наших образцах мы можем ожидать проявления механизма рассеяния на областях пространственного заряда.

Подвижность в *n*-InAs

На рис. 1 представлена зависимость холловской подвижности $\mu = R\sigma$ от температуры для трех образцов *n*-типа с концентрацией носителей тока $1,6 \div 3,5 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-3}$. Для сравнения с опытом были рассчитаны по известным формулам теоретические кривые для случая различных механизмов рассеяния:

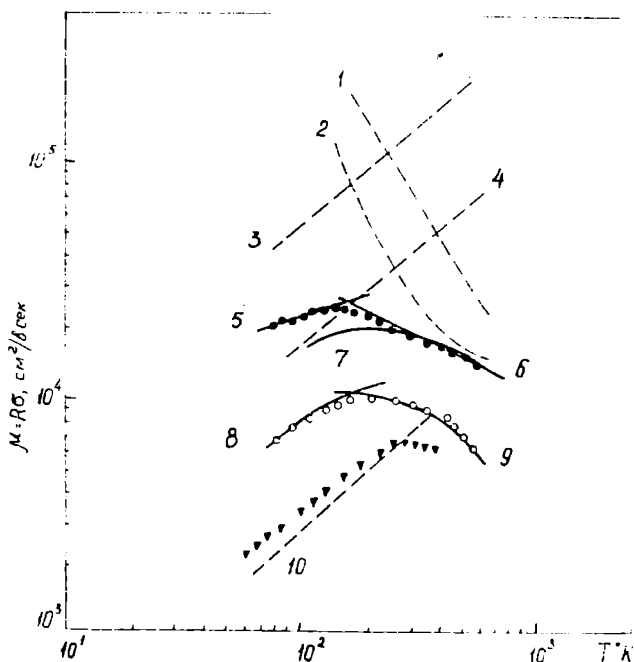


Рис. 1. Зависимость холловской подвижности электронов от температуры в *n*-InAs. 1— $\mu_{ок}$; 2— μ_0 ; 3— μ_I ($N_{прим.} = 1 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-3}$); 4— μ_I ($N_{прим.} = 3,5 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-3}$); 5— $\mu_{\Sigma I + s}$; 6— $\mu_{\Sigma 0 + s}$; 7— $\mu_{\Sigma I + 0}$; 8— $\mu_{\Sigma I + s}$; 9— $\mu_{\Sigma 0 + s}$; 10— μ_I ($N_{прим.} = 2,5 \cdot 10^{17} \text{ см}^{-3}$). Точки—опытные значения подвижностей: ● — образец 1 *n* $n = 3,5 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-3}$; ○ — образец 2 *n* $n = 1,6 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-3}$; < — образец 1 *n* $n = 2,5 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-3}$.

на ионах примесей; на колебаниях решетки — оптических (полярных) и акустических. Эти кривые нанесены на рис. 2 пунктиром.

Как видно, подвижность не описывается ни одним из известных механизмов рассеяния в отдельности. При температурах, близких к комнатным, по данным Эренрайха [7], преобладающим механизмом рассеяния в InAs является рассеяние на полярных колебаниях решетки. Действительно, в области температур выше 300°K (400—600°K) ближе всего к экспериментальной кривой подходит кривая для полярного рассеяния.

Для образца 1 *n* комбинация полярного рассеяния с рассеянием на ионах примесей дает хорошее согласие с опытом в области температур выше 200°K. Однако в низкотемпературной области теоретиче-

ская кривая лежит ниже. Если учесть в этой области механизм рассеяния на областях пространственного заряда в сочетании с механизмом рассеяния на ионах примесей, то в области 100–200°K получим сплошную кривую, на которую хорошо укладываются опытные точки.

Расчет результирующей подвижности производился по методу обратных сумм

$$\frac{1}{\mu_{\Sigma L+S}} = \frac{1}{\mu_L} + \frac{1}{\mu_S} \quad (2)$$

где $\mu_{\Sigma L+S}$ — комбинированная подвижность при смешанном механизме рассеяния на ионах примесей и областях пространственного заряда; μ_L — подвижность с учетом рассеяния на ионах примесей; μ_S — подвижность с учетом рассеяния на областях пространственного заряда с температурной зависимостью $m = -1/2$.

Образец 120п с концентрацией $n = 1,6 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-3}$ имеет, однако, иной температурный ход подвижности и ее заниженное значение. В

этом случае учет указанного выше механизма рассеяния на областях пространственного заряда с температурной зависимостью $\mu_S \sim T^{-3/2}$ в сочетании с рассеянием на ионах примесей и на полярных колебаниях решетки дает хорошее согласие с опытом во всей области температур 100–600°K. Значение постоянной A в формуле (1) оценивалось из сравнения расчетной подвижности с экспериментальной.

Температурный ход подвижности в образце 121п ($n = 2,5 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-3}$) близок к зависимости, полученной для рассеяния на ионах примеси. Однако для количественного согласия с опытной величиной подвижности нужно предположить, что концентрация примесей здесь на порядок выше концентрации носителей тока $N_{\text{прим.}} = 3 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$, то есть $N_{\text{прим.}} = 10n$, где n — концентрация электронов.

Такого же рода допущение было сделано Хага и Кимурой [8] в работе по инфракрасному поглощению на свободных носителях в n -InAs.

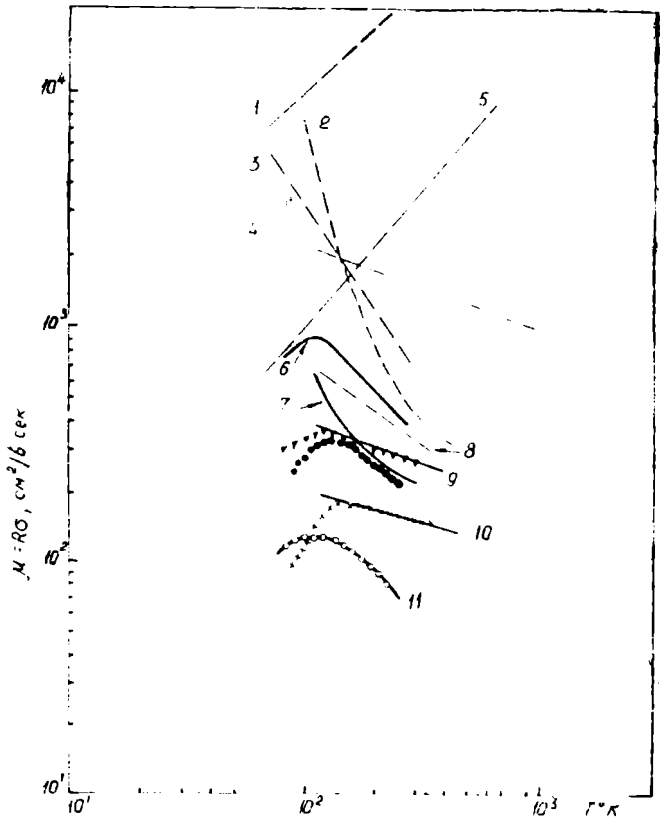


Рис. 2. Зависимость холловской подвижности дырок от температуры в p -InAs. 1 — μ_L ($N_{\text{прим.}} = 3 \cdot 10^{17} \text{ см}^{-3}$); 2 — μ_S ; 3 — μ_{ak} ; 4 — μ_{N_1} ($N_1 = 3 \cdot 10^{17} \text{ см}^{-3}$); 5 — μ_L ($N_{\text{прим.}} = 3 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$); 6 — $\mu_{\Sigma L+S}$; 7 — $\mu_{\Sigma L+S}$; 8 — μ_L ; 9 — μ_{N_2} ($N_2 = 10^{18} \text{ см}^{-3}$); 10 — μ_{N_2} ($N_2 = 2 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$); 11 — $\mu_{\Sigma L+S}$ ($N = 4 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$). Точки — опытные значения подвижностей: ∇ — образец κ -11, $p = 3,5 \cdot 10^{17} \text{ см}^{-3}$, легир. Zn; \odot — образец 123р, $p = 3 \cdot 10^{17} \text{ см}^{-3}$, легир. Zn; \ominus — образец 8-35, $p = 3,5 \cdot 10^{17} \text{ см}^{-3}$, легир. Cd; X — образец 1-36, $p = 6 \cdot 10^{17} \text{ см}^{-3}$, легир. Cd.

где для объяснения наблюдаемых значений коэффициента поглощения одного из образцов им пришлось принять, что концентрация ионизованных примесей на порядок выше, чем концентрация электронов. Они связали этот факт с наличием неизвестного механизма рассеяния в InAs.

Подвижность в p -InAs

На рис. 2 представлена холловская подвижность $\mu = R\sigma$ четырех образцов p -InAs, легированных Zn (образцы K-11 и 123 p) и Cd (образцы 8—35 и 1—36), с концентрациями носителей $3 \cdot 6 \cdot 10^{17} \text{ см}^{-3}$.

Как видно из рисунка, расчетные кривые подвижности для рассеяния на ионах примесей μ_I , акустических колебаниях решетки μ_A и нейтральных атомах μ_N (по Скляру [9]) лежат слишком далеко от опытных кривых (экспериментальные значения подвижностей показаны точками).

Для образца 8—35 с концентрацией $3 \cdot 10^{17}$ в области температур 130—250°K хорошее соответствие с опытом получается с учетом комбинированного механизма

$$\frac{1}{\mu_{20+s}} = \frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu_s} \quad (3)$$

где μ_0 — подвижность при рассеянии на полярных колебаниях решетки; μ_s — вычисленная подвижность с учетом рассеяния на областях пространственного заряда с температурной зависимостью $\mu_s \sim T^{-3/2}$.

Образец 123 p с концентрацией носителей около $3 \cdot 10^{17} \text{ см}^{-3}$, имеющей заниженное значение подвижности, рассчитывался с учетом рассеяния на нейтральных глубоких центрах по Скляру. По наклону зависимости $\lg RT^{3/2}$ от $\frac{1}{T}$ для этого образца был найден глубокий уровень

$\Delta E \approx 0,11$ эв. Однако, чтобы получить количественное согласие с опытом, нужно предположить, что концентрация нейтральных центров в этом образце на порядок выше концентрации носителей.

В этом случае подвижность образца 123 p может быть описана в интервале 100—220°K комбинацией подвижностей с учетом рассеяния на глубоких нейтральных центрах и на областях пространственного заряда с температурной зависимостью $\mu_s \sim T^{-5/6}$. Подвижность образцов k-11 и 1—36 рассчитывалась с учетом рассеяния на нейтральных глубоких центрах [10]. Оказалось, и в этом случае получается хорошее соответствие с опытом в интервале температур 120—300°K, если положить концентрацию нейтральных центров в этих областях соответственно $N_2 = 1 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$ для k-11 и $N_3 = 2 \cdot 10^{18} \text{ см}^{-3}$ для 1—36.

Выводы

В работе сделаны попытки связать наблюдаемый экспериментально температурный ход подвижности в ряде образцов n - и p -InAs с наличием добавочного механизма рассеяния на областях пространственного заряда. К сожалению, полуэмпирическая формула Госсика — Вейсберга для такой подвижности допускает большое количество различных вариантов при сопоставлении ее с экспериментом. Однако невозможность подчас описать наблюдаемый температурный ход и вели-

чину подвижности реальных полупроводников типа $A^{III}B^V$ только в рамках известных уже моделей подвижности делает этот механизм в значительной степени приемлемым для интерпретации некоторых опытных фактов.

Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
15 марта 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Weisberg Z. — *J. Appl. Phys.* 33, 5, 1817, (1962).
2. Weisberg Z., Blans J. — *Proc. Intern. Confer. Semicond., Prague*, p. 949, 1960.
3. Gossick B. R. — *J. Appl. Phys.* 30, 1214, (1959).
4. Воронкова Н. М., Талалакин Г. Н. — *ФТТ*, 7, 3118, (1965).
5. Негрескул В. В., Наследов Д. Н., Радауцан С. И., Слободчиков С. В. — *Physica status solidi*, 10, 37, 1965.
6. Dixon J., Enright D. — *J. Appl. Phys.* 31, 1753, (1959).
7. Ehrenreich H. — *J. Phys. Chem. Sol.* 12, 97, 1959.
8. Haga E., Kimura H. — *J. Phys. Japan*, 19, 47, 1964.
9. Sclar M. — *Phys. Rev.* 104, 1660, (1956).
10. Михайлова М. П., Наследов Д. Н., Слободчиков С. В. — *ФТТ*, 5, 8, 2317, (1963).

УДК 621.375.9:535

Ф. А. КОРОЛЕВ
А. И. ОДИНЦОВ
К. КЕЛОВ

ВЛИЯНИЕ РАЗЪЮСТИРОВКИ РЕЗОНАТОРА НА ВЫХОДНУЮ МОЩНОСТЬ НЕОН-ГЕЛИЕВОГО ЛАЗЕРА

Оптические квантовые генераторы стали все более широко применяться для различных технических приложений. При этом условия работы лазеров могут резко отличаться от лабораторных, что в ряде случаев приводит к ухудшению их характеристик. Так, например, механические вибрации и температурные изменения могут вызвать нарушение юстировки резонатора лазера. Представляет интерес исследовать, в какой мере нарушение идеальной юстировки резонатора лазера влияет на его свойства и, в первую очередь, на выходную мощность генерации.

Показано [1], что в случае резонатора, образованного двумя плоскими зеркалами, даже очень незначительное отклонение зеркал от параллельности ($1''$) вызывает резкое уменьшение мощности и срыв генерации. Широко применяемые на практике резонаторы со сферическими зеркалами значительно менее требовательны к юстировке. Однако достаточно подробные данные для таких резонаторов в литературе отсутствуют.

Экспериментальная установка с неон-гелиевым лазером и методика измерений

Исследовался неон-гелиевый лазер, дающий генерацию в видимой области на длине волны 6328Å (переход $3s_2-2p_1$ в обозначениях Пашена).

Экспериментальная установка состоит из лазера, устройства для измерения малых углов наклона зеркала приемника излучения, вакуумной системы и цепи питания.

Схема установки (без вакуумной системы и цепи питания лазера) изображена на рис. 1.

Неон-гелиевый лазер состоит из стеклянной разрядной трубки 3 с внутренним диаметром 4 мм и длиной 88 см. Торцы трубки закрыты оптическими диодами 2 , ориентированными под углом Брюстера к оси трубки для уменьшения потерь на отражение. С помощью оксидного катода K и анода A в трубке возбуждается разряд постоянного тока. Зеркала лазера 1 — сферические, с радиусом кривизны $116,4$ см. Диэлектрические 13-слойные отражающие покрытия ($ZnS + \text{криолит}$), для $\lambda = 6328 \text{Å}$ имеют коэффициент отражения, равный 99% . Подлож-

ки зеркал изготовлены из стекла К-8 и обработаны с точностью до $0,05 \lambda$.

Приемником излучения служит фотосопротивление ФСК-2, питающееся от анодных батарей *Б* типа БАС-80. Последовательно с фотосопротивлением включался реостат *Р*. Фототок измерялся микроамперметром типа М-95. Луч лазера 4 попадает на фотосопротивление после прохождения через цветной светофильтр 5 типа КС-13 и через линзу 6.

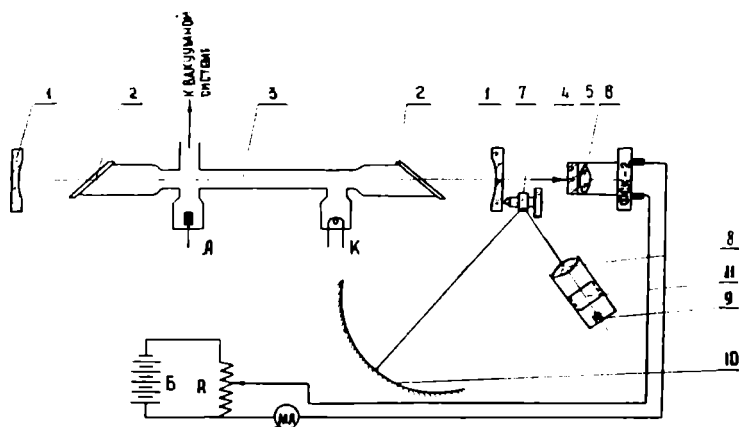


Рис. 1. Часть экспериментальной установки (лазер, устройство для измерения малых углов наклона зеркала и приемник излучения).

Угол наклона зеркала резонатора лазера измерялся с помощью специальной оптической системы. Источник света 9 этой системы представляет собой накальную лампочку с прямой тонкой нитью, находящейся чуть дальше от фокуса линзы 8. Свет после отражения от зеркала 7, укрепленного на юстировочном винте, попадает на экран 10. Экран изогнут по окружности, в центре кривизны которой находится зеркало 7. Резьбой 11 можно регулировать расстояние между источником света и линзой. Таким образом на экране можно получить резкое изображение тонкой нити лампы, которое хорошо видно на миллиметровой бумаге, наклеенной на круглый экран.

Расчеты показали, что при радиусе кривизны круглого экрана 57 см и при шаге резьбы винта 0,8 мм перемещение изображения нити по экрану на 1 мм соответствует повороту зеркала резонатора на $0,36''$. Таким образом, данный метод позволяет очень точно регулировать и измерять углы наклона зеркала. При этом поворот винта осуществляется всегда в одну сторону для исключения влияния люфта резьбы.

Для откачки трубки лазера и наполнения ее рабочими газами используется вакуумная система.

Вначале форвакуумным насосом в системе создается предварительный вакуум порядка $10^{-2} \div 5 \cdot 10^{-3}$ мм рт. ст. Затем включается диффузионный насос, и давление в системе понижается до $10^{-5} \div 5 \cdot 10^{-6}$ мм рт. ст. Давление измеряется манометрическими лампами типа ЛТ-2 и ЛМ-2 и вакууметром типа ВИТ-1.

Для составления рабочей смеси применяются спектрально чистые газы Ne и He. Рабочая смесь готовится в специальном баллонесмесителе. Давление смеси в разрядной трубке измеряется масляным манометром.

Лазер питается от выпрямителя, собранного по схеме Ларионова на газатронах ВГ-129. Напряжение на выходе регулировалось через

первичную обмотку трансформатора с помощью регулятора напряжения типа РНТ. Выходное напряжение выпрямителя 3,5 кв, мощность 2 квт. Последовательно с лазером соединено балластное сопротивление, равное 30 ком.

Перед началом работы проводится тренировка разрядной трубки лазера и удаляется загрязненный газ. Это позволяет устранить влияние загрязнений на мощность генерации и добиться стабильных и воспроизводимых результатов. Для удаления газа металлический анод временно включался катодом и через него пропусклся ток большой силы. В процессе тренировки трубки многократно производилась откачка и наполнение чистым газом. Оксидный катод лазера активировался по определенному режиму при высоком вакууме $\sim 10^{-5}$ мм рт. ст. Перед началом каждой серии измерений трубка дополнительно тренировалась при силе разрядного тока 110 ма.

Замечено, что первое время после зажигания разряда интенсивность генерации лазера сильно изменяется со временем (в сторону увеличения или уменьшения). Такая нестабильность в интенсивностях генерации неон-гелиевого лазера в начальной стадии разряда наблюдалась и ранее [2]. Стабильная величина интенсивности генерации устанавливается в течение разного времени, в наших условиях — через 20—25 минут. Измерения проводились после установления стабильного режима работы лазера.

Увеличение или уменьшение мощности генерации лазера в зависимости от силы разрядного тока объясняется изменением условий возбуждения рабочих уровней, что приводит к изменению инверсной заселенности $n_2 - n_1$. Мощность P вынужденного излучения на частоте ω_{21} , соответствующая плотности излучения $\rho(\omega_{21})$, определяется формулой [3, 4]:

$$P = \frac{16\pi^4 \mu_{21}^2 \rho(\omega_{21})}{3h^3} (n_2 - n_1) \frac{h}{2\pi} \omega_{21} V \quad (1)$$

или
$$P = (n_2 - n_1) \frac{h}{2\pi} \omega_{21} V \cdot W_{21}, \quad (2)$$

где $W_{21} = \frac{16\pi^4 \mu_{21}^2 \rho(\omega_{21})}{3h^3}$ — вероятность перехода $2 \rightarrow 1$, рассчитанная на один атом в единицу времени; V — объем системы; h — постоянная Планка.

Из последнего равенства видно, что между мощностью генерации лазера P и инверсной заселенностью $(n_2 - n_1)$ существует прямая зависимость. При малых концентрациях электронов в разряде заселение уровня неона $2p_4$ происходит, в основном, за счет радиационного перехода с уровней $3s$. С ростом разрядного тока до определенного предела (оптимальный ток) заселенность уровня Не $3s_2$ возрастает и, таким образом, возрастает разность $(n_2 - n_1)$, следовательно, и мощность генерации. При дальнейшем росте тока разряда заметную роль начинает играть процесс ступенчатого возбуждения уровня Не $2p_4$ с метастабильных уровней неона $1s$ [5] и, таким образом, разность $(n_2 - n_1)$ уменьшается, а следовательно, падает и мощность генерации.

Экспериментальные результаты и их обсуждение

Зависимость мощности генерации от угла наклона одного из зеркал исследовалась при различных длинах резонатора лазера. Наименьшая длина резонатора $d=113$ см, то есть $\frac{d}{R} \sim 1$, что соответствует мини-

мальным диффракционным потерям в сферическом конфокальном резонаторе радиусом R [6]. Длина резонатора изменялась перемещением одного из зеркал вдоль оптического рельса установки. Подвижное зеркало юстировалось каждый раз на максимум мощности генерации. Использовалась рабочая смесь с соотношением парциальных давлений гелия и неона $\frac{P_{He}}{P_{Ne}}$: 5:1. Измерения проводились при давлении рабочей смеси 0,6;

0,8; 1,0; 1,3 и 1,53 мм рт. ст. Для каждого давления бралась оптимальная величина разрядного тока. Предварительно для каждого давления смеси была снята зависимость мощности генерации от силы разрядного тока, так как оптимальная величина тока разряда зависит от давления смеси [2].

Зависимость мощности генерации от угла наклона одного из зеркал при разных длинах резонатора приведена на рис. 2. Кривые снимались в режиме генерации многих поперечных типов колебаний. Как видно из рисунка, при возбуждении многих типов колебаний величина предельного угла наклона $\varphi_{пред.}$, при котором наступает срыв генерации, не зависит от мощности генерации и от длины резонатора, пока

отношение $\frac{d}{R} \ll 1,3$. Однако при длине резонатора

$d = 198$ см $\left(\frac{d}{R} = 1,7\right)$ наблю-

дается заметное уменьшение $\varphi_{пред.}$. На рис. 2а приведены данные для давления рабочей смеси $P_{He+Ne} = 1$ мм рт. ст. Такая же картина получается и для других давлений рабочей смеси.

На рис. 2б показана зависимость выходной мощности от угла наклона φ при различных резко отличающихся уровнях мощностей генерации. Как видно из рисунка, предельный угол $\varphi_{пред.}$ не зависит от мощности генерации лазера пока длина резонатора удовлетворяет неравенству $\frac{d}{R} \ll 1,3$.

Независимость предельного угла $\varphi_{пред.}$ от мощности генерации и от расстояния зеркал $\left(\text{при } \frac{d}{R} \ll 1,3\right)$ может быть объяснена на основании результатов работы [7].

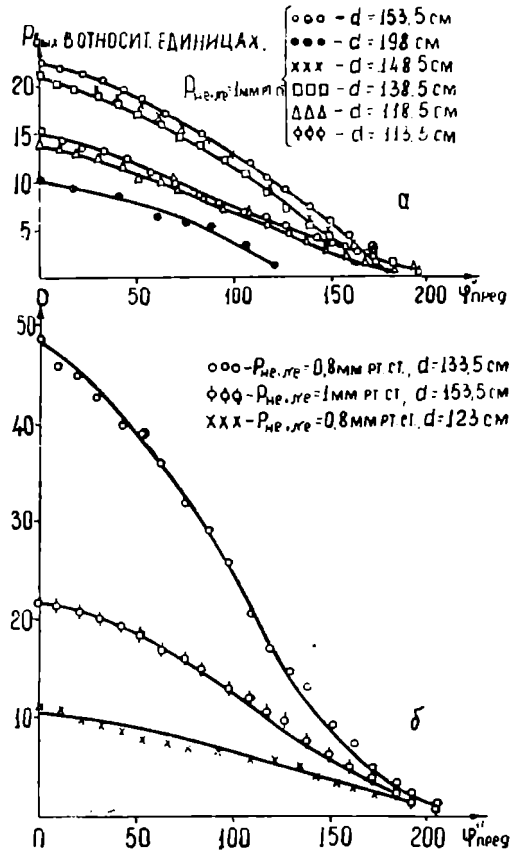


Рис. 2. Зависимость выходной мощности лазера от угла наклона одного из зеркал: а—при разных длинах резонатора; б—при резко отличающихся уровнях мощностей генерации. В обоих случаях возбуждаются многие типы колебаний.

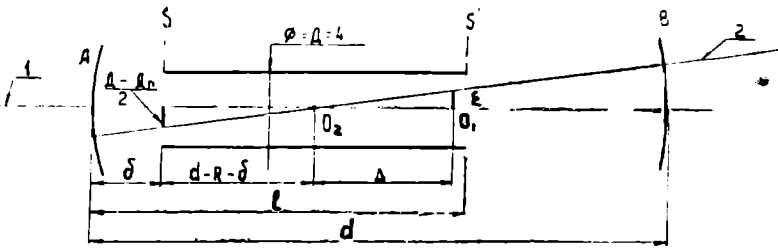


Рис. 3. К расчету предельного угла наклона зеркала. $l = 102$ см; $\delta = 18$ см. 1 — ось резонатора и разрядной трубки при идеальной юстировке; 2 — ось резонатора после наклона одного из зеркал.

При повороте зеркала A резонатора центр его кривизны O_1 смещается относительно оси разрядной трубки на величину ϵ (рис. 3). Центр кривизны зеркала B , поскольку оно юстируется на максимум генерации, все время расположен на оси трубки. В результате ось резонатора, определяемая линией O_1O_2 , наклоняется по отношению к оси разрядной трубки. При определенном угле наклона торцев зеркала в сечениях S и S' будет происходить диафрагмирование светового пучка лазера, которое приведет к возрастанию дифракционных потерь и срыву генерации. Естественно предположить, что из всех типов колебаний в последнюю очередь будет гаснуть основной тип TEM_{00} , для которого дифракционные потери наименьшие. Тогда предельно допустимая величина смещения пятна лазера в сечениях S и S' будет равна $\frac{D - D_{11}}{2}$, где D — внутренний диаметр трубки лазера, D_{11} — диаметр пятна для типа TEM_{00} в соответствующем сечении.

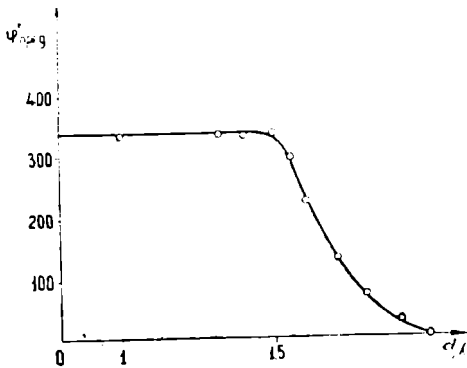


Рис. 4. Теоретическая кривая, вычисленная по формулам (3) и (4).

Если резонатор близок к конфокальному ($\frac{d}{R} \sim 1$), то предельный угол поворота зеркала A будет определяться диафрагмированием луча в сечении S' (смещение в сечении S будет очень мало). С помощью элементарных геометрических расчетов можно показать, что в этом случае

$$\varphi_{\text{пред}} = \frac{\epsilon}{R} = \frac{D - D_{11}}{2R} \cdot \frac{2R - d}{R + l + d} \quad (3)$$

Однако при достаточно больших d/R величина $\varphi_{\text{пред}}$ будет ограничиваться смещением пятна в сечении S . Для этого случая

$$\varphi'_{\text{пред}} = \frac{l - l_{11}}{2R} \cdot \frac{2R - d}{d - R - \delta} \quad (4)$$

Для нахождения предельного угла наклона зеркала при данном

$\frac{d}{R}$ необходимо рассчитать обе величины $\varphi_{\text{прел.}}$ и $\varphi'_{\text{прел.}}$ и взять наименьшую из них. Диаметр пятна основного типа колебаний определялся по формуле [7]

$$D_{\text{п}} = 2 \sqrt{\frac{b\lambda}{2\pi} \left(1 + \frac{4z^2}{b^2}\right)}, \quad (5)$$

где z — расстояние от центра резонатора; b — радиус кривизны зеркал эквивалентного конфокального резонатора, определяемый в свою очередь формулой

$$b = \sqrt{2dR - d^2}. \quad (6)$$

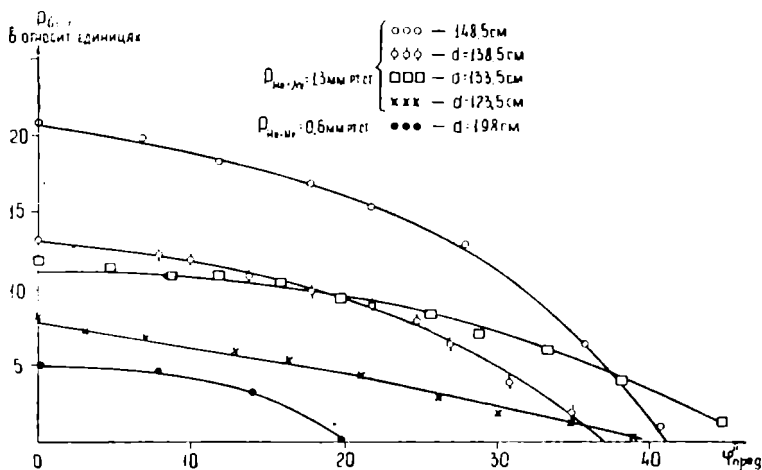


Рис. 5. Зависимость выходной мощности лазера от угла наклона одного из зеркал при разных длинах резонатора и при разных уровнях мощностей генерации для основного типа ГЕМ₀₀ колебаний.

На рис. 4 показан график зависимости $\varphi_{\text{прел.}}$ от отношения $\frac{d}{R}$, рассчитанный по приведенным выше формулам. Из графика видно, что вплоть до значений $\frac{d}{R} \sim 1,5$ величина $\varphi_{\text{прел.}}$ практически остается постоянной. Это подтверждается нашими экспериментами.

Экспериментально найденное значение $\varphi_{\text{прел.}} \sim 200''$ несколько меньше теоретического. Это расхождение может быть объяснено тем, что в теории не учитывается ряд факторов и, в первую очередь, неоднородность усиливающей среды (спадение, коэффициент усиления к стенкам разрядной трубки). По этой причине эффективный диаметр усиливающей среды оказывается меньше внутреннего диаметра трубки, что должно привести к уменьшению $\varphi_{\text{прел.}}$

Изучено влияние разъюстировки резонатора на мощность лазера также в режиме генерации одного основного типа колебаний ГЕМ₀₀. Выделение основного типа колебаний осуществлялось при помощи диафрагмы диаметром 1,5 мм, помещенной внутри резонатора. После этого резонатор юстировался на максимум мощности генерации основного типа колебаний.

На рис. 5 показаны зависимости мощности от угла φ при разных длинах резонатора и для разных давлений смеси для типа колебаний ГЕМ₀₀.

Как видно из рис. 5, величина предельного угла наклона при генерации основного типа колебаний намного меньше, чем при генерации нескольких типов. Предельный угол для основного типа зависит как от уровня возбуждения активной среды, так и от длины резонатора. Этого и следует ожидать, так как диаметр диафрагмы менее чем в два раза превышает диаметр светового пятна в плоскости диафрагмы. Поэтому диффракционные потери для основного типа колебаний зависят от длины резонатора даже при $\frac{d}{R} < 1.3$.

Выводы

В лазере со сферическими зеркалами требования к юстировке зеркал существенно различны для случая генерации многих поперечных типов колебаний и для случая, когда выделяется основной тип TEM_{00} с помощью диафрагмы. В первом случае допустима значительная (до 3 угловых минут) разъюстировка зеркал, причем величина предельного угла разъюстировки практически не зависит от мощности генерации и слабо зависит от длины резонатора (при не слишком больших отклонениях от конфокального расположения). Во втором случае требования к юстировке значительно более жесткие. Величина предельного угла разъюстировки здесь меньше одной минуты. Предельный угол уменьшается с уменьшением мощности генерации, а также с увеличением длины резонатора. Следует отметить, что и в этом случае допустимая разъюстировка намного больше, чем для резонатора с плоскопараллельными зеркалами.

Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
14 апреля 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Killpatrick J., Gustafis H. — *proc. TRE*, 1962, 50, № 6, стр. 1587.
2. Королев Ф. А., Одинцов А. И., Мицай В. Н. — *Оптика и спектроскопия*, т. 19, 71, 1965.
3. Хивенс О. С. — *УФН*, т. 81, вып. 3, 1963.
4. Зингер Д. — *Лазеры*. Перевод с английского. ИЛ, М., 1961.
5. Беннет В. — *УФН*, 81, 119, 1963.
6. Soohoo R. F. — *proc. IEEE*, 51, 100, 1963, № 1. Русский перевод, № 1, январь, 1963.
7. Бойд Дж., Гордон Дж. — *Лазеры* (сборник статей), М., 1963.

УДК 550.388.2:388.3

О. ОВЕЗГЕЛЬДЫЕВ
М. Б. ОСТАНИНА

УТРЕННИЙ МИНИМУМ ВЕРОЯТНОСТИ СУЩЕСТВОВАНИЯ СПОРАДИЧЕСКОГО СЛОЯ E И ЕГО СВЯЗЬ СО ВРЕМЕНЕМ ВОСХОДА СОЛНЦА

Исследуя связи E_s с геофизическими явлениями, мы пришли к выводу, что метеорные частицы и корпускулярную радиацию Солнца нельзя рассматривать как основные причины образования этого слоя в средних широтах [1, 2].

С другой стороны, по современным представлениям физическое состояние высоких слоев атмосферы (ионосферы) и происходящие в них процессы почти полностью определяются воздействием ультрафиолетового, рентгеновского и корпускулярного излучений Солнца [3]. В E области ионосферы некоторую роль играют также микрометеориты. Известно также, что параметры, характеризующие E_s , изменяются в зависимости от времени суток и года, а также от уровня солнечной активности. Поэтому остается предположить, что в образовании E_s существенную роль играет коротковолновая радиация Солнца. Однако, в отличие от регулярных слоев ионосферы, E_s не является результатом непосредственной ионизации Солнцем. Коротковолновая радиация Солнца, по-видимому, регулирует условия возникновения механизмов, приводящих к образованию спорадического слоя E ионосферы. В данной работе приводятся результаты исследования связи утреннего минимума вероятности появления E_s (PE_s) со временем восхода Солнца.

Следует отметить, что термин «вероятность появления», по нашему мнению, является не совсем удачным, так как PE_s должно зависеть от продолжительности существования отдельных спорадических образований, что не отражено в этом термине. Поэтому на двух станциях, расположенных на разных широтах, если E_s появляется и одинаковое число раз в течение суток, но с разной продолжительностью существования, получаются разные вероятности появления. Проводя регистрацию в одной точке, можно определить лишь только вероятность существования спорадического слоя E ионосферы, но не вероятность появления его. Таким образом, применяемый до настоящего времени термин «вероятность появления» E_s фактически отражает вероятность существования спорадического слоя E на данной точке, и поэтому целесообразно заменить термин «вероятность появления» термином «вероятность существования» E_s , определяемым как отношение числа заме-

ров, в которых E_s наблюдается, к общему числу проведенных замеров, выраженное в процентах. Поэтому в дальнейшем в тексте мы будем использовать термин «вероятность существования» E_s .

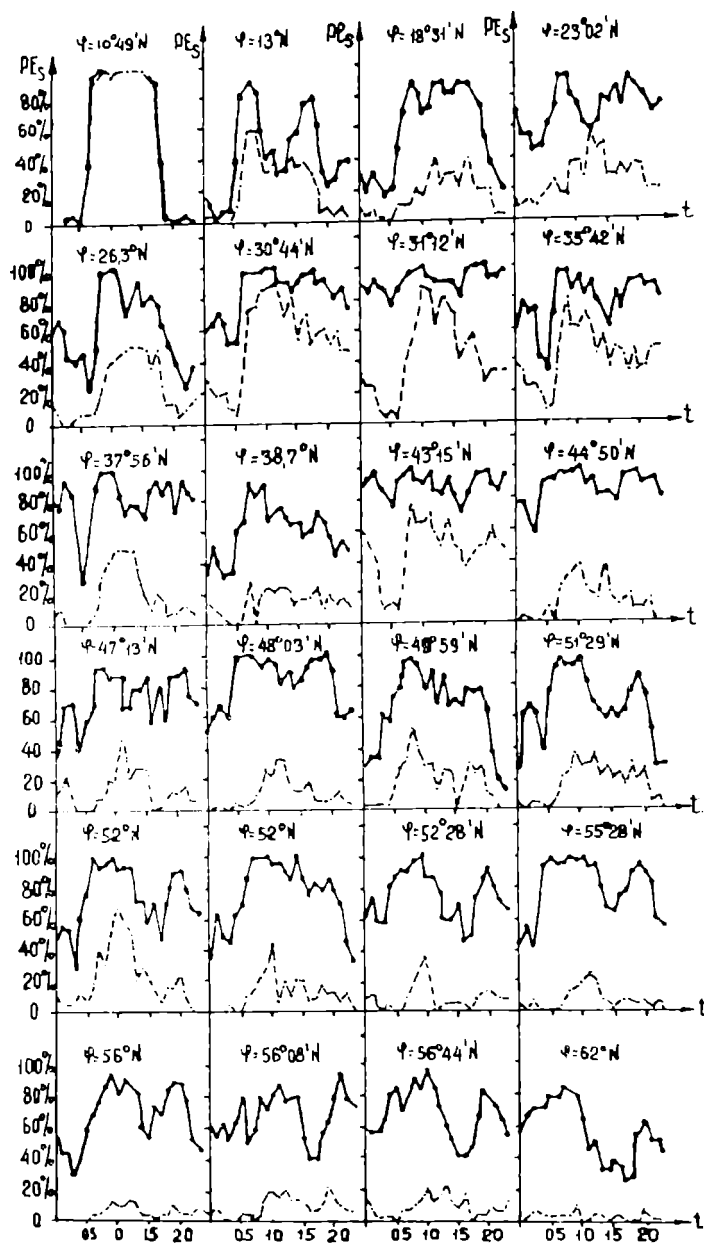


Рис. 1. Суточный ход вероятности существования E_s за июль 1958 г.

Рассмотрим полученные нами результаты. Обработка данных, полученных в период МГГ и МГС на 48 станциях мира, показывает, что суточный ход PE_s на низкоширотных и среднеширотных станциях имеет утренний минимум. На рис. 1 приводятся графики суточного хода PE_s , построенные для 24 станций северного полушария за

июль 1958 г. (сплошная линия соответствует PE_s , а пунктирная линия — PE_s с $f_0E_s > 5$ МГц). Список и координаты станций, данные которых были использованы, приводятся в табл. 1. Из рис. 1 видно, что время наступления утреннего минимума с увеличением широты сдвигается в сторону ранних часов суток. Кроме того, утренний минимум PE_s можно проследить до широт 55—56 градусов. Выше этой широты этот минимум незаметен.

Результаты обработки данных других месяцев года приводятся в табл. 1. В этой таблице пустые клетки означают отсутствие данных, а клетки с черточкой — невозможность определения времени наступления минимума. Следует отметить, что определение времени наступления утреннего минимума PE_s в зимних и равноденственных месяцах года связано с определенными трудностями, так как в это время года PE_s значительно меньше, чем в летние месяцы и суточный ход PE_s имеет большие флуктуации. Тем не менее полученные данные дают возможность выяснить общие закономерности утреннего минимума PE_s . А именно, для одной и той же станции минимум наступает летом значительно раньше, чем в остальные сезоны года. Кроме того, летом время наступления минимума для высокоширотных станций значительно более раннее, чем на низкоширотных, а зимой наоборот. Эти сезонные и широтные изменения утреннего минимума, как будет ясно из дальнейших рассуждений, связаны с сезонным и широтным изменением времени восхода Солнца.

Таблица 1

Время появления утреннего минимума PE_s для различных месяцев года

Название станции	Координаты станции		Месяцы											
	φ	λ	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Кадокканал	10° 14'N	77° 28'E		0400	0500	0500	0500	0500	0500	0500	0400	0300	0500	0500
Мадрасс	13 00	80 15	0500	0400	—	—	0300	0300	0200	—	0400	0300	0500	—
Порта-Рико	18 31	67 12'W		0700	0700	0300	—	0500	0400	0600	0300	0500	0700	0400
Ахмедабад	23 02	72 38'E	0700											
Окинава	26 18	127 48		0600	—	0400	0600	0600	0600	0600	0600	0600	0700	0700
Акита	30 44	140 08	0600	0700	—	0400	0400	0400	0500	0500	0500	0500	0600	0600
Ямагава	31 12	130 38	0600	0500	0400	0500	0500	0500	0500	0600	0600	0600	0700	0600
Какабуджи	35 42	139 29		0600	0700	0400	0400	0400	0500	0500	0600	0600	0600	0500
Ашхабад	37 56	58 18	0700	—	0700	0600	0600	0500	0500	—	0700	0700	0800	—
Вашингтон	38 42	77 06W	—	0600	0400	0400	—	0400	0300	0300	0400	0500	0500	0400
Алма-Ата	43 15	76 55E	0700	—	0600	0500	0500	0500	0400	0300	0300	0300	—	—
Симферополь	44 50	34 04	0700	—	0500	—	—	0300	0300	0600	0500	0500	0500	0600
Ростов-на-Дону	47 13	143 00							0400	0500	0600	0600	—	—
Фрейбург	48 03	07 35	0600	—	0400	0400	0300	—	0300	0300	0400	0500	0500	0600
Пругонице	49 59	14 33	—	—	—	—	—	—	0500	—	0300	0300	0500	—
Слау	51 29	00 34W	0600	0600	0500	0500	0400	0300	0400	0400	0400	0400	0400	0500
Чита	52 00	113 30E	0700	0700	0600	—	0400	0400	0300	0400	0500	0500	0300	0400
Медзешин	52 00	21 12	0600	0500	0600	0700	—	—	0300	0400	0300	0400	0600	—
Иркутск	52 28	104 02	—	—	—	—	—	0300	0300	0300	0300	—	0600	0600
Москва	55 28	37 19	0700	0600	0400	—	—	0300	0300	0200	0200	0200	0200	0700
Горький	56 00	44 18				0600	0500	0200	0300	0400	0400	—	—	—
Томск	56 28	84 56	0300	—	0500	—	—	0500	—	—	—	—	0500	0400
Свердловск	56 44	61 04	—	—	—	—	—	0200	0200	0300	0500	0700	—	—
Иркутск	62 00	129 39						0200	—	—	—	—	—	—

Для точного определения времени наступления утреннего минимума необходимо иметь ионограммы непрерывного зондирования или в крайнем случае необходимо обработать данные с 15-минутной программой зондирования. В нашем распоряжении имеются только дан-

ные Ашхабадской ионосферной станции с 15-минутной программой наблюдений, поэтому дальнейший анализ проводился только для этой станции. Нами обработаны данные, полученные за 1958 и 1962 гг.

В Ашхабаде утренний минимум особенно отчетливо отмечается в летний период, когда около 80 процентов времени существует слой E_s . В другие сезоны года вероятность существования его меньше, чем летом, поэтому время утреннего минимума PE_s не всегда удается точно определить. На рис. 2 приводится суточный ход PE_s , построенный по данным 20 дней каждого месяца. Это было сделано для того, чтобы более точно определить изменчивость времени наступления минимума от месяца к месяцу.

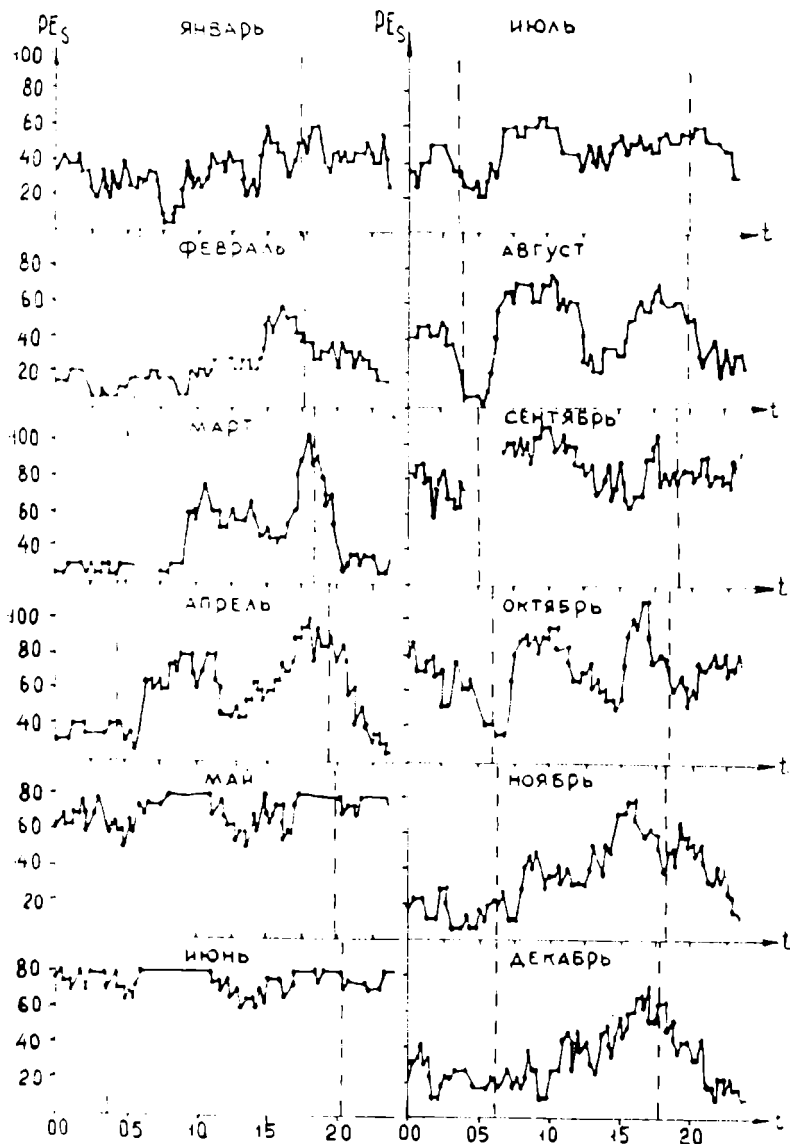


Рис. 2. Суточный ход PE_s для станции Ашхабад за 1962 г. (вертикальные линии — время восхода и захода Солнца).

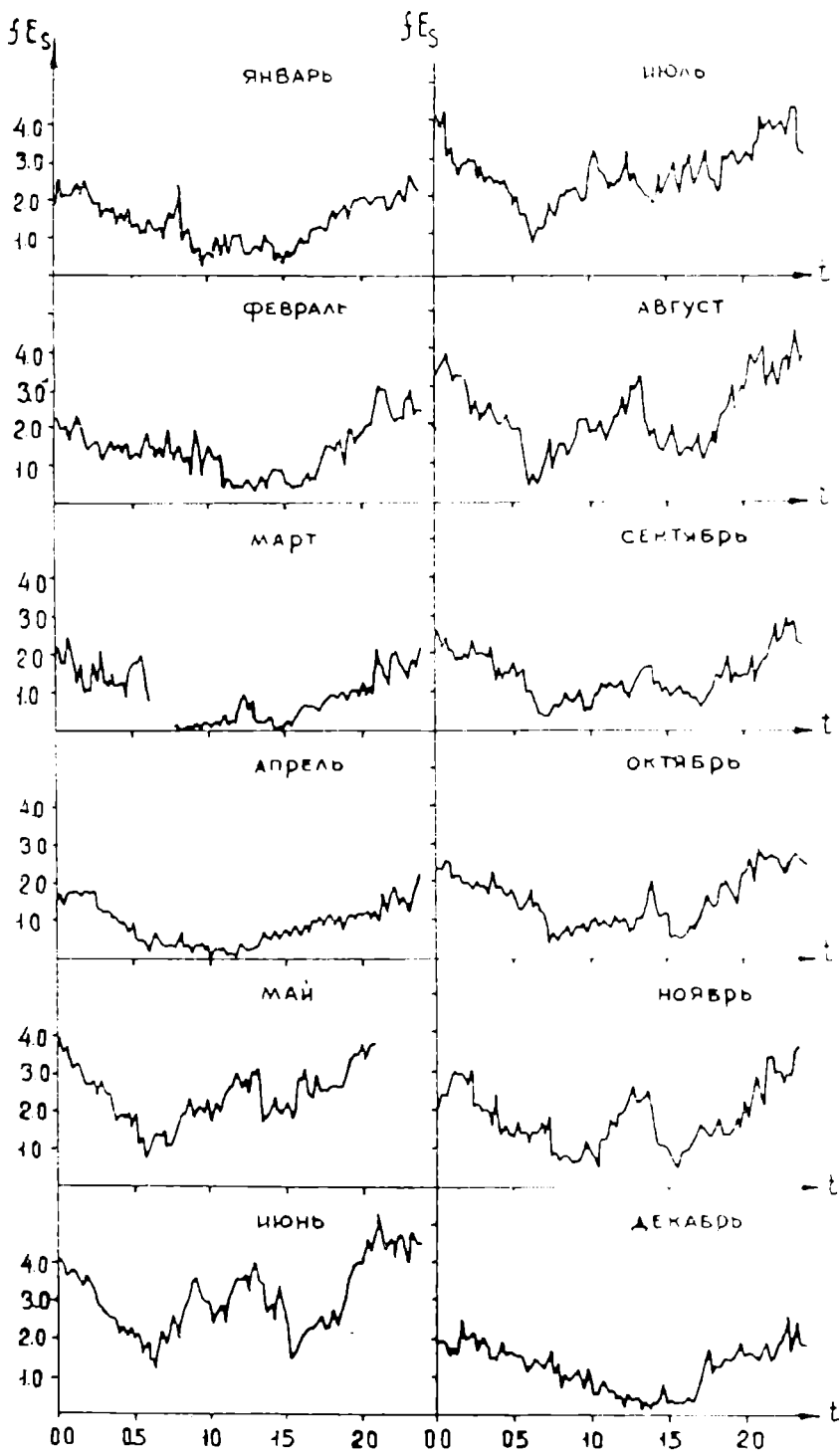


Рис. 3. Суточный ход fE_s для станции Анзхабад за 1962 г.

Из графиков видно, что суточный ход PE_s характеризуется утренним минимумом, предполуденным максимумом, а также вечерним максимумом, который в зимние месяцы превосходит предполуденный и приходится на 16.00—17.00 часов, к летним месяцам он смещается на 18.00—20.00 часов. Утренний минимум PE_s в зимние месяцы приходится на 7.00—8.00 часов, в весенние и летние месяцы на 5.00—6.00 часов.

Чтобы выяснить взаимосвязь хода суточного PE_s со временем восхода Солнца, для 20 рассматриваемых дней каждого месяца с интервалом через 5 дней подсчитывалось время восхода Солнца на высоте 100 км для широты Ашхабада. Полученные с помощью таких расчетов для каждого пяти дней значения времени восхода и захода были усреднены, и эти средние значения отмечены в виде вертикальных линий на суточном ходе PE_s . Если сравнить время утреннего минимума со временем восхода Солнца, то видно, что утренний минимум в суточном ходе PE_s следует за временем восхода Солнца, причем, с некоторым регулярным запаздыванием на 1—2 часа, и величина этого запаздывания имеет тенденцию возрастания от зимних месяцев к летним.

Проводился также анализ взаимосвязи суточного хода PE_s со временем захода Солнца на основе данных, полученных в Ашхабаде и на сети ионосферных станций. Однако четко выраженной особенности PE_s в период захода Солнца найти не удалось, хотя было обнаружено, что после захода Солнца в большинстве месяцев года и на многих среднеширотных и низкоширотных станциях отмечался небольшой минимум PE_s . Время наступления этого минимума по отношению ко времени захода Солнца и глубина его неустойчивы.

В настоящее время по мнению большинства исследователей E_s в средних широтах является результатом перераспределения существующей ионизации [11—14]. Следовательно, результаты действия механизмов, приводящих к образованию E_s , могут существенно зависеть от состояния среды, в которой образуется этот слой.

В связи с этим возникает вопрос, отражают ли параметры спорадического слоя E f_0E_s и f_bE_s реальную интенсивность действия механизмов, приводящих к образованию слоя, аналогично параметрам f_0E , f_0F_1 и f_0F_2 . По нашему мнению, это не совсем так и, по-видимому, более правильно было бы в качестве параметров рассмотреть следующие

$$fE_s = f_0E_s - f_0^{\cdot}E; \quad f_nE_s = f_bE_s - f_0^{\cdot}E.$$

Причем, $f_0^{\cdot}E$ — критическая частота регулярного слоя E , соответствующая уровню появления E_s . В этом случае $f_0^{\cdot}E$ будет характеризовать концентрацию электронов на уровне появления E_s , а fE_s и f_nE_s — результат действия механизмов, приводящих к образованию E_s .

С целью изучения суточного хода интенсивности действия механизмов, приводящих к образованию E_s , нами анализировался суточный ход параметра fE_s за 1962 г. (рис. 3). Следует отметить, что для облегчения обработки при определении значения параметра fE_s в качестве $f_0^{\cdot}E_s$ брались значения f_0E , что, по-видимому, не внесет существенных изменений в форму суточного хода fE_s .

Обработка данных сводилась к следующему. Из ионограмм определялись среднемесячные значения f_0E через каждые 15 минут, и затем эти значения вычитались из каждого значения f_0E_s , измеренного через 15 минут для всех дней месяца. Полученные таким образом зна-

чения fE_s сводились в таблицу и подсчитывались среднемесячные значения fE_s через 15 минут, которые и характеризуют суточный ход этого параметра. В ночные часы из f_0E_s вычитали f_0E , интерполированные от значения 0.5 Мгц в 00 часов до значения f_0E , соответствующего началу дневного слоя E , которое составляет примерно 1.2—1.5 Мгц на 04—05 и 19—20 часов.

Суточный ход параметра fE_s в зимние и весенние месяцы характеризуется понижением значений его в дневные часы и представляет собой картину, примерно обратную суточному ходу f_0E . В летние и осенние месяцы после утреннего минимума наблюдается повышение значений fE_s в дневные часы. Утренний минимум fE_s наблюдается в основном в летний период (май—август), причем время наступления его запаздывает по отношению ко времени наступления утреннего минимума PE_s .

Следует отметить, что аналогично утреннему минимуму PE_s имеют место также утренние минимумы f_0F_2 и h_pF_2 , причем время наступления их также регулируется временем восхода Солнца [10]. Анализ данных Ашхабадской ионосферной станции за 1962 г. показал, что время запаздывания минимума суточного хода f_0F_2 и h_pF_2 , так же как для PE_s , увеличивается от зимних месяцев к летним. Кроме того, время запаздывания для каждой из этих параметров несколько различно, для PE_s и f_0F_2 оно меняется примерно в одинаковых пределах от 30—45 мин. до 1.30—2.00, а для h_pF_2 оно значительно больше и колеблется от 2.00—2.30 до 5.00.

Обсуждение результатов

Как известно, спорадический слой E появляется в основном в E области ионосферы, где состояние ионизации определяется временем суток и года, уровнем солнечной активности и координатами места наблюдения. Для данного уровня солнечной активности критическая частота слоя E (f_0E) является примерно однозначной функцией зенитного расстояния Солнца z и в основном подчиняется закону простого слоя Чемпена—Крючкова

$$f_0E \sim \cos^2 z.$$

Одной из существенных особенностей регулярного слоя E является то, что возрастание ионизации в нем начинается задолго до восхода Солнца на уровне этого слоя и f_0E не имеет утреннего минимума. Это говорит о том, что спорадический слой E , который появляется и существует в E области ионосферы, не является результатом непосредственной ионизации солнечной радиации. В противном случае по аналогии с регулярным слоем E не наблюдался бы утренний минимум PE_s , f_0E_s и fE_s .

С другой стороны, полученные нами данные показывают, что время наступления утреннего минимума регулируется временем восхода Солнца. Отсюда возникает вопрос, каким образом коротковолновая радиация Солнца воздействует на E_s . По нашему мнению, солнечная радиация оказывает косвенное воздействие, а именно она действует на механизмы, приводящие к образованию спорадического слоя E ионосферы.

Зависимость утреннего минимума PE_s от времени восхода Солнца можно объяснить с помощью механизма [6], если допустить что в период восхода Солнца на уровне слоя E увеличивается высотный градиент температуры или уменьшается высотный градиент скорости ветра.

Так как волна на границе раздела, за счет которой возникает перераспределение ионизации, тем неустойчивее, чем меньше разность температур и чем больше разность скоростей ветра.

Экспериментальные данные, полученные различными методами [7—9], показывают, что в E области в утреннее время, как и в другое время суток, существует большой вертикальный градиент ветра. Поэтому более вероятно, что в период восхода Солнца увеличивается градиент температуры. В настоящее время отсутствуют надежные данные о суточной и высотной вариациях температуры в термосфере. Однако, по-видимому, вполне естественно ожидать такое увеличение высотного градиента температуры в период восхода Солнца, когда после длительного отсутствия в ночное время начинает действовать радиация Солнца, энергия которой на разных уровнях поглощается неодинаково. Кроме того, по современному представлению в образовании минимума f_0F_2 и $h_p F_2$ в F области ионосферы, аналогичных утреннему минимуму PE_s , существенную роль также играет тепловое расширение. Таким образом, из выше приведенных рассуждений следует, что утренний минимум PE_s определяется зенитным углом Солнца, и его возникновение можно объяснить на основе механизма образования E_s , предложенного в работе [6].

Выводы

1. Суточный ход PE_s на низко- и среднеширотных станциях имеет утренний минимум, время наступления которого испытывает сезонные и широтные изменения и регулируется временем восхода Солнца, следуя за ним с некоторым регулярным запаздыванием, возрастающим от зимних месяцев к летним.

2. E_s не является результатом непосредственной ионизации солнечной радиацией, — солнечная радиация оказывает воздействие на механизмы, приводящие к образованию спорадического слоя E .

Институт физики Земли и атмосферы
АН Туркменской ССР

Поступило
15 февраля 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Овезгельдыев О., Останина М. Б. — Геомагнетизм и аэрономия. № 2, 356, 1965.
2. Овезгельдыев О., Останина М. Б. — Геомагнетизм и аэрономия. № 4, 1966.
3. Кондратьев К. Я., Филлипович О. П. — Тепловой режим верхних слоев атмосферы. Гидрометеониздат, 1960.
4. Боенков М. В. — Тр. Сиб. ФТИ, вып. 37, 85, 1959.
5. Боенков М. В. — Тр. Института физики и геофизики АН ТССР, т. V, 47, 1958.
6. Овезгельдыев О. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1965.
7. Koschanski A. — j. Geophys. research, vol. 69, № 17, 3651, 1964.
8. Миркотан С. Ф., Кушнеревский Ю. В. — Неподородная структура и движения в попосфере. Изд-во «Наука», 1964.
9. Келлог В. В. — Ракетная и спутниковая метеорология. Тр. Первого международного симпозиума по ракетной и спутниковой метеорологии. Гидрометеониздат, 1964, стр. 11.
10. Лихачев А. И., Слуховой И. И. — Тр. Сиб. ФТИ, вып. 33, 72, 1954.
11. Whitehead J. D. — j. Atmos. and Terrest. Phys., vol. 20, № 1, 495, 1961.
12. Axford W. V. — j. Geophys. research, vol. 68, № 3, 769, 1963.
13. Coll K. D. — Planet and Terrest. Phys., vol. 11, № 7, 759, 1963.
14. Hall R. B. — j. Atmos. and Terrest. Phys., vol. 26, № 12, 1143, 1964.

УДК 543. 422

А. Г. КОРОТКИЙ
Г. А. МУРАДОВА
С. Р. СЕРГИЕНКО

СТРОЕНИЕ ВЫСОКОМОЛЕКУЛЯРНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ МОРСКОЙ НЕФТИ ПО ДАННЫМ МОЛЕКУЛЯРНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

Характеристика отдельных групп углеводородов, выделенных из 50-градусных фракций морской нефти, выкипающих в пределах 300—450° и из остатка выше 450°, дана в ранее опубликованных работах [1, 2].

В настоящем сообщении приводятся спектры поглощения этих углеводородов в инфракрасной и ультрафиолетовой областях и структурная характеристика углеводородов, полученная на основании расшифровки молекулярных спектров.

Исследованию подвергались парафино-циклопарафиновые (ПЦП) и ароматические (моноциклоароматические — МЦА, бициклоароматические БЦА и полициклоароматические — ПЦА) углеводороды как выделенные при хроматографическом разделении высокомолекулярных фракций морской челекенской нефти (300—350°, 350—400°, 400—450° и остатка выше 450°), так из продуктов избирательной жидкофазной каталитической дегидрогенизации предельных углеводородов (ПЦП) этих фракций.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Определение инфракрасных и ультрафиолетовых спектров проводилось на аппаратуре и по методике, описанной в ранее опубликованных работах [3—8].

Парафино-циклопарафиновые углеводороды

Инфракрасные спектры. Между спектрами ПЦП углеводородов, выделенных непосредственно из соответствующих нефтяных фракций, то есть до дегидрогенизации, и остаточных ПЦП углеводородов после дегидрогенизации имеется большое сходство (рис. 1 и 2).

Как можно судить по характеристическим спектрам, в обоих случаях имеются такие структурные элементы: CH_2 группы в парафиновых цепях ($\sim 1460 \text{ см}^{-1}$, $\sim 1305 \text{ см}^{-1}$, $\sim 764 \text{ см}^{-1}$, $\sim 744 \text{ см}^{-1}$ $\sim 715 \text{ см}^{-1}$), CH_3 группы ($\sim 1375 \text{ см}^{-1}$), изолированные ($\sim 1445 \text{ см}^{-1}$, $\sim 1167 \text{ см}^{-1}$, $\sim 1154 \text{ см}^{-1}$, $\sim 845 \text{ см}^{-1}$) и конденсированные ($\sim 964 \text{ см}^{-1}$) полиметиленовые кольца. Среди парафиновых структур имеются и короткие цепи, содержащие одну CH_2 ($\sim 764 \text{ см}^{-1}$), две CH_2 ($\sim 744 \text{ см}^{-1}$) и более четырех CH_2 групп ($\sim 715 \text{ см}^{-1}$). Основная часть алифатических атомов углерода приходится на парафиновые цепи $(\text{CH}_2)_n$, где $n \geq 4$. Полосы

$\sim 764 \text{ см}^{-1}$ и $\sim 744 \text{ см}^{-1}$, указывающие на наличие парафиновой цепи из одной и двух CH_2 групп, наиболее отчетливо проявляются в спектрах углеводородов первых двух фракций ($300\text{--}350^\circ$ и $350\text{--}400^\circ$). Наличие в этих спектрах слабого плеча $\sim 1340 \text{ см}^{-1}$ на полосе $\sim 1375 \text{ см}^{-1}$ и полосе $\sim 1208 \text{ см}^{-1}$ говорит о присутствии в этих углеводородах третичного атома углерода (СН). В спектрах двух последних фракций ($400\text{--}450^\circ$ и выше 450°) полоса $\sim 715 \text{ см}^{-1}$ расщепляется на две: $\sim 725 \text{ см}^{-1}$ и $\sim 712 \text{ см}^{-1}$, что обусловлено, по-видимому, присутствием в этих фракциях углеводородов с длинными неразветвленными парафиновыми цепями. С увеличением молекулярных весов фракций уменьшается весовая доля полиметиленовых структур, о чем можно судить по уменьшению интенсивности полос $\sim 1167 \text{ см}^{-1}$, $\sim 1154 \text{ см}^{-1}$, $\sim 964 \text{ см}^{-1}$, а весовая доля длинных парафиновых цепей возрастает (увеличивается интенсивность полосы $\sim 715 \text{ см}^{-1}$). В спектрах углеводородов фракции выше 450° имеются полосы $\sim 1607 \text{ см}^{-1}$ и $\sim 805 \text{ см}^{-1}$, характеристические для ароматических и полиметиленовых структур. В спектрах всех фракций имеется полоса $\sim 890 \text{ см}^{-1}$, которую можно отнести к колебанию концевых связей C--CH_3 . Наиболее интенсивна эта полоса в спектрах фракций $400\text{--}450^\circ$ остаточных ПЦП углеводородов. Незначительное уменьшение интенсивности полос моноциклических полиметиленов ($\sim 1167 \text{ см}^{-1}$, $\sim 1154 \text{ см}^{-1}$, $\sim 1018 \text{ см}^{-1}$, $\sim 845 \text{ см}^{-1}$) в остаточных ПЦП углеводородах говорит о преимущественном содержании в исходных ПЦП углеводородах циклопентановых колец. Большая интенсивность полосы $\sim 964 \text{ см}^{-1}$ в остаточных ПЦП углеводородах указывает на увеличение весовой доли конденсированных полиметиленовых структур по сравнению с исходными ПЦП углеводородами.

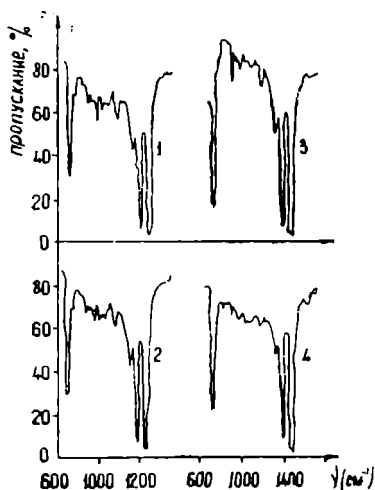


Рис. 1. Инфракрасные спектры поглощения исходных ПЦП углеводородов. 1 — Температура выкипания $300\text{--}350^\circ$; 2 — $350\text{--}400^\circ$; 3 — $400\text{--}450^\circ$; 4 — выше 450° .

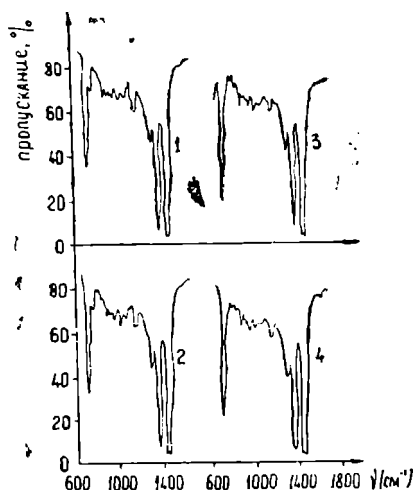


Рис. 2. Инфракрасные спектры поглощения остаточных ПЦП углеводородов. 1 — Температура выкипания $300\text{--}350^\circ$; 2 — $350\text{--}400^\circ$; 3 — $400\text{--}450^\circ$; 4 — выше 450° .

Было определено число CH_2 и CH_3 групп в ПЦП углеводородах до и после дегидрирования (табл. 1).

Как видно из приведенных в таблице данных, отношение CH_3 : CH_2 групп равно в первых двух фракциях 0,3 и уменьшается в остальных до 0,2, а в остаточных ПЦП углеводородах фракции $400\text{--}450^\circ$ до 0,1.

Содержание метиленных и метильных групп на среднюю молекулу в ПЦП углеводородах до деhydroгенизации (исходных) и после деhydroгенизации (остаточных)

Температурный интервал фракций, °С	Число CH_2 групп в ПЦП		Число CH_3 групп в ПЦП		Отношение CH_3 : CH_2 групп в ПЦП	
	исходное	остаточное	исходное	остаточное	исходное	остаточное
300—350	9,7	9,5	3,1	3,0	0,3	0,3
350—400	12,5	12,5	3,6	3,3	0,3	0,3
400—450	20,4	33,2	3,8	4,0	0,2	0,1
Выше 450	38,6	25,3	8,2	5,2	0,2	0,2

Столь малая величина отношения говорит о слабой степени разветвленности ПЦП углеводородов. Сходство спектров и близость количественной характеристики отношения CH_3 : CH_2 групп говорят о малом различии ПЦП углеводородов до и после деhydroгенизации.

Моноциклоароматические углеводороды

Инфракрасные спектры. Как видно из рис. 3 и 4, спектры МЦА углеводородов, выделенных непосредственно из нефтяных фракций и образовавшихся при деhydroгенизации ПЦП углеводородов, схожи между собой. Различие в основном заключается в перераспределении интенсивностей некоторых полос.

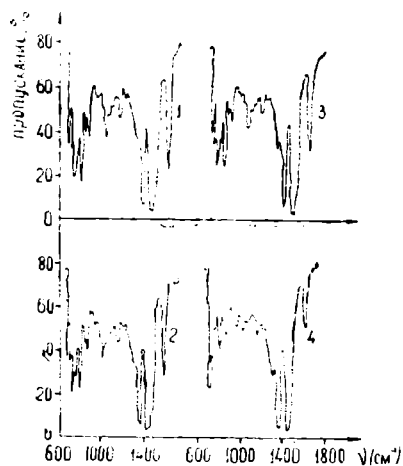


Рис. 3. Инфракрасные спектры поглощения МЦА углеводородов. 1—Температура выкипания 300—350°; 2—350—400°; 3—400—450°; 4—выше 450°.

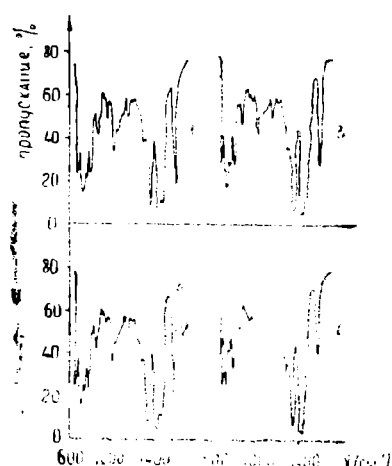


Рис. 4. Инфракрасные спектры поглощения вторичных МЦА углеводородов. 1—Температура выкипания 300—350°; 2—350—400°; 3—400—450°; 4—выше 450°.

Основными типами замещения бензольного кольца являются: монозамещенные ($\sim 742 \text{ см}^{-1}$, $\sim 695 \text{ см}^{-1}$); тризамещенные 1, 2, 4- ($\sim 875 \text{ см}^{-1}$, $\sim 813 \text{ см}^{-1}$) и 1, 3, 5- ($\sim 847 \text{ см}^{-1}$, $\sim 695 \text{ см}^{-1}$); дизамещенные 1,3- ($\sim 773 \text{ см}^{-1}$, $\sim 695 \text{ см}^{-1}$). Не исключена возможность присутствия тризамещенных 1, 2, 3- ($\sim 773 \text{ см}^{-1}$) и дизамещенных бензола — 1,2- ($\sim 742 \text{ см}^{-1}$) и 1,4- ($\sim 813 \text{ см}^{-1}$). Заместителями бен-

зольного кольца являются короткие парафиновые цепочки с одной и двумя CH_2 группами ($\sim 773 \text{ см}^{-1}$ и $\sim 742 \text{ см}^{-1}$), длинные с $(\text{CH}_2)_n$, где $n \geq 4$, ($\sim 1308 \text{ см}^{-1}$, $\sim 718 \text{ см}^{-1}$), CH_3 группы ($\sim 1377 \text{ см}^{-1}$), изолированные ($\sim 1167 \text{ см}^{-1}$, $\sim 1158 \text{ см}^{-1}$) и конденсированные полиметиленовые кольца ($\sim 965 \text{ см}^{-1}$). С увеличением молекулярных весов фракций уменьшается интенсивность полос, характеризующих наличие бензольного кольца ($\sim 1600 \text{ см}^{-1}$, $\sim 1495 \text{ см}^{-1}$) и полиметиленовых структур ($\sim 1167 \text{ см}^{-1}$, $\sim 1158 \text{ см}^{-1}$, $\sim 965 \text{ см}^{-1}$, $\sim 875 \text{ см}^{-1}$), увеличивается интенсивность полос, относящихся к длинным парафиновым цепям ($\sim 1308 \text{ см}^{-1}$, $\sim 718 \text{ см}^{-1}$). В фракции выше 450° , вместо полосы $\sim 718 \text{ см}^{-1}$, наблюдается дублет $\sim 722 \text{ см}^{-1}$ и $\sim 715 \text{ см}^{-1}$, что указывает на наличие длинных неразветвленных парафиновых цепей. Полосы $\sim 1215 \text{ см}^{-1}$ и $\sim 773 \text{ см}^{-1}$ указывают на присутствие третичных атомов углерода (СН), содержание которого уменьшается с увеличением молекулярного веса. Присутствие третичных атомов и значительное содержание CH_3 групп говорит о большой степени разветвления заместителей в бензольном кольце. Слабое плечо $\sim 752 \text{ см}^{-1}$ на полосе $\sim 742 \text{ см}^{-1}$ в фракции выше 450° говорит о незначительном присутствии конденсированных бициклоароматических соединений гомологов нафталина, вследствие недостаточно четкого хроматографического разделения. Во вторичных МЦА углеводородах циклогексановые кольца полностью отсутствуют или обнаруживаются лишь в виде следов, о чем можно судить по сильному уменьшению интенсивности полос $\sim 1018 \text{ см}^{-1}$, $\sim 998 \text{ см}^{-1}$, $\sim 916 \text{ см}^{-1}$, $\sim 845 \text{ см}^{-1}$. На наличие концевых связей $\text{C}-\text{CH}_3$ в фракциях вторичных МЦА углеводородов указывают полосы $\sim 1121 \text{ см}^{-1}$ и $\sim 890 \text{ см}^{-1}$; в первичных они замечательно проявляются лишь в фракции выше 450° . В фракции выше 450° первичных МЦА углеводородов наблюдается сильное расщепление полосы $\sim 717 \text{ см}^{-1}$ на две: $\sim 722 \text{ см}^{-1}$ и $\sim 715 \text{ см}^{-1}$, в то время как в этой же фракции вторичных МЦА углеводородов полоса $\sim 722 \text{ см}^{-1}$ проявляется лишь как плечо на полосе $\sim 717 \text{ см}^{-1}$. Это указывает на тот факт, что весовая доля длинных парафиновых цепочек в первичных МЦА углеводородах больше, чем во вторичных.

Таблица 2

Содержание бензольных колец на усредненную молекулу в МЦА углеводородах (первичных и вторичных)

Температурный интервал фракций, °С	Число бензольных колец на молекулу МЦА углеводородов	
	первичное	вторичное
300—350	0,8	1,5
350—400	0,9	1,4
400—450	0,9	1,4
Выше 450	0,9	1,1

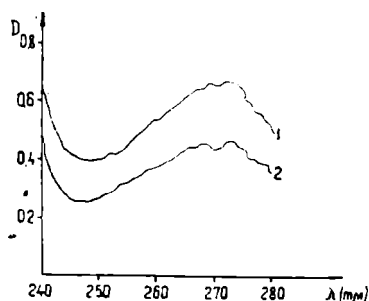


Рис. 5 Ультрафиолетовые спектры поглощения: 1 — первичных МЦА углеводородов из фракции $400-450^\circ$; концентрация $2,1 \cdot 10^{-4} \frac{\text{г. моль}}{\text{л}}$; 2 — вторичных МЦА углеводородов из фракции $400-450^\circ$; концентрация $0,4 \cdot 10^{-4} \frac{\text{г. моль}}{\text{л}}$.

Полосы $\sim 1600 \text{ см}^{-1}$, $\sim 1495 \text{ см}^{-1}$, характеристические для бензольного кольца, интенсивнее во вторичных МЦА углеводородах. Содержание конденсированных полиметиленовых структур ($\sim 965 \text{ см}^{-1}$) несколько

ко больше в первых трех фракциях вторичных МЦА углеводородов. Было определено число бензольных колец, приходящихся на молекулу для каждой фракции первичных и вторичных МЦА углеводородов (табл. 2).

Как видно из приведенных в таблице данных, вторичные МЦА углеводороды имеют большее число бензольных колец на молекулу (1,1—1,5) по сравнению с первичными (0,8—0,9). Разница в количестве бензольных колец между первичными и вторичными МЦА углеводородами характеризует содержание гексаметиленовых колец в молекулах МЦА углеводородов.

Ультрафиолетовые спектры. Анализ ультрафиолетовых спектров подтверждает близость структур первичных и вторичных МЦА углеводородов. На рис. 5 представлены графики зависимости оптической плотности от длины волны для изученных углеводородов фракции 400—450°. Во всех образцах содержатся монозамещенные ($\sim 262,5 \text{ м}\mu$; тризамещенные 1, 2, 4- ($\sim 268, 5 \text{ м}\mu$) и 1, 3, 3- ($\sim 273 \text{ м}\mu$); дизамещенные 1, 3- и 1,4- ($\sim 273 \text{ м}\mu$) и тетразамещенные ($\sim 278,5 \text{ м}\mu$) бензола.

Среди замещенных бензола преобладают 1, 2, 4-тризамещенные, имеющие интенсивную полосу поглощения $\sim 268,5 \text{ м}\mu$ и характерную полосу $\sim 275 \text{ м}\mu$. Вполне определено и содержание тетразамещенных бензола типа 1, 2, 3, 4-; 1, 2, 3, 5- и 1, 2, 4, 5-. В некоторых фракциях МЦА углеводородов имеется слабое плечо $\sim 244 \text{ м}\mu$, относящееся к бициклоароматическим структурам.

Бициклические и полициклические ароматические углеводороды

Инфракрасные спектры. Из рис. 6 и 7 видно, что спектры БЦА и ПЦА углеводородов мало различаются между собой и напоминают спектры МЦА углеводородов. Это говорит о сходстве структурных типов углеводородов.

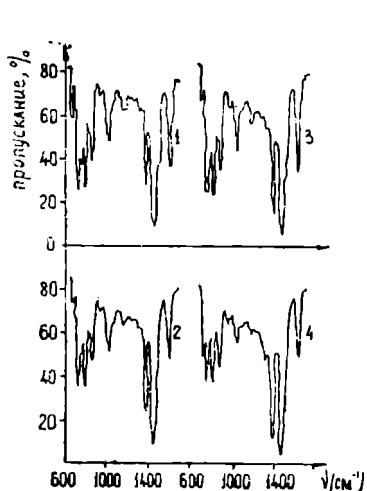


Рис. 6. Инфракрасные спектры поглощения первичных БЦА углеводородов. 1—Температура выкипания 300—350°; 2 — 350—400°; 3 — 400—450°; 4 — выше 450°.

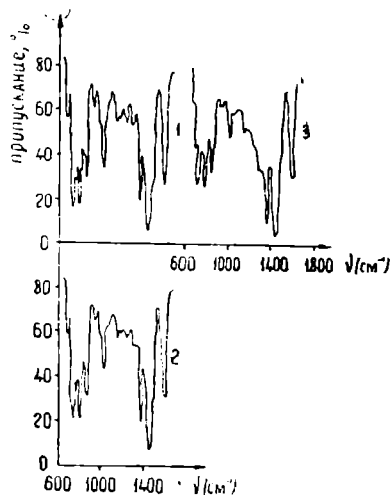


Рис. 7. Инфракрасные спектры поглощения первичных ПЦА углеводородов. 1—Температура выкипания 350—400°; 2 — 400—450°; 3 — выше 450°.

Содержание длинных парафиновых цепей во фракциях незначительно. Это видно из того, что характеристическая для них полоса $\sim 720 \text{ см}^{-1}$ проявляется в виде плеча на полосе $\sim 742 \text{ см}^{-1}$ и лишь в фракции выше

450° ее интенсивность несколько возрастает. В фракции выше 450° БЦА углеводородов на полосе $\sim 717 \text{ см}^{-1}$ видно слабое плечо $\sim 725 \text{ см}^{-1}$, указывающее на наличие длинной неразветвленной парафиновой цепи.

Заместители в кольцах БЦА и ПЦА углеводородов довольно сильно разветвлены, о чем свидетельствует наличие в спектрах полос, относящихся к третичному атому углерода, ($\sim 1340 \text{ см}^{-1}$, $\sim 1265 \text{ см}^{-1}$, $\sim 1210 \text{ см}^{-1}$, $\sim 828 \text{ см}^{-1}$, $\sim 777 \text{ см}^{-1}$). С увеличением молекулярного веса фракций разветвленность уменьшается. Полосы, характеризующие ароматические структуры ($\sim 1600 \text{ см}^{-1}$, $\sim 1033 \text{ см}^{-1}$, $\sim 873 \text{ см}^{-1}$, $\sim 807 \text{ см}^{-1}$, $\sim 695 \text{ см}^{-1}$), в ПЦА углеводородах интенсивнее тех же полос в БЦА углеводородах.

О наличии моно- и дизамещенных нафталина, а также фенантрена и антрацена можно судить по характеристическим полосам $\sim 875 \text{ см}^{-1}$, $\sim 813 \text{ см}^{-1}$, $\sim 743 \text{ см}^{-1}$.

Близость спектров БЦА и ПЦА углеводородов к спектрам МЦА углеводородов говорит о незначительной степени конденсации в ароматических структурах.

Ультрафиолетовые спектры.

Как видно из рис. 8, на котором представлены графики зависимости оптической плотности от длины волны для фракции 400–450°С БЦА и ПЦА углеводородов, исследованные образцы содержат нафталиновое ядро ($\sim 229 \text{ тн}$), содержащее два ($\sim 225 \text{ тн}$) и три заместителя ($\sim 232 \text{ тн}$), а также фенантрен и его гомологи ($\sim 338,5 \text{ тн}$, $\sim 346 \text{ тн}$), антрацен и его гомологи ($\sim 351,5 \text{ тн}$, $\sim 379,5 \text{ тн}$).

В полном согласии с инфракрасными спектрами, ультрафиолетовые спектры указывают на незначительное содержание конденсированных ароматических структур соединений, причем концентрация их снижается с увеличением молекулярного веса фракций.

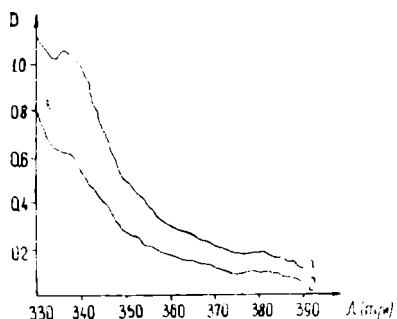


Рис. 8. Ультрафиолетовые спектры поглощения: 1 — первичных БЦА углеводородов из фракции 400—450°.

концентрация $0,6 \cdot 10^{-3} \frac{\text{г. моль}}{\text{л}}$;

2 — первичных ПЦА углеводородов из фракции 400—450°; концентрации

$1,6 \cdot 10^{-3} \frac{\text{г. моль}}{\text{л}}$.

Выводы

1. Методами инфракрасного и ультрафиолетового поглощения исследованы фракции высокомолекулярных углеводородов морской челякенской нефти.

2. Предельные парафино-циклопарафиновые углеводороды представляют собою гибридные структуры, содержащие в молекуле циклогексановые и циклопентановые кольца и парафиновые цепочки. По характеру замещения в циклогексановом кольце обнаружены следующие типы структур: монозамещенные, 1, 3-дизамещенные; 1, 2, 4- и 1, 3, 5-тризамещенные; возможны 1, 4-ди- и 1, 2, 3-тризамещенные.

3. Установлено, что отношение $\text{СН}_3:\text{СН}_2$ групп в предельных ПЦП углеводородах не превышает 0,3, что говорит о малой степени разветвления алкильных заместителей.

4. Показано, что моноциклоароматические углеводороды являются гибридными структурами, в молекуле которых, наряду с бензольным

кольцом, есть циклопентановые и циклогексановые кольца, как изолированные так и конденсированные, и парафиновые цепи. Основными типами замещения бензольного кольца являются: 1, 2, 4- и 1, 3, 4-тризамещенные, 1, 3-дизамещенные и монозамещенные. Не исключено наличие 1, 4-дизамещенных, 1, 2, 3-тризамещенных и тетразамещенных бензола.

5. Установлено, что содержащиеся в высокомолекулярных фракциях МЦА углеводороды содержат 0,8—0,9 бензольного кольца на молекулу, образовавшиеся при избирательной дегидрогенизации предельных ПЦА углеводородов — 1,4—1,5 кольца.

6. Показано, что молекулы би- и полициклических ароматических углеводородов представляют собой гибридные структуры с довольно разветвленными алифатическими заместителями и сравнительно низкой степенью конденсированности бензольных колец. Среди конденсированных ароматических структур преобладают ди- и триалкилзамещенные нафталина; возможно также присутствие, в небольших концентрациях, гомологов фенаנתрена и антрацена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Таймова Б. А., Сергиенко С. Р. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 1966.
2. Овезова А. А., Таймова Б. А., Сергиенко С. Р. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 1966.
3. Мурадова Г. А., Сергиенко С. Р., Короткий А. Г. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1963.
4. Мурадова Г. А., Сергиенко С. Р., Короткий А. Г. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 1963.
5. Сергиенко С. Р., Мурадова Г. А., Короткий А. Г. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1964.
6. Мурадова Г. А., Короткий А. Г., Сергиенко С. Р., Таймова Б. А., Гарбалдинский В. А., Овезова А. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1965.
7. Применение спектроскопии в химии. ИЛ, 1959.
8. Кусаков М. М., Шиманко Н. А., Шишкина М. В. — Ультрафиолетовые спектры поглощения ароматических углеводородов, 1963.

УДК 66. 095. 62.

А. Н. НИЯЗОВ
 Х. АТЛЫЕВ

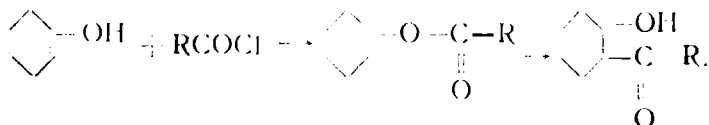
ЦИКЛОАЦИЛИРОВАНИЕ ФЕНОЛОВ

СООБЩЕНИЕ 1

Синтез циклогексил-п-крезилкетона

В литературе имеется ограниченное число примеров ацилирования ароматического ядра циклоалкилкарбоновыми кислотами. Лишь в последние годы осуществлен этим методом синтез ряда циклоалкиларилкетонов с помощью циклогексан-, циклопентанкарбоновых кислот и некоторых ароматических углеводов [1, 2, 3].

Представляется интересным распространить эту реакцию для получения циклогексилоксиарилкетонов на основе циклогексанкарбоновых кислот и некоторых фенолов. В развитие предыдущих наших работ, в настоящем сообщении приведены результаты исследования реакции ацилирования п-крезола циклогексанкарбоновой кислотой в присутствии PCl_3 и $AlCl_3$. Механизм реакции синтеза с фенолами в присутствии $AlCl_3$ до сих пор полностью не выяснен. Первоначальное представление этого процесса исходит из предположения, согласно которому на первой стадии имеет место образование эфира, с последующей перегруппировкой его по Фризу в кетон по схеме:



Имеется, однако, указание о том, что хлористый алюминий с фенолами образует молекулярное соединение состава $AlOAlCl_2$, которое при $120\text{--}140^\circ$ с хлорангидридами образует оксарилкетоны с высокими выходами [4].

При синтезе циклогексил-п-крезилкетона мы изучали влияние температуры, количества катализатора и молярное соотношение исходных продуктов на направление реакции и выход основных ее продуктов.

В качестве исходных продуктов использовали п-крезол, после перегонки физические константы его совпадали с литературными данными; циклогексанкарбоновая кислота синтезирована по Н. Д. Зелинскому [5]; треххлористый фосфор с температурой кипения $75\text{--}77^\circ$ (удельный вес 1, 58) и технический безводный хлористый алюминий. Хлорангидрид циклогексанкарбоновой кислоты получали обычным методом из циклогексанкарбоновой кислоты и треххлористого фосфора.

Реакцию проводили в трехгорловой колбе с ртутным затвором, механической мешалкой, обратным холодильником и капельной воронкой. В колбу загружали п-крезол и при энергичном перемешивании вносили небольшими порциями хлористый алюминий. После прибавления всего его количества и прекращения выделения хлористого водорода, в колбу вводили по каплям хлорангидрид циклогексанкарбонной кислоты. Затем капельную воронку заменили термометром и смесь нагревали над воздушной баней. Продукт реакции разлагали ледяной соляной кислотой, экстрагировали бензолом, сушили над хлористым кальцием и после отгонки растворителя перегоняли под вакуумом. В зависимости от условий реакции продукт перегонялся при различных температурах: так, при температуре реакции 20—25° продукт перегонялся в интервале 150—155° (5 мм), если температура реакции 40—80°, то он переходит при 155—160° (5 мм), при температуре реакции 120—160° перегонка продукта заканчивается в интервале 160—170° (5 мм.)

Влияние отдельных факторов на направление реакции и выход ее продуктов показаны в табл. 1—5.

Таблица 1

Влияние треххлористого фосфора
(при температуре 160° и длительности опыта 2 часа)

Молярное соотношение				Выход, %	Температура плавления, °C	Смола, %
Кислота	PCl ₃	AlCl ₃	п-крезол			
1	0,1	1,05	1	28,16	75—76	4,08
1	0,3	1,05	1	51,60	75—76	7,15
1	0,5	1,05	1	70,68	75—76	11,01
1	0,7	1,05	1	51,26	75—76	17,01
1	1,0	1,05	1	39,22	75—76	20,00

Из данных табл. 1 видно, что при различных соотношениях (от 0,1 до 1,0) образуется кетон; максимальный выход его достигает при 0,5 мол. треххлористого фосфора, дальнейшее увеличение количества PCl₃ приводит к завышенному смолообразованию. Весьма интересно влияние температуры (табл. 2): кетонизация идет при 120—160°, в то

Таблица 2

Таблица 3

Влияние температуры
(длительность опыта 2 часа,
соотношение компонентов
кислота: PCl₃:AlCl₃:п-крезол=
=1:0,5:1,05:1)

Температура реакции, °C	Выход, %	Температура плавления, °C	Смола, %
160	70,68	75—76	11,01
120	71,79	75—76	9,63
80	72,93	смесь кетона и эфира	7,57
40	73,39	смесь кетона и эфира	6,42
20	74,08	40—41	3,90

Влияние длительности реакции
(при температуре 160° и 120°,
соотношение компонентов
кислота: PCl₃:AlCl₃:п-крезол
=1:0,5:1,05:1)

Длительность реакции, час.	Выход, %	Температура плавления, °C	Смола, %
<i>t</i> = 160°			
1	69,72	75—76	10,55
2	70,68	75—76	11,01
5	70,41	75—76	11,69
<i>t</i> = 120°			
1	70,18	75—76	8,48
2	71,79	75—76	9,63
5	70,68	75—76	10,09

время как при комнатной температуре (20°) образуется только эфир. между этими интервалами температур смесь обоих продуктов в различных соотношениях. Продолжительность реакции практически мало влияет на процесс кетонизации (табл. 3). Влияние количества катализатора существенно сказывается лишь при достаточно значительном его количестве (табл. 4). Количество п-крезола также влияет на выход кетона (табл. 5).

Таблица 4

Влияние количества треххлористого алюминия
(при температуре 160° и 120°, длительности опыта 2 часа; соотношение компонентов кислоты: PCl_5 :п-крезол=1:0.5:1)

Молярное количество AlCl_3	Температура реакции, °C	Выход, %	Температура плавления, °C	Смола, %
0,70	160	73,62	75-76	10,55
1,05	160	70,68	75-76	11,01
1,30	160	55,66	75-76	19,72
0,70	120	72,48	75-76	8,21
1,05	120	71,72	75-76	9,63
1,30	120	65,94	75-76	12,11

Таблица 5

Влияние количества п-крезола
(при температуре 160° и 120°, длительности 2 часа; соотношение компонентов кислоты: PCl_5 : AlCl_3 1:0.5:1.05)

Молярное количество п-крезола	Температура реакции, °C	Выход, %	Температура плавления, °C	Смола, %
1,0	160	70,68	75-76	11,01
1,5	160	72,72	75-76	17,89
2,0	160	74,14	75-76	18,80
5,0	160	77,52	75-76	17,87
10,0	160	78,67	75-76	17,43
1,0	120	71,79	75-76	9,63
1,5	120	72,08	75-76	13,57

Синтезированный циклогексил-п-крезилкетон — желтовато-зеленое кристаллическое вещество с температурой плавления 75—76°

$\text{C}_6\text{H}_{11}\text{CO} - \text{C}_6\text{H}_5 \begin{cases} \text{CH}_3 \\ \text{OH} \end{cases}$	найдено	C (%) 77,13	H (%) 8,50
	вычислено	77,03	8,31

Гидроксильное число: найдено 253,70
вычислено 257,02

2,4-динитрофенилгидразон—оранжевое твердое вещество с температурой плавления 156—157°.

$\text{N} \begin{cases} \text{NH} \\ \text{C}_6\text{H}_3(\text{NO}_2)_2 \end{cases}$	найдено	C (%) 60,50	H (%) 5,60	N (%) 14,02
$\text{C}_6\text{H}_{11}\text{C} = \text{C}_6\text{H}_5 \begin{cases} \text{CH}_3 \\ \text{OH} \end{cases}$	вычислено	60,29	5,56	14,07

Оксим—белое твердое вещество с температурой плавления 156,5—157,5°

$\text{N} \begin{cases} \text{OH} \\ \text{C}_6\text{H}_3 \end{cases}$	найдено	C (%) 72,00	H (%) 8,30	N (%) 6,10
$\text{C}_6\text{H}_{11}\text{C} = \text{C}_6\text{H}_5 \begin{cases} \text{CH}_3 \\ \text{OH} \end{cases}$	вычислено	72,07	8,21	6,01

Приведенные данные подтверждают состав и некоторые свойства синтезированного кетона.

Крезильный эфир циклогексанкарбоновой кислоты -- белое кристаллическое вещество с температурой плавления 40—41°

	С (%)	Н (%)
$C_6H_{11}COOC_6H_{11}-CH_3$ найдено	77,10	8,35
вычислено	77,03	8,31
Эфирное число: найдено	254,50	
вычислено	257,02	

Эфир этот легко образуется при энергичном перемешивании смеси хлорангирида и крезола без $AlCl_3$ уже при комнатной температуре.

Выводы

1. Разработана реакция циклоацилирования п-крезола циклогексанкарбоновой кислотой в присутствии PCl_3 .

2. Синтезирован ранее не описанный циклогексил-п-крезилкетон и изучены некоторые его свойства.

Институт химии
АН Туркменской ССР

Поступило
27 апреля 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ниязов А. Н. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1961.
2. Ниязов А. Н. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 1, 1962.
3. Ниязов А. Н. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 1, 1963.
4. Томас Ч. — Безводный хлористый алюминий в органической химии, 1949.
5. Зелинский П. Д. — Собрание трудов, т. II, 1955.

УДК. 66. 063. 72

А. Н. НИЯЗОВ
 Г. АВЛИЯКУЛИЕВА

ФЕНОКСИЭТИЛОВЫЕ ЭФИРЫ НАФТЕНОВЫХ КИСЛОТ

Феноксизтиловые эфиры нафтеновых кислот не описаны в научной литературе. Между тем наличие в их структуре сложно-простой эфирной группировки должно обуславливать специфический характер их физико-химических свойств. Как установлено, указанные эфиры отличаются от аналогичных эфирев алифатических спиртов высоким значением температуры застывания и плотности. Они могут, по-видимому, обладать свойствами неионогенных эмульгаторов и, как следствие, найдут применение в качестве добавок к смазочным маслам.

Таблица 1

Влияние катализатора на выходы эфира
 (соотношение нафтеновая кислота: феноксизтанол во всех опытах было постоянным—11,5:7)

Опыты	КУ-2, %	Выход эфира, %	Темпера- тура ки- пения, °С 6—7 мм	n_D^{20}	d_4^{20}	Эфирное число	Температура замерзания
7	1	69,5	205—225	1,4991	1,0082	152,41	38—39° с помутнением
8	2	73,5	205—225	1,4992	1,0074	153,35	36—37° с помутнением
9	3	74,1	205—225	1,4993	1,0047	150,99	37—38° без помутнения
10	4	79,6	205—225	1,4990	1,0065	152,00	37—38° без помутнения
11	5	83,6	205—225	1,4989	1,0059	150,98	36—37° без помутнения
12	6	87,6	205—225	1,4990	1,0060	161,44	—
13	8	88,4	205—225	1,4992	1,0072	154,32	—
14	10	88,25	205—225	1,4991	1,0042	156,94	—

Таблица 2

Влияние избытка кислоты на выходы эфира
 (количество спирта и КУ-2 во всех опытах было постоянным—
 7 и 0,525 г соответственно)

Опыты	Нафтено- вая кис- лота, г	Избыток нафтеновой кислоты, %	Выход эфира, %	Температура кипения, °С 6—7 мм	n_D^{20}	d_4^{20}	Эфирное число
15	10,5	без избытка	94,74	205—225	1,4992	1,0064	160,91
16	11,55	10	91,88	205—225	1,4992	1,0046	156,92
17	12,6	20	92,06	205—225	1,4993	1,0069	156,76
18	13,65	30	85,73	195—215	1,4990	1,0047	162,87

Влияние температуры на выходы эфира
(при постоянном соотношении компонентов
нафтеновая кислота: спирт: КУ-2=11,5:7,0:0,575 г)

Опыты	Температура этерификации	Выход эфира, %	Температура кипения, °С 6—7 мм	n_D^{20}	d_4^{20}	Эфирное число
19	95	42,59	98—180	1,5163	—	83,84
20	125	67,8	93—180	1,5028	—	115,95
21	145	71,67	175—182	1,4978	1,0034	169,81
11	165	83,6	205—225	1,4989	1,0059	150,98

Для синтеза феноксиэтиловых эфиров в качестве исходных продуктов использовали узкую фракцию нафтеновых кислот, выкипающих в пределах 171—176° (12 мм рт. ст.) (d_4^{20} 0,9505, n_D^{20} 1,4630, кислотное число 266,5 мол. вес. 210,5) и феноксиэтанол, полученный по методике [1] (с температурой кипения 129—130° при 14 мм d_4^{20} 1,1070, n_D^{20} 1,5382).

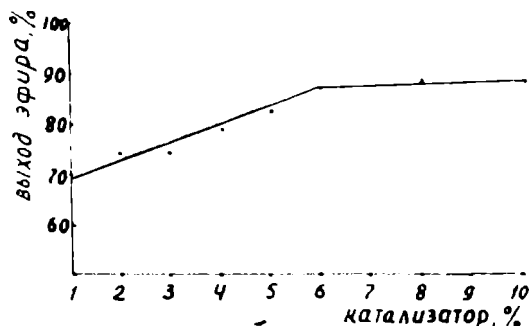


Рис. 1. Влияние КУ-2.

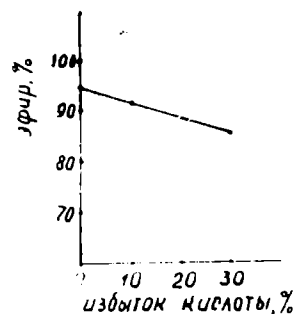


Рис. 2. Влияние избытка кислоты.

Реакцию этерификации проводили в двугорловой колбе с обратным холодильником, ловушкой и термометром. Для азеотропной перегонки реакционной воды использовали толуол, в качестве катализатора — активированную серной кислотой смолу КУ-2 [2]. Изучено влияние молярных соотношений компонентов, количества катализатора и температуры на процесс этерификации. Для синтеза эфиров исходные вещества и катализатор загружали в реакционную колбу и нагревали на масляной бане до прекращения выделения воды, а затем выдерживали при более высокой температуре в течение 5—6 часов. По охлаждению продукт отделяли от катализатора, разбавляли равным объемом бензола, нейтрализовали избыток кислоты 5%-ным раствором NaOH, промывали водой и сушили над хлористым кальцием.

После отгонки растворителя эфир перегоняли под вакуумом и определяли его физико-химические свойства.

Феноксиэтиловый эфир выкипает в пределах 205—225° и представ-

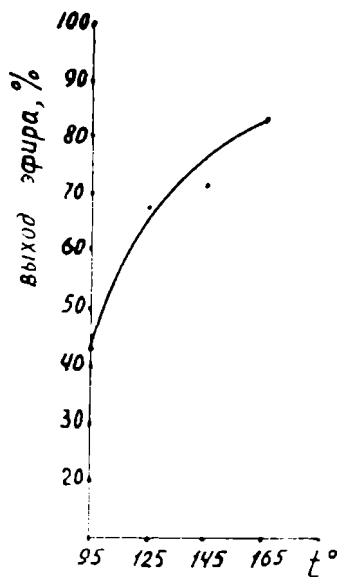


Рис. 3. Влияние температуры.

ляет собой лишнюю запаха слабо-желтую, маслянистую жидкость с температурой застывания минус 38 — 39°. выход его в зависимости от условий этерификации составляет 70 — 94%. Условия опытов и свойства эфира сведены в табл. 1—3.

Влияние количества катализатора сказывается весьма существенно. Увеличение его количества с 1 до 8% повышает выход эфира с 69 до 89% (табл. 1 и рис. 1). Оптимально количество катализатора 6—8% от взятой для реакции кислоты.

Из данных табл. 2 и рис. 2 следует, что избыток кислоты практически не влияет на выход эфира.

Гораздо больший эффект оказывает на выход эфира изменение температуры реакции (табл. 3 и рис. 3). Следует отметить, что этерификация достаточно полно проходит при температуре 145—165° в течение 5—6 часов.

Выводы

1. Синтезированы новые феноксиэтиловые эфиры нафтеновых кислот из туркменских нефтей.
2. Разработаны условия синтеза указанных эфиров с использованием смолы КУ-2 в качестве катализатора.
3. Изучены физико-химические свойства феноксиэтилового эфира нафтенового ряда.

Институт химии
АИ Туркменской ССР

Поступило
28 апреля 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бокоров К. С., Мельников Н. И. ЖОХ, 24, 2014, 1944.
2. Куковицкий М. М., Исагульбаев В. П. — Химия и технологии топлив и масел, № 3, 16—19, 1965.

ИОД И БРОМ В ПЛАСТОВЫХ ВОДАХ И МЕЖКРИСТАЛЬНЫХ РАССОЛАХ ТУРКМЕНСКОЙ ССР

Геохимические особенности йода и брома в подземных водах представляют значительный интерес при оценке перспектив отдельных регионов в отношении минеральных промышленных и лечебных вод, а также при выяснении возможности использования в конкретных гидрогеологических условиях йода, брома и других элементов как одного из показателей гидрогеохимических методов поисков нефти и газа.

В настоящее время накоплен большой фактический материал, позволяющий проследить поведение йода и брома в пластовых водах отложений мезозоя Центральных и Юго-Восточных Кара-Кумов, Копет-Дага, Приамударьинского и Гаурдак-Кугитангского районов, а также в межкристалльных рассолах соляно-ангидритовой толщи верхней юры и солей антропогена.

Исходя из основных закономерностей в изменении концентрации йода, возможно выделить 5 различных областей его аккумуляции: пластовые воды отложений плиоцена Западно-Туркменской низменности; пластовые воды отложений мезозоя платформенной части республики, включая Балхыз и Карабиль; пластовые-трещинные и трещинные воды отложений мезозоя Западного Копет-Дага и Гаурдака; межкристалльные рассолы соляно-ангидритовой толщи верхней юры; межкристалльные рассолы солей антропогена.

В Западно-Туркменской низменности йодные воды связаны в основном с отложениями красноцветной толщи, хотя на некоторых площадях присутствие йодных вод установлено и в более молодых отложениях.

Красноцветная толща представлена чередующимися пластами песков и глин, не выдержанных по мощности и простиранию. Отложения же акчагыла и аншерона в западной части низменности выражены преимущественно глинами с редкими прослоями песков. К востоку глинистость отложений резко уменьшается. Исключая Алладаг-Миссерианский район, где под отложениями неогена на глубинах ниже 200 м вскрыты отложения мела, мощность неогеновой толщи до 4000 м и более.

Минерализация пластовых вод обычно уменьшается с глубиной как в целом по разрезу, так и по падению отдельных горизонтов. Высокоминерализованные воды приурочены обычно к сводовым частям на-

рушенных складок. Максимальное значение минерализации — 317 г/л, минимальное — 14 г/л. Воды характеризуются очень высокими напорами. При вскрытии горизонтов скважинами повсеместно происходит свободный излив вод.

По составу воды хлоридные натриевые с незначительным содержанием сульфатов и гидрокарбонатов. По сравнению с водами аналогичной минерализации Центральных Кара-Кумов и Приамударьинского района подземные воды неогена обеднены кальцием.

Мощность осадочного чехла на остальной территории республики от 800—1000 до 10 000 м. Вмещающие йодо-бромные воды отложения в Центральных Кара-Кумах представлены, в основном, маломощными слоями песчаников и алевролитов, реже известняков, переслаивающихся с пластами глин также небольшой мощности (юра—нижний альб). И только горизонты более молодого возраста (средний альб—турон) отличаются преобладанием песчаных разностей. Последние перекрываются водоупорной глинисто-мергелистой толщей сенона—дания палеогена.

В Приамударьинском районе (Фараб, Наразым, Гаурдак, Керки-Даг) воды, обогащенные йодом и бромом, связаны с известняками и песчаниками юры и с маломощными пластами песчаников, алевролитов, реже известняков, заключенных среди мощных пачек глин (мел). Преимущественно глинами выражены и отложения палеогена.

Изученная часть разреза Питнякского района (нижняя юра—турон) представлена частым чередованием относительно небольших по мощности пластов песчаников, песков, алевролитов и глин.

В Кушкинском районе воды, содержащие йод и бром, заключены в маломощных слоях песчаников и алевролитов (юра—апт) и известняков (сенон).

В Копет-Даге проявления йодных вод связаны с трещиноватыми мергелями сенона—дания.

Общей закономерностью пластовых вод рассматриваемого района является увеличение минерализации с возрастанием глубины залегания водоносных горизонтов. При этом минерализация вод возрастает до определенной глубины, ниже которой изменяется уже в узком интервале. Так, в разрезе Центральных Кара-Кумов минерализация вод возрастает от 14 (отложения турона) до 184 г/л (отложения пермо-триаса?). Максимальная минерализация (202 г/л) здесь отмечена в отложениях апта. На Фарабской площади минерализация пластовых вод возрастает от 8 (отложения палеогена) до 160—200 г/л (юра). В Кушкинском районе значение минерализации изменяется от 10 г/л в горизонтах палеогена до 170 г/л в отложениях юры. В Копет-Даге наряду с пресными и слабо солоноватыми водами верхней гидродинамической зоны скважинами на относительно небольшой глубине (до 1000 м) вскрываются воды с минерализацией до 10—20 г/л, а в отдельных случаях и до 60 г/л.

Воды с минерализацией более 100 г/л по составу обычно хлоридные кальциево-натриевые или хлоридные натриевые, близкие по составу первым*. В составе вод часто отсутствуют сульфаты и гидрокарбонаты или же содержатся в крайне низкой концентрации. Воды с минерализацией до 50 до 100 г/л отличаются более низким содержанием кальция. Несколько возрастает содержание сульфатов и гидрокарбонатов в водах с минерализацией ниже 50 г/л и особенно—с минерализацией ниже 30 г/л. При этом в Приамударьинском районе в соленых

* Классификация дается по схеме Н. И. Толстухина.

водах сульфат-ион нередко доминирует над хлор-ионом. Исключая районы Гаурдака и Западного Копет-Дага, нигде не отмечено проявлений йодо-бромных вод при свободном излияе.

Межкристалльные рассолы соляно-ангидритовой толщи верхней юры вскрыты скважинами на Керкидагской, Байрамалийской, Сакарской, Шараплинской разведочных площадях на глубинах от 2900 до 3500 м и в Гаурдакском районе на глубинах более 200 м. Минерализация рассолов от 350 до 540 г/л. По составу они хлоридные магниево-кальциевые, хлоридные натриево-кальциевые и хлоридные магниевые. Ряд фактов позволяет считать, что рассолы распространены в виде линз и образовались в результате проникновения в соли вод нижележащих отложений по зонам разрывных нарушений, которые потом были «залечены», вследствие высокой пластичности солей. В частности, из большого числа скважин, вскрывших толщу солей в Гаурдакском районе, водопроявления отмечены только в трех. Они не отмечены также на ряде площадей, где соли вскрыты на полную мощность. Характерно для всех проявлений — резкое уменьшение дебитов при фонтанировании и прекращении излия через короткий промежуток времени.

Соли антропогена и заключенные в них межкристалльные рассолы развиты в бессточных впадинах (Карашор, Сарыкамыш, Султан-Санджар, Ер-Ойлан-Дуз), сухом русле Узбоя, пересохших лагунах Каспия (Куули). Большинство залежей содержит значительные прослои глин. Водонасыщенность солей обычно очень высока. Минерализация рассолов от 310 до 420 г/л. По составу они хлоридные натриевые с повышенным содержанием магния, хлоридные магниево-натриевые. За исключением отдельных случаев (Южный Карашор) рассолы обеднены кальцием и повсеместно обогащены сульфатами.

Для йода характерно резкое изменение содержания в водах одного горизонта, даже в пределах одной разведочной площади.

Работами В. В. Колодия [2] отмечено, что в водах красноцветной толщи и более молодых отложений содержание йода изменяется без видимой закономерности от 10 до 74 мг/л. При этом его значение не зависит ни от состава водовмещающих пород и наличия нефтегазоносных горизонтов, ни от глубины залегания водоносных горизонтов.

Более четко изменения в закономерностях поведения йода отмечаются в пластовых водах платформенной части республики.

На Зеагли-Дарвазинском поднятии и других разведочных площадях Центрального Каракумского свода среднее содержание йода (табл. 1) возрастает от 0,86 мг/л (турон) до 14,78 мг/л (готерив—баррем). Из общей закономерности выпадают только воды отложений сеномана и юры. В первом случае содержание более высокое, чем в водах подстилающих отложений, во втором — более низкое, чем в водах отложений готерива—баррема. Отсутствие закономерности в горизонтальном изменении концентрации йода может быть доказано на примере VII пласта Дарвазинского газового месторождения, где содержание йода в контурных водах всего 4 мг/л, а в законтурных достигает 19 мг/л. Определенной закономерности в изменении содержания по мере удаления от контура газоносности не отмечается. Это характерно и для вод других пластов месторождения.

На Фарабской площади присутствие йода в водах отложений турона — палеогена анализом не установлено. Среднее содержание его увеличивается от 0,4 до 2,0 мг/л в водах отложений сеномана—альба. Затем оно резко увеличивается в водах отложений апта (16,5 мг/л), уменьшается в неоме (12,7 мг/л) и снова возрастает в водах отложений верхней юры (16,7 мг/л). Воды отложений нижней—средней юры

более обеднены йодом — 12,6 мг/л. На этой площади изменение концентрации йода в крайне широком интервале характерно для горизонтов верхней юры, где она изменяется от 9 до 34 мг/л.

Пластовые воды Питнянского района бедны йодом. Все же и здесь происходит возрастание его среднего содержания от 0—0,4 мг/л (сеноман—турон) до 7,8 мг/л (средняя юра).

Таблица 1

Содержание йода и брома в пластовых водах различных горизонтов изученных площадей

Возраст	Минерализация, г/л			Йод, мг/л			Бром, мг/л		
	Количество анализов	Содержание солей	Средняя величина	Количество анализов	Содержание	Средняя величина	Количество анализов	Содержание	Средняя величина
Зеагли—Дарвазинская площадь									
Cr ₂ t	13	12,1—25,4	16,9	4	0,42—1,00	0,76	6	5,00—42,60	19,50
Cr ₂ cm	8	15,5—46,0	37,6	6	3,00—5,92	4,22	6	61,27—158,00	94,77
Cr ₁ al ₃	16	22,8—74,7	46,6	7	2,1—5,0	3,12	16	32,2—246,40	117,26
Cr ₁ al ₂	7	23,3—95,1	70,0	7	1,27—5,3	3,34	7	20,80—284,40	204,77
Cr ₁ al ₁	7	54,7—118,8	87,2	5	4,0—10,6	7,15	5	154,50—357,0	259,94
Cr ₁ ap ₂	25	69,8—237,2	112,0	19	2,1—14,3	7,84	23	72,0—459,5	286,65
Cr ₁ ap ₁	28	119,5—302,5	147,2	22	2,6—19,0	10,20	24	66,0—511,5	394,91
Cr ₁ b	7	129,2—156,3	145,5	5	12,70	12,70	6	322,0—476,90	401,77
Cr ₁ v—h	4	126,6—151,4	136,22	4	11,43—16,92	14,76	4	356,30—466,2	398,75
I	7	132,7—166,7	154,05	5	9,0—16,9	13,21	7	217,00—495,50	380,66
Султансанджарская площадь									
Cr ₁ ap	2	22,42—37,83	30,12	2	3,9—7,9	5,9	2	51,7—89,3	70,5
Cr ₁ nc—ap	8	27,68—79,80	44,18	8	2,6—5,3	4,0	8	62,1—194,5	104,0
I ₂	4	47,04—92,6	72,45	3	5,0—10,6	7,8	3	110,4—359,6	229,0
Тюямуюнская площадь									
Cr ₁ nc—ap	4	17,48—61,02	40,78	4	4,0—5,0	4,65	4	38,0—106,5	78,2
I ₁₊₂	20	55,2—222,4	86,86	16	0,6—10,6	4,96	17	38,0—566,2	181,86
Фарабская площадь									
Cr ₂ sn	8	6,59—17,08	10,95	—	0	—	5	7,0—36,0	16,66
Cr ₂ t	7	11,08—20,46	14,16	—	0	—	5	4,8—58,0	26,85
Cr ₂ cm	2	54,36—58,79	56,57	2	0—8,0	4,0	2	85,0—146,0	115,50
Cr ₁ al	2	63,08—75,82	69,45	2	0,33—4,2	2,3	2	173,2—174,35	173,77
Cr ₁ ap	4	157,8—173,5	164,4	4	12,7—18,0	16,35	4	301,0—450,0	363,57
Cr ₁ nc	1	157,78	—	1	12,7	—	—	341,0	310,0
I ₃	17	119,5—164,0	143,6	13	9,0—34,0	16,7	17	232,0—684,6	384,5
I ₁₊₂	4	118,98—204,0	155,2	4	10,6—12,7	12,6	4	346,3—548,8	438,55
Нелимская и Карачонская площади									
N	6	0,73—9,87	1,82	—	0	—	0	—	0
Pg	14	3,08—13,7	6,9	—	—	—	12	0,2—6,0	2,0
Cr ₂ sn	13	6,2—131,6	38,3	13	0,8—12,7	4,4	13	1,9—384,9	94,7
Cr ₁ nc—al	1	133,9	133,9	1	—	—	—	—	379,2
I	6	130,8—168,0	152,9	6	1,0—63,4	2,22	6	330,0—563,0	443,3

В Кушкинском районе присутствие йода в водах отложения палеогена и неогена не установлено. В водах отложений сенона концентрация йода в отдельных случаях достигает 13 мг/л, в более глубоких горизонтах его максимальное содержание 8,5 мг/л (неоком) и 6,5 мг/л (юра).

Воды зоны активного водообмена Копет-Дага очень бедны йодом (0--0,4 мг/л). В водах зоны затрудненного водообмена Западного Копет-Дага содержание йода резко возрастает и в сеноне достигает 19--46 мг/л (А. В. Кудельский, 1964 г.).

В отложениях юры Гаурдакского серного месторождения воды отличаются обычно невысоким содержанием йода (0-17 мг/л). Однако в районе Узункудукской зоны разрывных нарушений концентрация йода достигает 36 мг/л при аналогичном значении минерализации.

Содержание йода в межкристалльных рассолах юры изменяется от 13 до 42 мг/л при среднем значении около 25 мг/л.

Во многих месторождениях межкристалльных рассолов солей антропогена йод не обнаружен. Его присутствие отмечено в рассолах южной залежи солей Кара-Шора (4,2--21,0 мг/л), в рассолах солей Куули (до 3,0--4,2 мг/л), Султан-Санджара (1,5-2,5 мг/л), Сарыкамыша (0--4 мг/л), отдельных залежей русла Узбоя 4 мг/л (табл. 1, 2). В соленых озерах Узбоя йод, как правило, отсутствует, однако в водах отдельных озер в осенний период концентрация его достигает 3-7 мг/л.

Таблица 2

Содержание йода и брома в межкристалльных рассолах солей антропогена

Участок	Йод, мг/л	Среднее	Бром, мг/л	Среднее
Кара-Шор северный	0-4,2	—	243,8-1252,0	606,0
Кара-Шор южный	4,2-21,2	10,6	817,0-2810,0	2070,0
Шор-Казахлы	0	—	181,1	—
Кемаль-Узбой	0	—	20,8	—
Кель-Кор	12,7	—	238,7	—
Куули	4,2-36,0	13,7	268,0-879,0	468,6
Султан-Санджар	1,5-2,5	2,2	626,0-956,0	791,0
Сарыкамыш	4,2	—	202,0-412,0	304,2
Ер-Ойлан-Дуз	0	0	69,0-96,0	—
Соли Узбоя	—	—	—	—
W-образная петля	0	—	6,7-28,0	22,7
Куртыш	2,1-8,5	5,6	73,3-495,5	367,2
Игды	0,2-2,1	0,9	5,06-47,2	20,9
Давали	0	—	59,3	—
Лекча	4,2-19,0	11,4	511,8-3499,0	2450,8

Исследованиями отмечена крайняя неустойчивость йода в окислительной обстановке и приуроченность высоких концентраций к скоплениям углеводородов [3]. Высказывались предположения о возможной зависимости концентрации йода от содержания глини в разрезе.

Достаточно высокая концентрация йода в соленых озерах и межкристалльных рассолах солей антропогена показывает, что йод может накапливаться и в окислительной обстановке при благоприятных условиях.

Присутствие глинистых толщ в разрезе может привести к обеднению вод йодом, вследствие высоких сорбционных свойств глини. Это положение очень хорошо увязывается с материалами восточных районов, где йод отсутствует в водах отложений турона-палеоцена, отличающихся высокой глинистостью (Фараб, Гаурдак). Однако отложения апта Фарабской площади представлены преимущественно глинами, а содержание йода в заключенных в них водах такое же, как и в водах известковой толщи верхней юры. Все же в водах одновозрастных горизонтов (альб, сенман, турон) в направлении к северу и северо-западу от рассмотренных площадей по мере увеличения песчаности

происходит некоторое возрастание концентрации йода. Не исключено, что это явление может быть вызвано и другими причинами.

Отсутствует видимая связь между концентрацией йода и составом вод. Так, на Фарабской площади зоне отсутствия йода соответствует сульфатный состав вод. В то же время в Кушкинском районе практически бессульфатные воды юры и неокома отличаются очень низким содержанием йода. Воды более древних отложений, как правило, обогащены кальцием. Однако ни на Фарабской, ни на Зеагли-Дарвазинской площадях максимальному содержанию кальция не соответствует высокая концентрация йода. Нет видимой связи поведения йода и с другими компонентами вод.

Основываясь на работах О. В. Барташевич [1], проводя, возможно, и недостаточно обоснованное сравнение геохимической характеристики органического вещества в породах Западно-Туркменской низменности, Западного Копет-Дага и Гаурлака, где концентрация йодных вод близка, мы склоняемся к следующему предположению. Содержание йода в пластовых водах связано в основном со скоплением эпигенетического битуминозного органического вещества. Йодные воды высокой концентрации приурочены к тем участкам, где породы содержат эпигенетические скопления нефтяных битумов, интенсивно внедрившихся в них. Это предположение подтверждается геологическими материалами Западно-Туркменской низменности, Западного Копет-Дага, Гаурдака и некоторым образом Фарабской площади. Именно в верхнеюрском комплексе, где мозаично располагаются скопления сингенетических и эпигенетических битумов, являющихся по существу микроконцентрациями нефти, на Фарабе отмечается неравномерная концентрация йода от низкой до максимально высокой, известной в Туркмении.

Поведение йода в межкристалльных рассолах антропогена, по-видимому, определяется характером органического вещества межкристалльных рассолов, состав которого, к сожалению, не установлен, но присутствие отмечено многочисленными анализами. Вряд ли следует связывать содержание йода в рассолах с поступлением пластовых вод глубоких горизонтов мезозоя. Накопление йода в соленых озерах русла Узбоя, питающихся за счет грунтовых вод, значительно менее минерализованных и метаморфизованных по сравнению с межкристалльными рассолами, говорит о том, что в случае, если бы во впадинах аккумулялировались воды глубоких горизонтов, обогащенные йодом, содержание йода в межкристалльных рассолах должно было бы быть повсеместно значительно выше.

Более широко в пластовых водах и межкристалльных рассолах распространен бром. Данные табл. 1 и 2 указывают на прямую зависимость большинства определений брома от величины минерализации пластовых вод. Вместе с тем, при близком значении минерализации имеются некоторые горизонты, где содержание брома резко возрастает. Например, на Фарабской площади максимальное содержание брома достигает 684 мг/л, на Зеагли-Дарвазинской—511, на Султансанджарской—359, на Тюямуюнской 566 мг/л и т. д.

Исключая Зеагли-Дарвазинское поднятие, где максимальное среднее (по водам горизонтов) содержание брома падает на воды отложений неокома—нижнего апта, на всей платформенной части территории Туркменской ССР максимальное среднее содержание брома соответствует водам самых глубоких горизонтов. В Западно-Туркменской депрессии, в связи со своеобразием гидрохимической зональности, наобо-

рот, с глубиной происходит уменьшение содержания брома от 400—600 мг/л в верхних, до 20—30 мг/л — в нижних горизонтах плиоцена.

В межкристалльных рассолах соляно-ангидритовой толщи содержание брома изменяется в интервале от 1142 до 1798 мг/л. В межкристалльных рассолах различных залежей солей антропогена отмечается чрезвычайно резкое колебание содержания брома даже при близком значении минерализации. Резкое отличие в содержании брома характерно и для рассолов различных участков одной и той же залежи. Так, на Южно-Каращорской залежи содержание брома от 817 до 2512 мг/л, на Северо-Каращорской — 244—1252, Султансанджарской — 626—956, Еройландузской — 69—96 мг/л. Обедненные бромом рассолы характеризуются резким преобладанием среди ионов натрия и хлора. Максимальное содержание связано с преобладанием в составе катионов кальция (49—59 экв.‰), магния (до 69 экв.‰) и в отдельных случаях высоким значением минерализации — свыше 400 г/л.

Таким образом, наряду с бесспорной зависимостью концентрации брома от величины минерализации, существуют и другие факторы, обуславливающие как резкое увеличение, так и резкое уменьшение ее.

Вряд ли возможно применить для объяснения этого явления продолжительность периода формирования рассолов, так как, бесспорно, более молодые рассолы верхних горизонтов плиоцена Западно-Туркменской депрессии содержат такое же количество брома, что и древние рассолы глубоких горизонтов мезозоя платформенной области.

Близкие значения содержания брома различных проявлений межкристалльных рассолов соляно-ангидритовой толщи верхней юры подсказывают, что рост концентрации брома в условиях их залегания ограничен определенным пределом. Это подтверждается существованием более высокого содержания брома в рассолах отдельных залежей солей антропогена при более низкой минерализации.

Рост концентрации брома в юрских рассолах, учитывая крайне низкое содержание его в солях, может быть обусловлен, в основном, только концентрацией брома во внедрившихся в соли водах, а также их объемом. Примерно трехкратному возрастанию минерализации межкристалльных рассолов по сравнению с водами юрских известняков соответствует трехкратное возрастание концентрации брома.

Более сложным характером отличается поведение брома в межкристалльных рассолах солей антропогена. Учитывая различные условия формирования соляных залежей, в частности, характер вод, поступающих во впадины, условия их метаморфизации, глубину залегания выклинивающихся вод и воздействие на них поверхностных факторов, приходим к заключению, что концентрация брома в межкристалльных рассолах определяется следующими причинами.

1. Степенью и условиями метаморфизации межкристалльных рассолов. Так, очень высокое содержание брома в рассолах Южно-Каращорской залежи связано с крайне высокой степенью метаморфизации рассолов, близких к стадии перенасыщения. Наоборот, обеднены бромом рассолы, находящиеся в начальной стадии метаморфизации (Еройлан-Дуз, W-образная петля русла Узбоя и др.).

2. Содержание брома в водах, поступающих во впадины, например, в рассолах Султан-Санджара, где происходит выклинивание относительно обогащенных бромом пластовых вод верхних горизонтов мезозоя, содержание брома выше, чем в рассолах Северо-Каращорской, Сарыкамышской и отдельных залежей русла Узбоя (табл. 2).

На основании геологических предпосылок, к районам, перспективным в отношении йода, помимо уже известного — Западно-Туркмен-

ской изменчивости. — следует отнести Гаурдак и Западный Конет-Даг. В отношении брома очень интересны межкристальные рассолы солей антропогена, пластовые воды верхних горизонтов плиоцена Западно-Туркменской изменчивости и воды глубоких горизонтов мезозоя на остальной территории республики, где интерес представляют рассолы с минерализацией свыше 100 г/д, залегающие на Зеагли-Дарвазинском поднятии на глубине около 1000 м, на площади Туя-Муюн — 1200 м, на Фарабской площади — 1500 м. Несмотря на высокое содержание йода, очень высокое содержание брома и других полезных компонентов, к оценке перспектив освоения межкристальных рассолов верхней юры следует подходить с большой осторожностью, в связи со слабой изученностью закономерностей их распространения, вероятной ограниченностью запасов, большой глубиной залегания и крайне высокой минерализацией, что существенно затруднит их эксплуатацию.

На территории Туркменской ССР воды, обогащенные йодом или бромом, развиты почти повсеместно. Они достоверно отсутствуют в относительно небольших по площади районах, характеризующихся или небольшой глубиной залегания палеозойского фундамента (до 1000 м) или значительной мощностью зоны свободного водообмена. Такими районами являются северная часть Красноводского полуострова, крайняя северо-восточная часть республики, примыкающая к Султан-Уиз-Дагу, Кугитагский хребет и Центральный Конет-Даг на участках обнаженности отложений неоком-палеогена.

Выводы

1. Исходя из основных закономерностей в изменении концентрации йода возможно выделить 5 областей его аккумуляции.

2. Содержание йода в пластовых водах находится в тесной связи с концентрацией эпигенетического органического вещества, интенсивно внедрявшегося в породы.

3. Концентрация брома в пластовых водах обычно находится в прямой зависимости от величины минерализации.

4. Высокое содержание брома в межкристальных рассолах солей юры соответствует трехкратному возрастанию минерализации и концентрации брома вод подстилающих соли отложений.

5. Величина концентрации брома в межкристальных рассолах солей антропогена зависит от степени метаморфизации рассолов и содержания брома в водах, питающих соли.

6. Перспективными провинциями йодных вод помимо Западно-Туркменской изменчивости являются районы Западного Конет-Дага и Гаурдака.

7. Интерес в отношении брома представляют межкристальные рассолы солей антропогена, воды верхних горизонтов плиоцена Западно-Туркменской изменчивости и глубоких горизонтов мезозоя остальных районов республики.

Туркменская геолого-геофизическая экспедиция
УГ СМ СССР

Поступило
19 августа 1965 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барташевич О. В. — Геохимия рассеянного органического вещества мезозойских и кайнозойских отложений Туркмении с оценкой перспектив нефтегазопосности. Диссертация, 1964.
2. Колодий В. В. — Тр. ТФ ВНИИ, вып. V, Гостоптехиздат, 1962.
3. Косенко В. И., Стасинович Д. С. — Технология брома и йода. Гос. науч.-техн. изд-во хим. лит., 1960.
4. Соколовский Л. Г. — Известия АН СССР, сер. ФТХиГП, № 1, 1964.

УДК 551.491.4

Л. Г. СОКОЛОВСКИЙ
В. П. ФЕДИН

СОЛЕНЫЕ ОЗЕРА РУСЛА УЗБОЯ

Отдельные участки сухого русла Узбоя заполнены озерами. В средней части его озера приурочены к выходам закарстованных трещиноватых известняков сармата, в нижней — к участкам глубокого вреза русла в отложения антропогена. Большая часть озер имеет повышенную минерализацию.

В период полевых работ 1962—1963 гг. гидрогеохимической партией Центральной комплексной тематической экспедиции УГ и ОН при СМ Туркменской ССР обследована группа озер в средней части Узбоя (Куртышское, «Соленые родники», Игдинские озера) и несколько озер в нижней части русла, западнее Ясхана.

Работы проведены в период максимального (апрель—май) и минимального (сентябрь—октябрь) положения уровня озер. Температуры замерялись ртутным максимальным термометром с интервалом 0,5—1,5 м. Пробы воды отбирались с помощью пробоотборника Симпсона. Работы проведены Н. В. Соколовым, Л. Г. Соколовским, И. Ю. Судяковым.

Соленые озера давно привлекали внимание исследователей в связи с решением ряда интересных вопросов. В частности, в некоторых озерах в глубоких горизонтах отмечены более высокие температуры по сравнению с температурами верхних горизонтов. О таком явлении впервые упоминается Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой [7], которые связывают его с пропикновением по зонам разрывных нарушений горячих вод отложений мезозоя. Ф. А. Марченко (1960 г.), отметив сезонный характер повышения температур, связывал его с микробиологическими процессами [5].

Озеро Куртыш-баба находится в западной оконечности Куртышской петли русла Узбоя. Оно состоит из трех бассейнов, два из которых небольшие и мелководные. Третий бассейн имеет периметр до 200 м. Форма его округлая. Максимальная глубина до 13 м (октябрь 1962 г.). Озеро приурочено к выходу сарматских известняков, обнажающихся по дну русла и в бортах его.

Группа озер «Соленые родники» и Игдинские озера расположены на участке, называемом Игдинские петли (Игдинские пороги) в месте, где Узбой перескакает песчаный массив Учтагаи.

«Соленые родники» состоят из трех не сообщающихся друг с другом бассейнов различной формы. Первое озеро овальной формы раз-

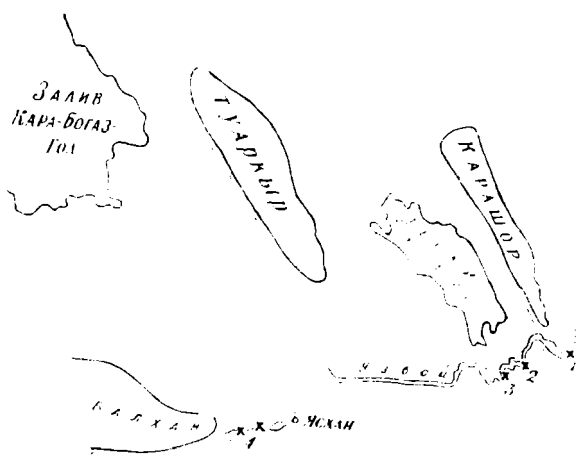
мером 200×110 м. В правом обрывистом берегу обнажаются известняки сармата, в левом — глинисто-песчаные отложения каракумской свиты антропогенного возраста. Дно озера покрыто илом и гипсом. Максимальная глубина озера — 9 м. Среднее озеро находится в 300 м вверх по руслу. Длина его около 2800 м, ширина до 100—150 м. Оба берега сложены антропогенным комплексом. Правый берег пологий, левый — крутой, обрывистый. Глубина озера от 0,8—1,5 до 5 м.

Третье озеро расположено в 2 км вверх по руслу от среднего. Приурочено к выходам известняков сармата. Форма округлая. Периметр около 460 м. Глубина до 11—12 м.

Игдинские озера расположены в нескольких километрах ниже первого из группы озер «Соленые родники». Первое озеро имеет неправильную форму. Длина его по правому берегу 565 м, по левому — 655 м. Ширина в северо-восточной части — 70 м, а в юго-западной — 35 м. Максимальная глубина отмечена у левого берега — 4 м, а минимальная — у правого — 0,5 м. В основании берегов прослеживаются выходы известняков сармата, перекрытые отложениями антропогена. Высота левого обрывистого берега до 25 м, правый — значительно более пологий.

Второе озеро имеет длину 200 м, ширину 45 м. Максимальная глубина — 1,5 м. Дно покрыто грязью, перемешанной с солью. На дне встречаются ямы. Грязь с солью лежит в виде небольших бугорков по берегам озера. Берега Узбоя в этом месте крутые, густо поросшие у основания камышом.

Третье озеро начинается бассейном овальной формы. Ширина по длинной оси до 450 м. У берега среди залежи гипса несколько глубо-



Схематическая карта соленых озер русла Узбоя. 1 — Куртыш-Баба; 2 — «Соленые родники»; 3 — «Игдинское»; 4 — озеро в районе колодца Сенграджи.

ких ям, соединенных мелкими перетоками. Максимальная глубина озера в этой части — 4,5 м. Дно озера в прибрежной части покрыто гипсом. С берега глубинные части озера отмечаются зелеными и черными пятнами. По-видимому, углубления заполнены смесью гипса и ила. Бассейн оканчивается небольшим сужением, ниже которого русло Узбоя заполнено водой на участках около 6 км. Левый берег крутой, правый — пологий. В обоих берегах обнажаются отложения антропогена.

В южной части Узбоя, западнее Ясхана, находятся озера длиной от нескольких сот метров до нескольких километров. Ширина озер до 100—110, глубина до 1,0—1,2 м. Дно обычно покрыто коркой гипса, ниже которой ил с резким болотным запахом.

По составу воды обследованных озер довольно однообразны. Это в основном хлоридные натриевые* воды с повышенным содержанием

магния. очень близкие к хлоридным магниевонариевым. Воды бедны гидрокарбонатами (0—1 экв.‰), кальцием (1—4 экв.‰) и обогащены сульфатами (8—18 экв.‰).

Минерализация озер от 89 до 342 г/л. На всех озерах изменение ее значения носит сезонный характер. Например, на Куртышском озере в поверхностных горизонтах весной она в 2 раза ниже, чем осенью. На примере Куртышского и Игдинского озер отчетливо видно, что минерализация вод значительно возрастает в глубоких горизонтах (табл. 1). Характерно, что ни состав вод, ни диагностические коэффициенты $r_{Na:Cl}$ и $r_{SO_4:rCl}$ при этом почти не изменяются. В то же время с возрастанием глубины горизонтов несколько уменьшается значение коэффициента $r_{Ca:Mg}$.

В водах озер анализом не устанавливается присутствие йода или же отмечается крайне низкое его количество.

Относительное возрастание содержания йода отмечается в глубоких горизонтах озер, а также в осенний период при наибольшей минерализации вод. Более четко зависимость от минерализации вырисовывается для брома, стронция.

Любопытны закономерности изменения теплового режима озера (табл. 2). На некоторых озерах глубиной более 1,5 м, температура вод в нижних слоях обычно выше, чем в поверхностных. Повышение температур на глубинах более 1,5 м весной 1962 г. отмечалось в Куртышском, Игдинском озерах, озерах «Соленые родники». На большинстве озер в осенний период повышения температур не происходит. Более «горячие» воды ниже глубины 1,5 м не образуют сплошного слоя и в придонной части на всех озерах температура вод несколько уменьшается (табл. 2).

Н. В. Тагеевой (1951 г.), Н. П. Лужной, Е. И. Лукьяновой (1951, 1952 гг.), В. А. Ковда, П. А. Летуновым (1952 г.), Н. П. Лужной и Ф. А. Макаренко (1955 г.), Ф. А. Марченко (1952 г.) отмечается, что в русло Узоя поступают воды разного генезиса и минерализации: поверхностные, грунтовые, пластовые. Большая роль поверхностного стока в осенне-зимне-весенний периоды не вызывает сомнения. Это подтверждается резким уменьшением минерализации озер весной. Выклинивание вод грунтового потока отчетливо видно на многих участках почти на всем протяжении русла Узоя. Но ни на одном участке не видно следов поступления вод глубоких горизонтов, сопровождающихся обычно проявлением газирующих минерализованных термальных источников.

Интересно, что воды мезозоя сопредельных районов (Зеагли-Дарваза, Сапсыз, Сарыкамыш, Ахча-Кая) обладают достаточно высокой минерализацией, обогащены кальцием, лишены сульфатов или крайне обеднены ими [1]. Своеобразие состава вод озер показывает, что в их питании вряд ли принимают участие воды отложений мезозоя. В то же время видна большая близость состава вод озер и разгружающихся вод грунтового потока (табл. 1, участки Игды и Куртыш).

Некоторое уменьшение в водах глубоких горизонтов озер относительного содержания кальция и сульфатов по сравнению с водами верхних горизонтов связано с садкой гипса, который пачкает выпадать из вод уже при минерализации 60 г/л.

Явно сезонный характер изменения температур достаточно убедительно доказывает отсутствие какой-либо связи этого явления с подтоком горячих вод глубоких горизонтов мезозоя. Последнее подтверждается также довольно низким содержанием по отношению к величине минерализации брома, стронция и некоторых других элементов, достаточно устойчивых в окислительной обстановке. Бесспорно, в случае концентрирования в озерах разгружающихся пластовых вод отложений мезозоя содержание этих элементов должно быть значительно выше.

Состав вод озер русла Узбоя

Таблица 1

Наименование озера и место отбора пробы	Глубина отбора, м	t°С на глубине отбора	Формула Курлова	рН	Содержание в мг/л										Дата отбора пробы
					J	Br	Sr	Ba	Rb	K	r Na / r Cl	r Ca / r Mg	Cl / Br	rSO ₄ / rCl	
Оз. Куртыш Северо-восточная часть, 20—30 м от берега	8,5	19	M150,3 $\frac{Cl_{91} SO^4_{10}}{Na_{74} Mg_{14} Ca_2}$	7,7	0	44,0	37,6	—	0,33	150,3	0,82	0,08	1924	0,09	4 IV 1963
"	0	9	M94,1 $\frac{Cl_{89} SO^4_{11}}{Na_{73} Mg_{13} Ca_4}$	7,7	0	30,6	24,5	—	—	113,3	0,82	0,17	1699	0,12	.
Закопушка на берегу озера, в 0,8 км к западу по руслу от кол. Куртыш	—	—	M41,3 $\frac{Cl_{81} SO^4_{19}}{Na_{74} Mg_{19} Ca_7}$	7,2	0	9,3	16,5	—	—	28,9	0,91	0,37	2163	0,23	5 IV 1963
Оз. Куртыш	0	—	M189,1 $\frac{Cl_{92} SO^4_8}{Na_{76} Mg_{23} Ca_1}$	7,6	1,7	61,3	43,5	1,9	0,4	1040,1	0,82	0,066	1742	0,09	7 X 1962
Оз. Южные Игды Северо-западная окраина озера	3,5	45	M205,6 $\frac{Cl_{86} SO^4_{14}}{Na_{76} Mg_{23} Ca_1}$	7,5	2,12	47,2	57,5	2,05	0,4	—	0,88	0,03	2244	0,15	29 IX
"	0	18	M111,1 $\frac{Cl_{84} SO^4_{16}}{Na_{76} Mg_{21} Ca_3}$	7,8	1,27	23,0	44,4	1,1	—	166,7	0,89	0,14	2497	0,18	.
В 1,2 км к югу от колодца Южные Игды	0	—	M109,8 $\frac{Cl_{84} SO^4_{16}}{Na_{76} Mg_{21} Ca_3}$	7,8	0,85	23,0	76,9	1,4	0,2	175,7	0,90	0,14	2384	0,19	.
Северо-восточная окраина озера, из закопушки	0,3	—	M38,3 $\frac{Cl_{82} SO^4_{18}}{Na_{69} Mg_{23} Ca_2}$	7,1	0,21	5,06	19,9	0,5	—	42,1	0,84	0,34	3749	0,22	30 X 1962
Северо-западная часть озера	3,5	28	M237,2 $\frac{Cl_{85} SO^4_{14}}{Na_{77} Mg_{22} Ca_1}$	7,4	1,3	47,9	23,7	—	0,47	427,0	0,89	0,02	2568	0,16	12 IV 1.63
"	0	15	M89 $\frac{Cl_{84} SO^4_{16}}{Na_{77} Mg_{21} Ca_1}$	—	0	18,0	28,4	—	—	150,9	0,89	0,16	2472	0,11	.
Оз. Верхние Игды	0	—	M204 $\frac{Cl_{88} SO^4_{12}}{Na_{77} Mg_{21} Ca_1}$	8,0	0	17,3	69,4	—	—	1224,0	0,85	0,04	6351	0,16	1 VI 1962

Оз. Средние Игды	0	—	M101,8	$\frac{\text{Cl}_{96} \text{SO}^4_{14}}{\text{Na}_{73} \text{Mg}_{24} \text{Ca}_3}$	7,3	0	13,3	34,7	сл.	—	173,6	0,81	0,14	3999	0,16	13 IV 1962
Озеро — Южные, Соле- ные родники I, цент- ральная часть озера	1	21,5	M328	$\frac{\text{Cl}_{89} \text{SO}^4_{11}}{\text{Na}_{79} \text{Mg}_{27}}$	7,7	0	70,6	16,4	—	—	361,0	0,82	0,002	2561	0,12	5 IV
" "	2,0	29	M327	$\frac{\text{Cl}_{89} \text{SO}^4_{11}}{\text{Na}_{73} \text{Mg}_{27}}$	7,7	0	65,3	32,7	сл.	—	261,6	0,81	0,0003	2735	0,12	"
" "	0	14	M117,1	$\frac{\text{Cl}_{89} \text{SO}^4_{11}}{\text{Na}_{74} \text{Mg}_{26} \text{Ca}_1}$	7,7	0	33,3	30,1	сл.	—	159,6	0,82	0,05	2933	0,12	"
Озеро — Северные соле- ные родники, Централь- ная часть	5,0	27	M213,4	$\frac{\text{Cl}_{88} \text{SO}^4_{12}}{\text{Na}_{75} \text{Mg}_{24} \text{Ca}_1}$	8,0	2,1	33,3	51,2	2,1	—	213,4	0,85	0,03	3461	0,13	6 IV
" "	0	16	M112,5	$\frac{\text{Cl}_{86} \text{SO}^4_{14}}{\text{Na}_{79} \text{Mg}_{24} \text{Ca}_3}$	7,6	0	17,3	28,1	—	—	157,5	0,84	0,12	3382	0,16	"
" "	0	21,5	M226	$\frac{\text{Cl}_{77} \text{SO}^4_{12}}{\text{Na}_{74} \text{Mg}_{26} \text{Ca}_1}$	8,0	2,12	3,4	65,6	2,2	0,56	316,5	0,85	0,03	2710	0,14	1 X 1962
Озеро — Северные соле- ные родники, юго-вос- точная часть озера	7,5	19,5	M128,5	$\frac{\text{Cl}_{89} \text{SO}^4_{12}}{\text{Na}_{74} \text{Mg}_{23} \text{Ca}_3}$	7,6	0,4	18,7	28,2	2,3	0,26	179,8	0,84	0,1	3593	0,13	7 IV 1962
" "	0	—	M129,9	$\frac{\text{Cl}_{86} \text{SO}^4_{14}}{\text{Na}_{74} \text{Mg}_{32} \text{Ca}_3}$	7,8	0,85	25,3	90,9	1,5	0,26	272,8	0,86	0,106	2662	0,15	1 X 1962
Озеро — Южные соле- ные родники	—	—	M236	$\frac{\text{Cl}_{59} \text{SO}^4_{11}}{\text{Na}_{76} \text{Mg}_{24} \text{Ca}_1}$	7,8	0	23,3	87,3	—	сл.	1226,0	0,84	0,03	5527	0,12	19 VI
Озеро 1. район Нижне- го Узбоя, кол. Сентра- джи	0	—	M342	$\frac{\text{Cl}_{87} \text{SO}^4_{13}}{\text{Na}_{80} \text{Mg}_{26}}$	8,0	7,6	233,1	89,1	3,7	0,68	514,3	0,95	0,013	756	0,15	25 IX
Озеро 2. район Нижне- го Узбоя, колодец Сен- граджи	0	—	M322	$\frac{\text{Cl}_{90} \text{SO}^4_{10}}{\text{Na}_{85} \text{Mg}_{15}}$	7,8	6,3	172,0	99,9	3,8	0,77	838,2	0,91	0,02	1006,0	0,11	26 IX 1962
Озеро 3 "	0	—	M199	$\frac{\text{Cl}_{87} \text{SO}^4_{13}}{\text{Na}_{75} \text{Mg}_{11} \text{Ca}_1}$	7,8	2,96	56,7	85,3	2,8	0,4	615,3	1,31	0,06	1821,4	0,11	"
Озеро 4 "	0	—	M180	$\frac{\text{Cl}_{87} \text{SO}^4_{13}}{\text{Na}_{83} \text{Mg}_{16} \text{Ca}_1}$	7,8	4,2	54,6	235,1	3,4	0,38	289,3	0,94	0,077	1712,9	0,11	"

Обращает на себя внимание 2 любопытных явления:

1. Повышение температур происходит в весенний период и зарегистрировано в первые жаркие, а большей частью еще в прохладные дни, когда уровень озер был наибольшим при наименьшей минерализации.

2. Повышенные температуры отмечены только в озерах глубиной 1,5—2 м.

В связи с этим вызывает сомнение возможность повышения температур за счет микробиологической деятельности, так как, во-первых, непонятно, почему она не может иметь место в мелких озерах, и во-вторых, прекращается еще в теплый период года.

Более вероятно взаимосвязь рассмотренного явления и солнечной радиации. Последнее достаточно глубоко аргументируется Я. И. Тычиной [6] на примере Индерского соленого озера.

В ы в о д ы

1. В соленых озерах русла Узбоя глубиной более 1,5 м в нижних горизонтах имеет место сезонное повышение температур. В придонных горизонтах температура несколько уменьшается.

2. Питание озер происходит в основном за счет поверхностного стока и выклинивающегося в Узбой грунтового потока.

Туркменская геолого-геофизическая экспедиция
УГ СМ ТССР

Поступило
4 августа 1965 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриэлянц Г. А., Соколовский Л. Г. Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1962.
2. Дзенс-Литовский А. И. — Тр. Лаборатории озероведения. Изд. АН СССР, т. II, 1953.
3. Егорова А. Л., Соколова О. А. Микробиология, т. IX, вып. V, Изд. АН СССР, 1940.
4. Лужная Н. П., Макаренко Ф. А. — Вопросы геологии Азии, № 2, 1955.
5. Марченко Ф. А. — Вопросы гидрогеологии, т. XXX. Изд. АН СССР, 1960.
6. Тычина Я. И. — Тр. Лаборатории озероведения. Изд. АН СССР, т. II, 1953.
7. Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. — ДАН СССР, т. 84, № 6, 1952.
8. Тр. второй сессии Академии наук Туркменской ССР. Ашхабад, 1957.

УДК 551. 7/550. 834 (575.42)

М. В. ВАСИЛЬЕВ

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГОРИЗОНТОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ НИЗМЕННЫХ КАРА-КУМОВ

Центральная часть Низменных Кара-Кумов, включающая в тектоническом отношении площади южного склона Каракумской платформы (восточная часть) и юго-восточное погружение Центрально-Каракумского свода, характеризуется наличием большой мощности осадочной толщи мезокайнозойского возраста. Комплекс осадочных отложений образует три структурных этажа: первый структурный этаж включает юрские отложения, второй представлен меловыми и палеогеновыми осадками, третий породами неогенчетвертичного возраста.

На рассматриваемой территории отсутствуют глубокие скважины, имеются лишь несколько структурно-профильных скважин и скважины картировочного бурения, которые вскрывали четвертичные, неогеновые, палеогеновые и частично верхнемеловые отложения. О глубинном геологическом строении территории можно судить лишь по результатам сейморазведочных работ. Наличие в терригенно-карбонатном разрезе мезо-кайнозоя, различающихся по литологической характеристике горизонтов, позволяет успешно применять в данном районе сейсмическую разведку методом отраженных волн. Сейморазведка МОВ дает данные как о форме, так и о глубинах залегания пород, что очень важно при проектировании глубокого поискового бурения на нефть и газ. На рассматриваемой территории отработано около 3000 пог. км сейсмических профилей.

При стратиграфической привязке сейсмических горизонтов, залегающих глубже палеогеновых, использованы данные разведочного бурения в Байрамалийском районе, в частности на Еланской площади, и результаты бурения в Заунгузских и Центральных Кара-Кумах. Сейсмические горизонты в неогеновых, палеогеновых отложениях привязывались к разрезам скважин, пробуренных непосредственно на рассматриваемой территории.

На сейсмограммах фиксируются отражения от горизонтов, характеризующих строение отложений, начиная от неогеновых до верхнеюрских включительно, а местами, возможно, и более древних. По динамическим особенностям записи на сейсмограммах выделяются опорные отраженные волны, соответствующие непрерывной отражающей границе.

Опорные отражающие горизонты привязаны к геологическому разрезу глубоких скважин Байрамалийского района и перенесены на рассматриваемую территорию.

Неоген по данным геологической съемки представлен, в основном, континентальными песчано-глинистыми отложениями. В связи с отсутствием в разрезе неогена выдержанных пластов с различной акустической жесткостью, отражающие горизонты прослеживаются на небольшом расстоянии. Отражения регистрируются на временах от 0,38 до 0,8-1,0 сек. Вдоль линии Чешме-Халимерген местами получены отражения от поверхности верхнеплиоценового эрозионного вреза.

Основные отражающие границы, корреляционно прослеживаемые в пределах всей рассматриваемой территории, относятся к палеогеновым, меловым и юрским отложениям. Палеоген представлен мощной до 700 м глинистой пачкой эоцен-олигоцен и известняками палеоцена (аналогов бухарских слоев). Нижняя часть известняковой пачки относится к дат-маастрихтскому ярусу [2]. На электрокаротажных диаграммах эта пачка характеризуется высокими значениями кажущихся сопротивлений. Наблюдается значительное сокращение ее мощности с юга на север.

В среднем эоцене выделяется мергелистая пачка мощностью 30 - 50 м. Отражения от нее фиксируются почти повсеместно.

Наибольшей выдержанностью обладает отражающий горизонт I-I, приуроченный к известняковой пачке палеоцена. Он прослеживается регионально от оси Предкопетдагского прогиба и Северо-Бадхызской впадины до Чешме-Халимергенской линии. К северу, в направлении Унгуза, отражения ухудшаются.

Верхнемеловые отложения сложены, в основном, терригенными породами, но имеются прослой мергелей и известняков, которые обычно являются хорошими отражающими границами.

Вторая по времени прихода отраженных волн маркирующая граница II-II приурочивается к маастрихтским отложениям и выделяется относительно горизонта I-I через интервал времени пробега волны, соответствующий всего лишь нескольким видимым периодам записи на сейсмограммах. Вследствие близости отражающих границ, последние фазы отражения I-I интерферируют с первыми фазами волны, отраженной от горизонта II-II. Эти колебания имеют интенсивную трехфазную запись с видимой частотой 33-35 гц. Интенсивность этой опорной волны обусловлена резким различием акустической жесткости маастрихтских алевролитов и залегающих выше известняков. Отражения опознаются по динамической характеристике записи, даже при наличии тектонических нарушений и зон размыва.

Третий маркирующий отражающий горизонт (III-III) приурочен к границе известковистых плотных глин коньякского яруса и песчаников, алевролитов нижней части сантона. На сейсмограммах от этой границы регистрируется трехфазное колебание.

Оно часто интерферирует с отраженной волной от верхней пачки песчаников турона. Такая картина ярче выражена в западной части рассматриваемой территории, что обуславливается литофациальными изменениями верхнетуронских отложений по направлению к южному склону Центрально-Каракумского свода, где они представлены карбонатными породами.

Кроме названных маркирующих горизонтов II-II и III-III в верхнемеловых отложениях регистрируется еще несколько отражений. Протяженной отражающей границей является прослой мергеля кампана. На отдельных участках фиксируются слабые отраженные волны от

рассматриваемого района (на юго-восточном склоне Центрально-Каракумского свода) опорный отражающий горизонт IV—IV перестает прослеживаться, что, по-видимому, связано с фаціальными изменениями, или с наличием перерыва в осадконакоплении между верхней юрой и неокомом.

Ниже отложений карабильской свиты залегает хемогенно-карбонатная толща аналогов гаурдакской свиты. В кровле свиты выделяется ангидритово-известняковая пачка мощностью 50—60 м, которая на отдельных участках является отражающей границей.

На сейсмограммах упругие колебания от этого горизонта имеют двухфазную запись.

С кровлей келловой-оксфордских известняков связан опорный сейсмический горизонт V—V. По интенсивности отраженной волны, форме импульса горизонт прослеживается повсеместно. Опорное отражение имеет многофазную запись, что обусловлено наложением импульсов от близко расположенных границ в известняковой толще. Необходимо подчеркнуть, что на юго-восточном склоне Центрально-Каракумского свода наблюдается резкое угловое несогласие между опорным горизонтом V—V и меловыми отложениями.

На больших глубинах, в отложениях ранне-среднеюрского и, возможно, пермо-триасового возраста опорные горизонты отсутствуют, встречаются лишь отдельные, разрозненные отражения.

Выводы

В центральной части Низменных Кара-Кумов выделяются непрерывно прослеживаемые отражающие границы. Выдержанность отражающих границ обуславливается однородностью фаціальных условий, отсутствием проявления тектонических нарушений слоев и перерывов в осадконакоплении.

Опорные горизонты на данной территории можно более или менее уверенно привязать к стратиграфическому разрезу. По всей площади прослеживаются маркирующие горизонты, приуроченные к кровле верхнемеловых и келловой-оксфордских отложений (горизонты II—II, V—V). Сейсмические горизонты, приуроченные к известнякам палеоцена, к низам сенона и верхнеюрским отложениям (горизонты I—I, III—III, IV—IV), выделяются на южной половине территории.

Границы стратиграфических комплексов прослеживаются непосредственно в тех случаях, когда они соответствуют смене литологического состава. Примером может служить кровля карбонатной толщи келловой-оксфорда.

Однако чаще опорные сейсмические горизонты находятся на некотором расстоянии от стратиграфических границ (горизонты II—II, IV—IV). В этом случае по сейсмическим данным можно получить приближенное определение стратиграфической границы.

Наличие маркирующих сейсмических горизонтов позволяет увязать сейсмический материал по всей территории, а также изучать изменение мощности отдельных пачек и выклинивание горизонтов.

Восточная геофизическая экспедиция
УГ СМ СССР

Поступило
7 ноября 1965 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гапеев В. В. — Известия АН СССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1962.
2. Мерелов Т. — Известия АН СССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1964.

УДК 004.12.539.551.781+551.782

Ю. В. ТИМОФТЕВ

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ ДОНГУЗСЫРТ-ЕРБЕНТСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

Донгузсырт-Ербентский глубинный разлом выделен в результате проведения обширного комплекса геолого-геофизических исследований. Он протягивается с крайнего юго-востока Туркмении (буг. Донгуз-Сырт) в северо-западном направлении через Ренетек, Чешме, Ербент более чем на 700 км. В верхней части осадочного чехла он находит выражение в целом ряде согласно ориентированных локальных складок и глубоким неогеновым прогибе шириной около 40 км, выполненном специфическим комплексом неогеновых отложений, мощностью до 1000 м. Если образование складок вдоль зоны разлома вполне понятно, то причины, обусловившие накопление мощной толщи довольно молодых (средний и верхний плиоцен) образований, до последнего времени не были выяснены.

По мнению М. М. Судо [6], в районе Ербента в миоценовое время существовал вал типа Туаркырской антиклинали. В сарматское время южное крыло этого вала было размыто морем, а с конца миоцена на площади распространения южного крыла началось опускание, что сделало возможным накопление здесь больших мощностей осадков плиоценового возраста.

Р. Е. Айзберг, Г. И. Амурский [1], А. И. Айнсмер и др. [2], А. Г. Блискавка [3], Н. П. Луппов [4], Л. Н. Смирнов [5] считают, что в среднем плиоцене в Низменных Кара-Кумах рекой была выработана глубокая эрозивная ложбина, которая в последующем заполнилась неогеновыми образованиями. Выработка глубокой речной долины связывалась с понижением уровня Каспия [3, 4, 5], с общим подъемом региона [5], воздыманием Памирской и Южно-Тяньшаньской горных систем [4]. Существенную роль в формировании Донгузсырт-Ербентской зоны Л. Н. Смирнов [5] отводит отрицательным тектоническим движениям.

В 1963—1965 гг. на юго-востоке Туркмении проведено картировочное и структурное бурение. Получены новые данные по стратиграфии и условиям залегания палеогеновых и неогеновых отложений в зоне разлома и на сопредельных территориях.

Стратиграфия. Палеогеновая система. Палеоценовые отложения лежат с разрывом на маастрихте. В подошве палеоцена встречаются конгломераты из подстилающих пород. Палеоценовые отложе-

ция представлены двумя толщами: карбонатной — нижней и глинисто-мергелистой — верхней. Нижняя (I) толща сложена белесо-серым известняком-ракушняком с прослоями доломитов, ангидритов, реже — алевролитов и глин. Мощность 20—40 м. Из остатков фауны А. С. Соколовым-Кочегаровым и В. В. Джабаровым определены: *Corbula* (*Cunecorbula*) *angulata* Lam., *Cardita minutula* Rom., *Cardita cf. rutoti* Cossm., *Cerithium* sp., *Lucina* sp., *Arca* sp. и др. Остатки фауны позволяют датировать нижнюю толщу нижним—верхним палеоценом. Верхняя (II) толща на подстилающих отложениях залегает с размывом. В нижней части встречаются серые пески с галькой из известняков нижней толщи. Выше идут темно-серые глины. На глинах с четким контактом залегают голубовато-серые мергели со скорлуповатым изломом. Верхняя толща распространена не повсеместно — южнее зоны разлома она иногда выпадает из разрезов. Мощность до 20 м. Определены следующие верхнепалеоценовые фораминиферы:* *Heterostomella gigantea* Subb., *Stensioina caucasica* (Subb.), *Acarinina subsphaerica* (Subb.), *Anomalina pilles* Vass.

Нижний эоцен. Согласно на палеоценовых отложениях залегают темно-зеленые, прослоями серые глины. У подошвы глины приобретают табачно-желтый оттенок. Мощность 20—50 м. Из фораминифер, позволяющих датировать рассматриваемые отложения нижним эоценом, определены: *Gaudryina navarroana* Cushman, *Globorotalia crassata* Subb., *Clavulina pariziensis* Orb., *Gyroidina depressaeformis* N. Вук. и др.

Средний эоцен. На нижнем эоцене без следов размыва залегают белесо-серые, серые плотные мергели. Мощность 50—60 м. Мергели охарактеризованы богатой микрофауной среднеэоценового возраста, среди которой выделяются: *Heterostomella pseudonavarroana* Balakhm., *Anomalina ammophila* (Gümbel), *Cibicides perlucidus* Nuttall, *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissler), *Bulimina mitgarziana* Balakhm.

Верхний эоцен четко подразделяется на 5 пачек. Первая снизу пачка представлена известковистыми белесо-серыми и серыми оскольчатыми глинами. Залегает она согласно на отложениях среднего эоцена. Мощность 40—50 м. Из мелких фораминифер встречены: *Robulus iljini* (N. Вук.), *R. dimorphus* (Tutk.), *Anomalina acuta* Plummer *discoidea* Balakhm., *Acarinina kiewensis* Moroz. Эта пачка сопоставляется с крестинским+кубердинским горизонтами Северного Кавказа.

Вторая пачка сложена известковистыми зелеными глинами. Мощность 90—110 м. Для этой пачки характерно обилие «гофрированных трубок» и остатков фораминифер с агглютинированной раковиной: *Gaudryina superturkestanica* *superturkestanica* N. Вук., *Ammomarginulina plana* (N. Вук.), *Trochammina aff. florata* Ter-Grigor.

Третья пачка представлена чередующимися прослоями зеленых глин и салатно-зеленых алевролитов с массой радиолярий и фораминифер, среди которых присутствует *Anomalina vialovi* (N. Вук.). Мощность 140—220 м.

Четвертая пачка сложена серыми глинами, переполненными чешуей и костными остатками рыб. В составе фораминифер присутствует *Neobulimina pseudoelongata* N. Вук. Мощность 50—70 м.

Вторая, третья и четвертая пачки сопоставляются с кумским горизонтом Северного Кавказа.

Пятая пачка венчает разрез эоцена. До последнего времени она на территории Юго-Восточной Туркмении не выделялась. Сложена пятая пачка белесо-серыми, коричневыми, розоватыми мергелями. В подошве мергелей (скважины № 23, 274) встречаются гальки из пород эоцена,

Определения З. Д. Кулиева, Г. Е. Невмирц, М. А. Ткачук.

палеоцена и верхнего мела. За пределами зоны разлома мергели ложатся согласно на отложения четвертой пачки. В зоне же разлома они залегают с угловым несогласием на подстилающих слоях, возраст которых колеблется от верхнего мела до верхнего эоцена. Мощность отложений, составляя в среднем 20 м, в осевой части зоны достигает 60 м. Пятая пачка уверенно сопоставляется с белоглинским горизонтом Северного Кавказа. Из очень большого списка определенных фораминифер приведем наиболее характерные: *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Clavulinoides szaboi* (Hantken), *Bolivina antegressa* Subb., *Uvigerina jacksonensis* Cushman.

Олигоценные отложения повсеместно залегают с неглубоким разрывом на белоглинских мергелях. Представлены они двумя толщами: нижней — сероцветной и верхней — пестроцветно-красноцветной. Мощность первой толщи достигает 20 м, второй — 50 м. Сероцветная толща сложена темно-серыми алевролитами и глинами с остатками моллюсков: * *Lentidium* (*Janschinella*) cf. *melitopolitanum* Noss., *Siliqua* sp., *Cardium* cf. *serogosicum* Noss. и остракод. Пестроцветная толща представлена красными, серыми, голубыми глинами и алевролитами с *Cardium helmersenii* Pl., *Cardium* ex gr. *singulatum* Goldf., *Chlamys* sp. и другими: остракодами и фораминиферами. Нижняя толща по комплексу моллюсков соответствует «серогозским слоям», а верхняя — «асканийским слоям» восточной части Причерноморской впадины.

Неогеновая система. *Нижний миоцен* представлен краснобурыми глинистыми алевролитами. С олигоценом эти отложения связаны постепенным переходом. Мощность до 40 м. Как и в нижележащих образованиях, в породах нижнего миоцена в массовом количестве встречаются остракоды рода *Cytheridea***. Развита эта отложения южнее осевой части зоны разлома.

Средний миоцен залегают на подстилающих отложениях с разрывом. Он сложен светло-серыми, голубовато-серыми, розовыми глинами и алевролитами мощностью до 40 м. Из ископаемых остатков определены остракоды родов *Mediosurgis*, *Hyosurgis*, *Eucypris*, которые обычно встречаются в опресненных фациях среднего миоцена Туркмении, Северного Кавказа и Чехословакии.

Верхний миоцен — нижний плиоцен Этим возрастным интервалом нами датируются заунгузская и аналоги казганчайской свиты. Первая распространена севернее осевой линии зоны, вторые — южнее. Залегают заунгузские и казганчайские отложения на подстилающих породах с разрывом.

Заунгузская свита довольно четко делится на две части: нижнюю — песчано-глинисто-алевролитовую и верхнюю — песчаную. Отложения свиты представлены желтыми песчаниками и алевролитами с прослоями коричневых, реже голубых и розовых глин. В песчаниках часто встречаются катуны глин. Мощность до 200 м.

Аналоги казганчайской свиты представлены серыми, серовато-желтыми, ржаво-желтыми песчаниками и алевролитами, светло-коричневыми, розовато-коричневыми глинами. В песчаниках присутствуют катуны глин и гравий. Мощность до 300 м.

Верхнемиоцен-нижнеплиоценовый возраст аналогов казганчайской свиты определяется, с одной стороны, залеганием на среднем миоцене, с другой — налеганием на них с угловым несогласием отложений ербентской свиты, время формирования которой, как будет показано ниже

* Определения М. М. Судо.

** Определения Т. Р. Розыевой и Д. Курбанназаровой.

же, охватывает средний плиоцен. Аналогичное положение в разрезе, по-видимому, занимают и отложения заунгузской свиты.

Средний плиоцен широко распространен только в зоне разлома, где представлен так называемой ербентской свитой. До последнего времени считалось, что ербентская свита имеет раннеакчагыльский возраст или же образовалась на рубеже средне- и позднеплиоценового времени [3]. Работами автора установлено, что эта свита залегает в районе скважины № 218 на аналогах казганчайской свиты и перекрывается микрофаунистически охарактеризованным нижним акчагылом (скважины № 80, 274 и др.). Такое положение в разрезе позволяет отнести рассматриваемые отложения к среднему плиоцену. В пределах зоны они залегают на отложениях от верхнего мела до аналогов казганчайской свиты с угловым несогласием. Представлены они в осевой части зоны разлома серыми, в прибортовых — серовато-желтыми горизонтальнослоистыми песками и слабо сцементированными песчаниками. В нижней части песков встречается галька как из подстилающих, так и из магматических и метаморфических пород. Мощность до 300 м. Ербентская свита сопоставляется с челекенской свитой («красноцветной толщей») Юго-Западной Туркмении. Возрастным аналогом ербентской свиты за пределами зоны являются, по-видимому, так называемые «саятские слои», представленные серыми песками с галькой магматических и метаморфических пород; они обнажаются вблизи южного борта зоны в районе станции Уч-Аджи колодец Чамчаклы.

Верхний плиоцен. Нижний акчагыл. Развита только в приосевой части зоны разлома, где он залегает трансгрессивно на среднем плиоцене. Представлен нижний акчагыл довольно однородной толщей темно-серых глин с редкими прослоями алевролитов. Мощность до 160 м. Отсюда определены *Candona aff. abichi Livial*, *Candona danataensis Ros.*, *Limnocythere aff. quadrata Mand.* — комплекс остракод, характерный для нижнеакчагыльских отложений Западно-Туркменской низменности.

Средний акчагыл распространен в зоне разлома значительно шире, чем нижний. Представлен он светло-коричневыми, голубыми глинами, серыми, серовато-желтыми алевролитами и песками. Максимальная мощность — 350 м отмечается в осевой части зоны разлома. По мере удаления от нее к краям эти отложения постепенно выклиниваются. Залегают рассматриваемые отложения на породах ербентской, заунгузской и аналогах казганчайской свиты. Из остатков фауны Г. И. Поповым определены: *Cardium dombra Andrus.*, *Cardium ex gr. konschini Andrus.*, *Cardium ex gr. davidaschvili Koles.*, *Avimactra karabugasica (Andrus.)*, *Avimactra ex gr. venjukovi (Andrus.)*, *Avimactra ossoskovi (Andrus.)*, *Avimactra ex gr. subcaspia (Andrus.)*, *Avimactra nazarlebi Ali-Zade.*

Комплекс свидетельствует о среднеакчагыльском возрасте вмещающих отложений.

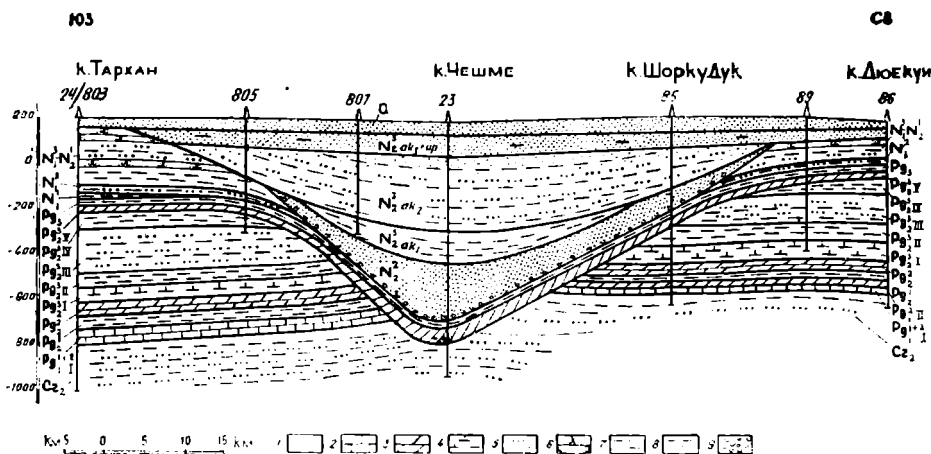
Верхний акчагыл—апшерон выделяется по положению в разрезе между фаунистически охарактеризованными среднеакчагыльскими и четвертичными отложениями и имеет широкое распространение как в зоне разлома, так и за ее пределами. Представлен он толщей серых разнозернистых песков с катунными глинами и редкими прослоями светло-серых, розовато-коричневых глин. Нижняя граница этой толщи очень резкая: в зоне разлома она подчеркнута сменой алевро-глинистых отложений со среднеакчагыльской фауной, серыми песками. Мощность этих отложений нарастает от периферии к осевым частям зоны от 20 до 110 м.

Четвертичные отложения представлены стальными серыми песками — аллювиальными отложениями пра-Аму-Дарьи и желтыми песками,

алевритами с прослоями светло-коричневых глин — дельтовыми отложениями рек Мургаба и Теджена.

Граница четвертичных отложений с верхнеакчагыла-ашшеронскими образованиями проводится условно по кровле первого сверху прослоя светло-серых или розовато-коричневых алевритистых глин. Средняя мощность не превышает 50 м.

Для понимания истории формирования отложений палеогена и неогена Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома важнейшее значение имеют условия их залегания (рис. 1).



В палеоцене, нижнем и среднем эоцене условия формирования осадков, судя по характеру их фаций и распределению мощностей, как в зоне разлома, так и за ее пределами были сходными.

В верхнем эоцене, в результате медленного поднятия зоны Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома, морские отложения верхнего мела—верхнего эоцена, сначала в осевой, а затем и в периферийной частях возникавшего валообразного поднятия, стали постепенно выходить за пределы области аккумуляции и попадать под воздействие процессов денудации. На склонах возникшего поднятия стала накапливаться галька из пород верхнего эоцена — верхнего мела. Глубина размыва в осевой части вала, отражающая амплитуду поднятия, достигала 700 м. В верхнем эоцене поднятие приостановилось и до конца олигоцена зона разлома и сопредельные территории развивались одинаково.

В начале неогена область зоны разлома вновь испытала поднятие, в результате чего осадконакопление здесь прекратилось. В зоне разлома образовался вал, который разделял предгорную область аккумуляции, развитую на юге, и заунгузскую, распространенную на севере. Началось выветривание выведенных на дневную поверхность отложений, которое выразилось в осветлении, ожелезнении, образовании грещин. Происходит медленное разрушение отложений. Максимальная амплитуда денудации, вероятно, не превышала 150 м.

На границе нижнего и среднего миоцена область зоны разлома стала опускаться.

Среднемиоценовое время характеризуется значительным сужением площади осадконакопления. Накопление на юго-востоке Туркмении сосредоточивается, главным образом, в прогибающихся зонах разломов. В Донгузсырт-Ербентской зоне происходит накопление делювиально-аллювиальных и бассейновых отложений ербентской свиты, а за ее пределами — саятских слоев аллювиального происхождения.

В нижнеакчагыльское время по приосевой части зоны происходит пропикновение вод Каспия, при этом поступление терригенного материала значительно сокращается. В среднем акчагыле воды Каспия также неоднократно заходили на юго-восток Туркмении по зоне разлома. Между очередными трансгрессиями накапливались озерные, аллювиальные, аллювиально-дельтовые образования.

К верхнему акчагылу море покидает Юго-Восточную Туркмению. В дальнейшем в области зоны разлома и на сопредельных площадях происходит накопление аллювиально-дельтовых осадков.

Выводы

1. Глубокая неогеновая ложбина, приуроченная к Донгузсырт-Ербентскому разлому имеет не эрозийное, а тектоническое происхождение. Область зоны разлома испытала ряд интенсивных движений: поднятие, закончившееся стабилизацией в верхнем эоцене; поднятие — в нижнем миоцене; опускание — в средне-верхнемиоценовое и четвертичное время.

2. Палеогеновые и неогеновые отложения в зоне Донгузсырт-Ербентского разлома построены иначе, чем на сопредельных территориях.

Восточный геолого-разведочный трест
УГ СМ СССР

Поступило
17 июля 1965 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзберг Р. Е., Амурский Г. И. — Геология нефти и газа, №3, 1962.
2. Айнемер А. И., Желубовская Н. Ю. и др. — Проблема нефтегазопосности Средней Азии, вып. 14, 1963.
3. Блискавка А. Г. — Проблема нефтегазопосности Средней Азии, вып. 14, 1963.
4. Лупнов Н. П. — Проблема нефтегазопосности Средней Азии, вып. 14, 1963.
5. Смирнов Л. Н., Ибрагимов М. С. — Вопросы геологии Туркменской ССР, 1965.
6. Судо М. М. — Известия АН СССР, сер. ФГХиГН, № 1, 1961.

УДК 553.982 (584.1)

М. М. БАТЫРШИН
Г. И. АНТОНОВ
К. С. ГУМАРОВ

НЕФТЯНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ БОЯ-ДАГ

Складка Боя-Даг является западной частью Боядаг-Сырланлинского поднятия, расположенного в восточной части Прибалханской зоны Западно-Туркменской впадины. Складки этой зоны образуют нефтеносный район того же названия. Здесь эксплуатируются известные нефтяные месторождения Небит-Даг, Челекен, Кум-Даг, Барса-Гельмес и крупнейшее в Средней Азии Ленинское месторождение (Котур-Тепе), расположенные преимущественно в западной и центральной частях Прибалханской депрессии. Восточная ее часть в связи с незначительной мощностью продуктивной красноцветной толщи считается менее перспективной. Результаты бурения на Западном Боя-Даге и Кобеке не вскрыли промышленные запасы нефти.

На Боя-Даге при опробовании отложений красноцветной толщи был получен незначительный приток воды, содержащей ценные микрокомпоненты.

В последние годы Западным геологоразведочным трестом Управления геологии Совета Министров Туркменской ССР на структурах Прибалханского района проведены поисково-ревизионные гидрогеологические исследования, с целью выработки основного направления разведочных работ на йодо-бромные воды и оценки их эксплуатационных запасов. По результатам проведенных работ в качестве первоочередного объекта под разведку выдвинута складка Боя-Дага, где с середины 1964 г. начато разведочное бурение.

В тектоническом отношении Боя-Даг и Сартланли образуют единое Боядаг-Сырланлинское поднятие, располагающееся в зоне сочленения плиоценовых складок Прибалханского района с мезозойскими складками отрогов Западного Копет-Дага. В геологическом строении Боя-Дага принимают участие отложения понтического яруса, красноцветной толщи, акчагыльского и апшеронского ярусов и четвертичные отложения (рис. 1, 2).

Понтические отложения вскрыты глубокими разведочными скважинами на глубинах от 1990 до 2343 м и представлены преимущественно глинистыми образованиями — сланцеватыми глинами, алевролитами, аргиллитами с прослоями мергелей, известняков и песчаников. Вскрытая их мощность изменяется от 200 до 600 м.

На понтические отложения с размывом налегают отложения красноцветной толщи. В размытом своде складки красноцветные отложения

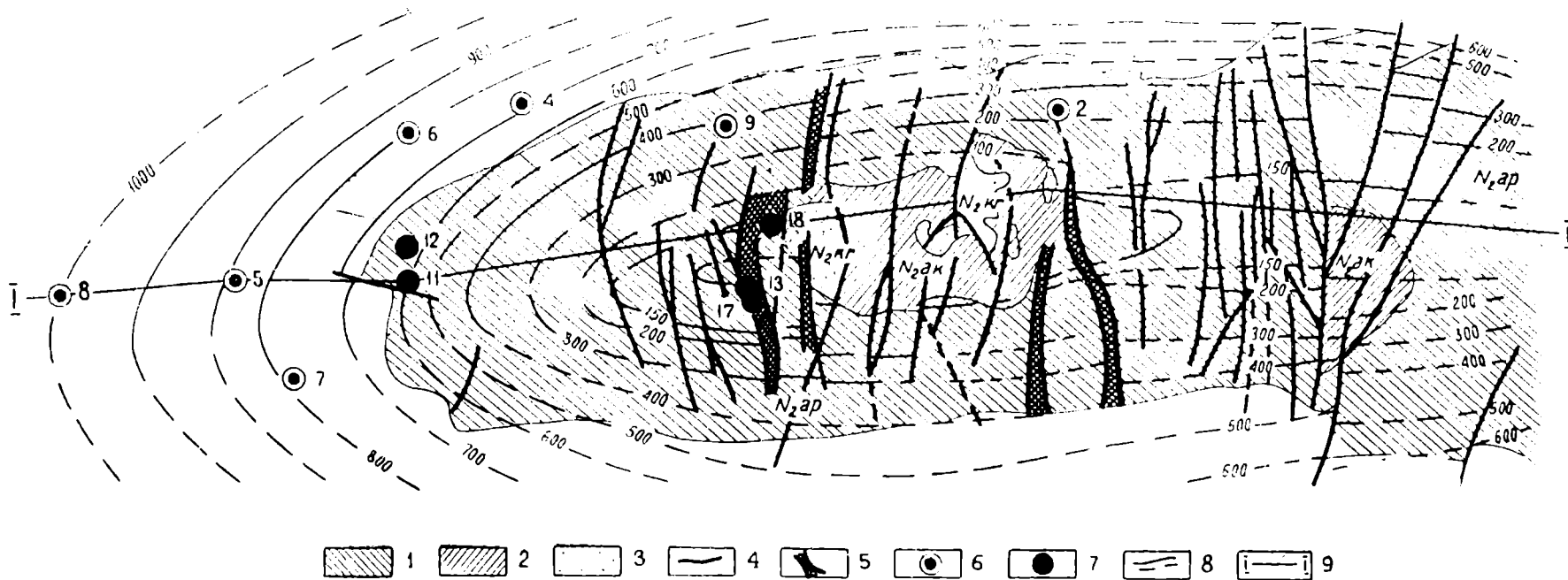


Рис. 1. Геолого-структурная схема площади Боя-Даг. Составили Г. И. Антонов, М. М. Батыршин. 1 — Апшеронские отложения; 2 — акчагыльские отложения; 3 — отложения красноцветной тощи; 4 — разрывные нарушения (сбросы); 5 — тектонические зоны дробления породы; 6 — скважины, пробуренные на нефть и газ; 7 — скважины, пробуренные при разведке на йодо-бромные воды; 8 — стратонизогипсы по кровле красноцветных отложений, проведенные условно; 9 — линия геологического разреза

обнажаются на дневной поверхности. Разрез красноцветных отложений (снизу) начинается с базального конгломерата из хорошо окатанной гальки известняков, песчаников и мергелей, сцементированных глинисто-известковым цементом. Мощность конгломератов до 2 м (скважина № 50, Сыртланли).

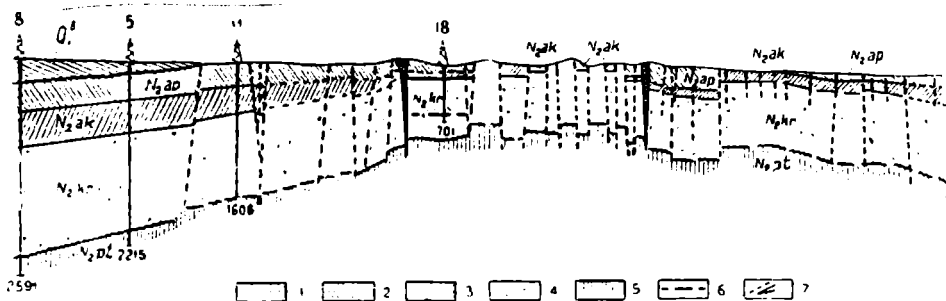


Рис. 2. Продольный геологический разрез через структуру Боя-Даг по линии I—II. Составили Г. И. Антонов, М. М. Батыршин. 1 — Бакинские отложения; 2 — апшеронские отложения; 3 — акчагыльские отложения; 4 — отложения красноцветной толщи; 5 — глинистые отложения; 6 — нефтеносный горизонт, вскрытый скважиной № 18; 7 — разрывные нарушения (сбросы).

Выше отложения красноцветной толщи представлены частым чередованием мелко- и тонкозернистых песков, известковистых песчаников, алевритов с глинами, алевролитами и аргиллитами. По степени обогащенности разреза глинистыми разностями в красноцветной толще Боя-Дага более или менее четко выделяются три пачки. Нижняя — преимущественно глинистая, где на долю глинистых прослоев падает 60—70 процентов разреза. Мощность пачки 100—250 м. Средняя сложена в основном, песками и слабо сцементированными песчаниками с подчиненными прослоями глин и алевролитов (20%). Мощность пачки порядка 500—550 м. Верхняя пачка мощностью до 400—450 м глинистых прослоев содержит около 25—30%. Полная мощность отложений красноцветной толщи изменяется от 800 до 1350 м.

Акчагыльские отложения и покрывающие их апшеронские слагают крылья складки. Они представлены преимущественно глинами с подчиненными прослоями песков и глинистых песчаников. Мощность акчагыльских отложений от 100 до 300 м, апшеронских 250—600 м. При этом увеличение мощностей отложений акчагыль-апшеронского возраста, равно как и мощностей красноцветной толщи, происходит от сводовой части складки к ее периферии.

Четвертичные отложения слагают крылья и периклинали Бодагской складки и представлены морскими преимущественно глинистыми осадками бакинского и хазарского и песчано-глинистыми отложениями хвалынского яруса. Суммарная мощность четвертичных отложений изменяется от 50 до 300 м.

Тектонически Боя-Даг — это сложнопостроенная антиклинальная складка. Простирание ее широтное, свод пологий, шириной около 1 км. крылья с углами падения пластов на северном крыле 25—45°, на южном 20—30°. Сложность тектоники Боя-Дага определяют крупные разрывные нарушения типа крутопадающих сбросов меридионального направления. Сбросы эти находят выражение в рельефе возвышенности и разделяют складку на ряд обособленных блоков в виде ступенчато-перебегающихся грабенов и горстов.

Наиболее крупными сбросами складка делится на четыре блока — западную периклиналь, блок тектонической зоны дробления в районе вершины Кара-Бурун, центральный горст, обнажающий на поверхности красноцветные отложения, и восточную периклиналь.

Амплитуда наиболее крупных нарушений 100—250 м. Основные нарушения сопровождаются серией более мелких «оперяющих» разломов и трещин, очевидно, более позднего заложения. Ось складки быстро погружается в западном направлении, вследствие чего красноцветные отложения, обнажающиеся в своде складки, погружаются на западной периклинали до глубин 600—1200 м. В гидрогеологическом отношении район Боядагской складки входит в единый артезианский наложенный плиоценовый бассейн Западно-Туркменской впадины. Отличительной чертой бассейна является широкое развитие в нем по площади напорного водоносного горизонта, приуроченного к мощной толще красноцветных отложений.

Водоносный горизонт красноцветной толщи в зависимости от положения кровли красноцвета залегает на различных глубинах (от 100—150 до 2500—3000 м) и перекрыт водоупорной толщей преимущественно глинистых акчагыл-апшеронских отложений.

На структурах Прибалханского района, где красноцветные отложения местами выходят на дневную поверхность, напорный водоносный горизонт имеет естественные и искусственные (скважины) очаги разгрузки. Одним из таких очагов разгрузки является складка Боя-Даг. Здесь имеющимися естественными водосточниками, приуроченными к зонам тектонических нарушений, и скважинами дренируется большое количество термальных высокоминерализованных вод.

Водообильность красноцветных отложений в пределах Боя-Дага, по данным проведенных гидрогеологических исследований, контролируется степенью тектонической нарушенности отдельных частей складки и литологическим составом (степенью обогащенности глинистыми прослоями) водовмещающей толщи красноцветных отложений. Исследованиями установлено, что наиболее водообильна средняя часть красноцвета, которая относительно неглубоко (200—300 м) залегает на участке тектонической зоны дробления в районе вершины Кара-Бурун в сводовой части складки. Дренаж водоносного горизонта красноцветной толщи в сводовой части Боя-Дага составляет около 50% от общей суммарной разгрузки йодо-бромных вод в целом по месторождению.

В связи с этим, одной из основных задач, которые ставились перед детальной разведкой йодо-бромных вод Боя-Дага, являлась выяснение гидрогеологических условий тектонической зоны дробления района вершины Кара-Бурун с целью получения расчетных параметров для оценки эксплуатационных запасов йодо-бромных вод. Задача эта решалась путем бурения гидрогеологического куста из трех скважин проектными глубинами 400, 600 и 700 м в сводовой части складки в пределах интенсивно разбитого серией тектонических нарушений участка Кара-Бурун. Одной из скважин куста — скважиной № 18, пробуренной до глубины 701 м, — красноцветные отложения вскрыты под апшерон-акчагильскими осадками на глубине 124 м. Скважина из красноцветных отложений не вышла. По данным электрокаротажа, в средней части красноцветных отложений в интервале глубин 630—637 м был выявлен высокоомный горизонт с кажущимися удельными сопротивлениями 5,5—6,0 ом. Горизонт приурочен к хорошо проницаемой пачке песков мощностью около 20 м, заключенной среди глин. Мощность покрывающей глинистой пачки 15 м, подстилающей около 20 м.

При опробовании скважины № 18 через 8-миллиметровый штуцер был получен из пачки песков промышленный фонтан нефти с дебитом около 80 м³/сут. При этом пластовое давление на глубине 635 м составило 7,5 атм., а забойное — 70 атм. Содержание чистой нефти в жидкости составляет 65—70%. Газовый фактор в пересчете на дебит нефти составляет 44,8 м³/м³.

Результаты анализа свойств нефти, полученной из скважины № 18 площади Боя-Даг, выполненного в лаборатории Туркменского филиала ВНИИ, следующие: удельный вес d_4^{20} — 0,8724, температура застывания +29°C, содержание асфальтенов — 1,9% (объемных), смол акцидных 40% (объемных), смол силикагелевых — 14,6% (весовых) парафина 15,1% (весовых), серы — 0,3% (весовых).

Разгонка по Энглеру (% объем.).

НК°C	до 100	до 150	до 200	до 250	до 300
96	0,2	9,5	21	28	37

Таким образом, по товарным качествам нефть Боя-Дага относится к классу малосернистых, подклассу смолистых и к группе высокопарафинистых.

Групповой и кольцевой составы нефти Боя-Дага показаны в табл. 1 и 2.

Таблица 1

Групповой состав нефти из скважины № 18 площади Боя-Даг

Фракция, °C	Выход, % вес.	d_4^{20}		n_D^{20}		Макс. АТ		Групповой состав, % вес. на фракцию		
		до	после	до	после	до	после	ароматические	нафтеновые	метановые
		деароматизации								
до 60	0,13	—	—	1,3755	—	—	—	—	—	100,0
60—95	0,84	—	—	1,408	—	51,8	56,0	4,8	42,8	52,4
95—122	2,53	0,7388	0,7341	1,4112	1,4072	52,1	57,5	6,5	47,3	46,2
122—150	4,64	0,7559	0,7489	1,4202	1,4157	56,0	62,0	7,6	44,2	48,2
150—200	9,66	0,7764	—	1,4320	1,4252	59,8	66,8	10,7	50,0	39,3
200—250	9,39	0,8137	—	1,4522	1,4420	69,6	79,4	16,5	26,7	56,8
НК—250	27,19	—	—	—	—	—	—	11,6	40,2	48,2
122—250	23,69	—	—	—	—	—	—	12,4	39,6	48,0

M:N=1,21

N:M=0,83

Таблица 2

Кольцевой состав нефти из скважины № 18 площади Боя-Даг

Фракция, °C	Выход, % вес.	d_4^{20} *	n_D^{20} *	Мол. вес.	Процент углерода в структурах			Число колец в молекуле		
					С _A	С _H	С _P	К _A	К _H	К _O
250—300	6,39	0,8304	1,4620	214	9,0	32,0	59,0	0,27	0,89	1,16
300—350	8,61	0,8423	1,4683	269	8,5	29,5	62,0	0,30	1,05	1,35
350—400	6,85	0,8326	1,4500	303	9,5	31,5	59,0	0,33	1,47	1,80
400—450	9,67	0,8475	1,4683	345	11,0	30,0	59,0	0,45	1,65	2,10
450—500	9,78	0,8633	1,4771	398	12,0	29,5	58,5	0,57	1,95	2,52
250—500	41,30	—	—	—	10,2	30,3	59,5	0,40	1,45	1,85
НК—500	68,49	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Горизонтальной чертой отделен удельный вес и показатель преломления, определенные при 70°.

Выводы

1. Бурением скважины в сводовой части Боядагской складки установлена промышленная нефтеносность.

2. Для выяснения характера нефтяной залежи и возможной нефтеносности более глубоких частей разреза в ближайшее время целесообразно провести комплекс специальных поисково-разведочных работ на нефть с охватом всей площади Боядагской складки.

Учитывая сложную блоковую тектонику Боя-Дага, в комплекс поисково-разведочных работ целесообразно включить проведение детальной геологической съемки, геофизические работы и бурение поисковых скважин, которые должны осветить геологическое строение и нефтеносность красноцветных и подстилающих их отложений в различных тектонических блоках.

3. Полученный промышленный приток нефти из скважины № 18 на площади Боя-Даг ... позволяет считать прилегающее с востока естественное ее продолжение—структуру Сыртланли—высокоперспективной для постановки здесь разведочных работ на нефть и газ

Западный геологоразведочный трест
УГ СМ СССР

Поступило
17 июля 1965 г.

УДК 551.762+553.98

К. К. МАШРЫКОВ
К. АМАННИЯЗОВ
К. В. ГУЛЯ
А. ЯРДЖАНОВ

О ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СТРУКТУРЫ ЧАГАЛА-СОР

В течение 1962—1965 гг. на структуре Чагала-Сор Объединением «Туркменнефть» пробурены две скважины (№ 1 и 2), в которых вскрыты юрские отложения.

В географическом отношении район заложения скважин расположен к северу от Кара-Богаз-Гола и к югу от крупнейших Мангышлакских месторождений нефти и газа (Жетибай, Узель и др.).

Предварительное деление юрских отложений проведено К. К. Машрыковым, В. В. Деннсевицем, И. Н. Алифан, Л. Д. Филатовым. Результаты предварительных лабораторных исследований обобщены П. Н. Куприным (1964 г.).

В вскрытом разрезе П. Н. Куприн выделил средний и верхний отделы юры.

В настоящей статье приводятся результаты лабораторных исследований по изучению стратиграфии, литологии и спорово-пыльцевого комплекса. Спорово-пыльцевой комплекс обрабатывался К. В. Гуля.

По литологическому составу юрские отложения впадины Чагала-Сор резко подразделяются на два комплекса пород: нижнюю — терригенную, состоящую из песчаников, глин, глинистых алевролитов, углистых глин, соответствующих по возрасту среднеюрскому отделу, верхнюю — терригенно-карбонатную, состоящую из известняков, известковистых глин с прослоями ангидрита, отвечающих верхней юре.

К *средней юре* относятся породы, вскрытые в интервале 3405—2740 м (скважина № 1) и 3400—2810 м (скважина № 2), в нижней части они состоят из переслаивания тонкослоистых, слоистых, крепких, серых, светло-серых песчаников, глин, глинистых алевролитов, в средней части из разнозернистых массивных песчаников и песчаных алевролитов. Ниже приводится характеристика юрских отложений по данным скважины № 2, так как она лучше охарактеризована керновым материалом. Здесь снизу вверх вскрыты:

3400—3395 м — песчаник серый, мелко- и среднезернистый, с прослоями темно-серых глинистых алевролитов, сильно битуминозный.

3388—3383 м — песчаник серый, мелкозернистый, слоистый с включением обуглившихся остатков растений и углистого вещества, с прослоями темно-серого, тонкослоистого алевролита. Порода сильно битуминозная.

Встречены единичные формы спор *Coniopteris*, *Trachytriletes*, *Lophotriletes*, *Marattisporites*; из пыльцевых зерен единично *Classopollis*, *Podozamites*, *Coniferae*.

3368—3363 м — глинистый алевролит, темно-серый, слонистый. Песчаник серый, мелкозернистый, слюдястый, слабосцементированный.

Отсюда определены плохой сохранности *Selaginella* sp., *Klukia* sp., *Saurotriletes*, *Cibotium*, *Marattisporites*, *Lophotriletes*.

Из пыльцевого комплекса найдены *Podozamites*, *Caytonia*, *Pseudopodocarpus*, *Coniferae*, *Pinus*, *Podocarpus*.

3340—3335 м — глина темно-серая, углистая, почти черная, слонистая, с прослоем серого, слюдястого среднезернистого песчаника.

Характерно присутствие крупных спор с оторочкой типа *Selaginella*.

Среди спор сем. *Marattiaceae* обнаружены *Marattisporites scabratus* Couper, *Danaea* sp., *Angiopteris* sp.; из семейства осмундовых — *Osmunda* sp. Редки находки спор *Schizaeaceae* (*Klukisporites variegatus*, Couper, *Klukia* sp.).

По основной классификации С. Н. Наумовой следует отметить присутствие *Saurotriletes*, *Lophotriletes*.

Встречено несколько форм типа *Matonia* sp.

Из пыльцевых зерен хвойных с более или менее хорошо развитыми воздушными мешками, принадлежащих древним хвойным, встречены *Pinus* sp. с плохо дифференцированными воздушными мешками, принадлежащие древним хвойным, встречены *Coniferae*, *Pseudopinus*, *Pseudopodocarpus*.

Единичны находки пыльцы *Caytonia aucades* Harris.

Среди безмешковой пыльцы найдены *Podozamites*, *Araucariaceae*, *Cupressaceae-Taxodiaceae*. Изредка встречаются *Classopollis*, *Eucampidites*, *Cycadaceae-Ginkgoaceae*.

Приведенные спорово-пыльцевые комплексы имеют большое сходство с комплексами, выделенными из ааленских отложений О. П. Ярошенко [6] для Северного Кавказа и Н. У. Нурмашевым для Туаркыра.

На основании этого возраст пород, залегающих в интервале 3405—3335 м, можно считать не моложе ааленского.

Выше следует:

3310—3305 м — глина темно-серая, углистая, черная, битуминозная.

3225—3220 м — глина черная, углистая, битуминозная.

В просмотренных препаратах не обнаружены споры и пыльца.

3211—3206 м — алевролит глинистый, почти черный, с прослоем серого известковистого песчаника.

Среди спор преобладающая роль принадлежит спорам папоротника *Coniopteris* (20%) треугольного очертания с гладкой экзиной и искусственной подгруппы *Leiotriletes* Naum — 10%.

Впервые в разрезе появляются споры с бугорчатой экзиной *Selaginella rotundiformis* K. -M. — 1%. Для Северного Кавказа, по данным О. П. Ярошенко [6], этот вид является исключительно байосским.

Среди спор присутствуют *Klukisporites* — 1,0%, *Trachytriletes* — 4,0%, *Phlebopteris* — 2,5%, *Dictyaphyllidites* — 0,5%, *Osmunda* — 1,5%.

Пыльцевая часть спорово-пыльцевого комплекса представлена без-

мешковой пылью: *Podozamites* 2,0%, *Cupressaceae-Taxodiaceae* — 10,0%, *Cycadaceae-Ginkgoaceae* — 5,5%, *Classopollis* — 10,0%.

Из пыли хвойных с плохо развитыми воздушными мешками древнего облика встречена *Coniferae* — 10,0%.

3188—3183 м глина черная, углистая, с прослоями серых песчаных алевролитов.

Отсюда был определен спорово-пыльцевой комплекс *Selaginella rotundiformis* K.—M. — 3,5% с бугорчатой экзиной. Среди других спор встречаются: *Lycopodium* — 2,5%, *Lophotriletes* — 2,5%, *Camptotriletes* — 5,0%, *Chomotriletes* — 1,0%, *Leiotriletes* — 13,5%, *Trahytriletes* — 10,5%, *Gleicheniaceae* — 2,0%, *Cibotium* — 1,0%, *Marattisporites* — 1,0%, *Dicksonia* (плохой сохранности) — 1,5%, *Ophyoglossum* — 0,5%. *Coniopteris* присутствует в больших количествах — 34,5%; 10% приходятся на формы, неопределенные, но по внешнему виду относимые к папоротникам.

В пыльцевой части встречены *Coniferae* 8%, *Pinus* 2%, *Pseudopinus* — 0,5%, *Quadracullina* — 0,5%.

Приведенный пыльцевой комплекс имеет характерные особенности, отличающие его от ааленского комплекса:

1. Увеличение количества спор *Coniopteris* и искусственной подгруппы *Leiotriletes* Naum.

2. Впервые появляются споры с бугорчатой экзиной *Selaginella rotundiformis* K.—M.

В пыльцевой части увеличивается в процентном содержании пыльца *Classopollis*, что характерно для байосских отложений Туаркыра и Северного Кавказа. Поэтому возраст пород, описанных в интервале 3312—3120 м (скважина № 2), рассматривается как байосский.

Выше по разрезу следуют породы, относимые к батскому ярусу, которые по литологическому составу резко отличаются от выше описанных и хорошо сопоставляются с отложениями батского яруса Туаркыра. Здесь преобладающая роль в разрезе принадлежит песчанникам.

3097—3091 м — алевролит глинистый, местами черный, сильно битуминозный, с обуглившимися остатками растительности.

3085—3080 м — песчанник светло-серый, мелкозернистый, слегка известковистый, менее плотный, в нижней части глина темно-серая, почти сланцеватая.

3071—3066 м — темно-серые углистые глины, с тонким прослоем тонкозернистого, светло-серого песчанника.

3006—3004 м — глина темно-серая, слоистая.

2984—2981 м — алевролит глинистый, темно-серый, слюдястый.

В рассматриваемом комплексе встречены споры *Coniopteris*, *Leiotriletes*, *Gleichenia*, *Osmunda*, *Selaginella*, *Lycopodium*, из пыльцевых зерен *Classopollis*, *Cupressaceae*, *Bennettitales*, *Cycadaceae-Ginkgoaceae*, *Podozamites*, *Pinus*, *Quadracullina* и др.

Весь комплекс хорошо сопоставляется с спорово-пыльцевым комплексом батских отложений Туаркыра (Н. Нурмашев) и Мангышлака [5].

2958—2953 м — глинистый алевролит темно-серый.

2939—2934 м — песчанник серый, светло-серый, слюдястый, среднезернистый, с тонким прослоем песчанистого алевролита.

2917—2912 м — глинистый алевролит зеленовато-серый, слюдястый, слегка песчанистый.

Отсюда определены споры *Coniopteris* sp. — 43,5%, *Cibotium* — 1,0%, *Trachytriletes* — 8,0%, *Lycopodium* — 1,0%, *Selaginella* — 1,0%, *Dicksonia* — 2,0%, *Glichenia* — 2,0%, *Chomotriletes* — 3,5%, *Osmunda* — 0,5%, *Klukisporites* — 3,0%.

Среди пыльцы голосеменных отмечены *Classopollis* — 8,5%. *Cycadaceae-Ginkgoaceae* — 7,0%, *Podozamites* — 2,0%, *Pinus* sp. — 0,5%, *Podocarpus* — 0,5%, *Coniferae* — 15,5%, *Quadraculina* — 0,5%.

Почти такой же состав спорово-пыльцевого комплекса из этого интервала ранее определен К. В. Виноградовой, среди которых преобладают гладкие трехлучевые споры *Coniopteris* sp., *Leiotriletes* sp., *Cibotium junctum* K.—M. Споры папоротникообразных представлены *Phleboteris exornatus* Bolkh.; *Dennstaedtia* sp., *Osmunda* cf. *papillata* Bolkh., *Dicksonia* cf. *densa* Bolkh., *Chopapillata* Bolkh., *Chomotriletes anagrammensis* K.—M. Встречены единичные экземпляры *Lycopodium subrotundum* K.—M., *Selaginella* sp., *Klukisporites Couper*.

Среди пыльцы голосеменных отмечена пыльца гинкговых, цикадовых, беннеттовых, хвойных: *Podozamites* sp., *Podocarpus* cf. *arguata* K.—M., *Protocniferus funarius* Bolkh., *Pseudopinus contigua* Bolkh., *Copressus* sp. и др.

Аналогичный комплекс спор и пыльцы приводится Н. У. Нурмашевым для огрыдагской свиты Туаркыра.

2863—2858 м — песчаник серый, мелко- и среднезернистый, сильно слюдястый, массивный, с включением зерен пирита и обломков древесины.

2830—2825 м — песчаник серый, светло-серый, мелкозернистый с включением зерен пирита, слюдястый с прослойками глинистого алевролита.

В разрезе среднеюрских отложений Туаркыра, Мангышлака, Большого Балхана в Центральных и Северных Кара-Кумах и на юго-востоке Туркмении — всюду преобладают песчаные пачки и по возрасту они относятся к верхней половине батского яруса.

Исходя из состава спорово-пыльцевого комплекса и литологического сходства разреза с окружающими районами, возраст отложений, залегающих на глубинах 3025—2805 м (скважина № 2), определяется как верхний бат.

Общая мощность вскрытой части средней юры (скважина № 2) — 595 м.

Разрез верхней юры Чагала-Сора, в основном, представлен карбонатными породами, лишь в основании и кровле встречаются карбонатно-терригенные образования. Кроме того, в верхней части разреза встречаются прослой ангидритов, залегающие в виде небольших пропластков или маломощной линзы. В кровле разрез венчается красноцветными конгломератовыми породами.

Электрокаротажные свойства пород верхней юры резко отличаются от ниже лежащих отложений среднего отдела.

Граница между средней и верхней юрой проводится на глубине 2805 м (скважина № 2). В пяти метрах выше этой глубины определены споры и пыльца верхнеюрского возраста.

Отложения, относимые к келловейскому ярусу, залегают в интервалах 2805—2635 м (скважина № 2) и 2740—2590 м (скважина № 1).

2803—2798 м — алевролит темно-серый, плотный, с включением растительных остатков, имеются прослойки серого, крепкого известнякового песчаника.

В данном образце встречаются споры *Leiotriletes* (типа *Coniopteris*), *Chomotriletes*, *Camptotriletes*.

Из пыльцевых зерен единичны находки *Classopollis*, *Cupressaceae* типа *Pinus* и др., имеющие верхнеюрский облик.

2775--2772 м - глинистые известняки темно-серые, плотные, с включением обломков фаун.

Отсюда Е. А. Гофман определила микрофауну *Lenticulina* cf. *uhligi* (Wisn.), *L.* cf. *tumida* (Mjatl.) и *Fronicularia* cf. *regularis* Franke.

Эти формы встречаются в келловейских отложениях Русской платформы и Казахстана.

2702--2699 м - песчаный известняк темно-серый, мелкозернистый, в нижней части известково-алевролитовая глина.

2680- 2676 м - алевролит глинистый, серый, с прослоем глинистого известняка.

2654--2649 м -- глина темно-серая, крепкая. Алевролит серый, глинистый.

В нижней части песчаный известняк крепкий. Встречены обломки неопределенных фаун.

2658--2654 м --- песчано-глинистые алевролиты, темно-серые, слоистые.

Выше в интервале 2635--2501 м (скважина № 2) вскрыты:

2627--2623 м --- известняк темно-серый, глинистый, с прослоями песчано-глинистого алевролита, содержит обломки различных раковин.

2613--2609 м -- песчано-глинистые, известковистые алевролиты с обломками раковин.

2588- 2584 м - глина темно-серая, известковистая, плотная, с прослоями известковистого песчаника.

2556--2553 м - известняк темно-серый, оолитоподобный, с включением окремнелых стяжений.

2516 -2509 м — известняк органогенно-обломочный, оолитоподобный, серый, крепкий, слегка окремнелый, с перовым изломом.

Среди пыльцевой части основная роль принадлежит пыльце *Classopollis*, затем зернам *Cycadaceae-Ginkgoaceae*, *Triangulopsis*, *Podozamites*.

Единичны находки спор *Coniopteris*.

2508--2503 м --- известняк глинистый, темно-серый, плотный, крепкий.

Из этого интервала К. В. Виноградовой был изучен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладающей является пыльца голосеменных растений с доминирующей (60%) ролью пыльцы *Classopollis*. Другие голосеменные растения представлены пыльцой *Synkocycadophytus* и пыльцой семейства *Pinaceae*. Споры папоротникообразных многочисленны и представлены *Coniopteris* sp., *Cibitium unctum* K. -M., *Osmunda* cf. *jurassica* K. -M., *Chamotrietes* cf. *anagrammensis* K. -M., *Gleichenia* sp., *Lygodium subsimplex* Volkh. *Klukisporites* sp.

По составу и соотношению основных компонентов изученный комплекс спор и пыльцы аналогичен составу спор и пыльцы, выделенному из верхнеюрских отложений месторождений Жетыбай и Узень, некоторых районов Средней Азии, Казахстана и Северного Кавказа.

Из келловейских и оксфордских отложений описано несколько шлифов, среди них наибольший интерес в литологическом отношении представляет шлиф из образца с глубины 2516--2509 м (скважина № 1), в котором встречаются обломки эффузивных пород. Порода —

известняк органогенно-обломочный, сложен микрозернистым кальцитом и терригенным материалом.

Терригенный материал представлен обломками кварца полевого шпата, туфа, оолитовых и пелитоморфных известняков, эффузивных и кремнистых пород.

Кварц и полевые шпаты сравнительно хорошей сохранности и сортировки, размеры зерен колеблются от 0,1 до 0,8 мм, но преобладают 0,1—0,2 мм. Форма их угловатая, угловато-окатанная, реже окатанная.

Обломки туфа, кварцевого порфира с минерализованной структурой основной массой с крупными оплавленными порфировыми включениями кварца. В центре оолитов находятся зерна кварца, полевых шпатов, кремнистые и эффузивные обломки, микрозернистый кальцит.

Возраст описанных пород в интервалах 2590—2445 м (скважина № 1) и 2635—2501 м (скважина № 2) по сопоставлению с аналогичными породами окружающих районов условно рассматривается как оксфорд.

Палеонтологический материал для обоснования возраста кимеридж-титона почти отсутствует. По литологическому составу породы, залегающие выше, подразделяются на два типа: нижняя доломитово-известняковая с прослоями ангидритов, верхняя — песчано-конгломератовая.

Учитывая широкое региональное распространение конгломератов в титоне Куба-Дага, Большого Балхана, Северного Кавказа, верхнюю конгломератовую часть разреза впадины Чагала-Сора, вскрытую в интервалах 2325—2297 м (скважина № 1) и 2400—2330 м (скважина № 2), условно можно отнести к титонскому ярусу, а нижнюю доломитово-известняковую, вскрытую в интервале 2503—2400 м (скважина № 2) и 2445—2355 м (скважина № 1), — к кимериджу. Породы, условно относимые к кимериджу — титону в скважине № 2, залегают в следующей последовательности:

2477—2472 м — ангидрит молочно-белый, зернистый.

2455—2450 м — ангидрит белый, зернистый, с прослоями темно-серого песчанистого, плотного известняка.

2434—2428 м — известняк светло-серый, с обломками раковин.

2391—2385 м — доломиты светло-серые, тонкозернистые.

2359—2356 м — ангидрит розовый, зернистый.

Выше по интервалу в скважине № 1 вскрыты:

2324—2319 м — конгломерат, состоящий из светло-серых известняков Цемент песчано-глинистый, с прослоем красновато-глинистого алевролита.

2306—2302 м — мелкогалечный конгломерат или грубозернистый песчаник с включением кварцевых галек, с прослоями глин. Общая мощность вскрытой части юрских отложений (скважина № 2) — 1070 м.

Из юрских отложений разведочной площади Чагала-Сора для определения пористости выполнено 28 анализов, для определения карбонатности — 52 и для фракционного состава породы — 7.

Пористость насыщения песчаников колеблется от 3,8 до 23,0% (по 16 определениям), в среднем составляет — 9,1%, для алевролитов соответственно от 3,1 до 10,9% (по 10 определениям), в среднем — 9,4%, для известняков — 1,5—8,3% (по 3 определениям), в среднем — 14,4%. Карбонатность песчаников изменяется от 0,3 до 39,8% (по 14 определениям), в среднем составляет 10,5%, для алевролитов — 1,1—34,2% (по 11 определениям), в среднем — 7,7%, для глин от 0,5 до

9,2% (по 20 определениям), в среднем — 2,0%, для известняков — 57,0—92,0% (по 7 определениям), в среднем—76%.

Гранулометрический анализ песчаников показывает, что зерна песчаной фракции более 0,25 мм составляет 5,7—36,9%, фракции от 0,25—0,1 мм — 37,6—64,5%. Алевролитовая примесь в среднем достигает 23,9%, содержание фракции 0,01 мм в песчаниках в среднем составляет 13,6%.

Содержание пелитовых частиц в алевролитах составляет 20,7—34,8%, а песчаных фракций — 19,8—25,6%.

Приведенные цифры пределов изменения пористости алевролитов и песчаников характеризуют юрские отложения как возможные коллекторы. Кроме того, здесь оксфордские отложения представлены карбонатными породами. Емкостные свойства этих типов пород обуславливаются наличием каверн, пор и трещин, здесь практическое значение могут иметь, по-видимому, гранулярно-трещинные и трещинные типы пород.

Люминесцентно-битуминологическому анализу были подвергнуты 19 образцов пород. Исследованные образцы представлены известняками, доломитами, алевролитами и песчаниками.

Для всех пород характерно низкое содержание органического вещества (0,03—0,28%) и сравнительно повышенная битуминозность. Количество свободного битума составляет 0,003—0,1%, наиболее часты значения 0,06—0,1%.

Изученные битумы по составу нейтральные, о чем свидетельствует величина отношения кислотных компонентов к «нейтральным» (коэффициент К/Н), равный 1—2, а в отдельных образцах 0,5—0,6.

Судя по геохимическим показаниям (повышенная битуминозность пород, нейтральный состав битумов) в разрезах скважин № 1 и 2 присутствует миграционный нефтяной битум. Однако окончательно этот вопрос может быть решен только после проведения детальных химикобитуминологических исследований.

Выводы

1. В изученном разрезе Чагала-Сора выделяются почти все ярусы средней и верхней юры.

2. По литологическому составу юрские отложения Чагала-Сора имеют большое сходство с аналогичными отложениями Туаркыра и Южного Мангышлака.

3. Данные по физическим свойствам пород характеризуют юрские отложения Чагала-Сора, как возможные коллекторы нефти и газа.

Поступило
21 марта 1966 г

ЛИТЕРАТУРА

1. Аманниязов К., Цепелев Н. С. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1965.
2. Болховитина Н. А. — Атлас спор и пыльцы из юрских нижнемеловых отложений Вилюйской впадины, М., 1956.
3. Машрыков К. — Юрские угленосные отложения Северо-Западной Туркмении и их положение в Крымо-Кавказо-Прикаспийской угленосной провинции. Изд. АН ТССР, 1958.
4. Нурмашев Н. У. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1965.
5. Просвирякова З. П. — Вопросы геологии угленосных отложений Азиатской части СССР, М., 1961.
6. Ярошенко О. П. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 117, 1965.

УДК 553.611.5

К. К. МАШРЫКОВ
К. В. ТИУНОВ
М. Н. ПЕВЦОВ

К ТЕКТОНИКЕ ОГЛАНЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН

Огланлинское месторождение бентонитовых глин расположено в Северо-Западной Туркмении, в 40 км к северо-северо-востоку от железнодорожной станции Джебел. Орографически месторождение приурочено к северному склону Кошагырской гряды. В геологическом отношении оно расположено на северном крыле Большебалханской антиклинали.

По высокому качеству бентонитовых глин и запасам полезного ископаемого Огланлинское месторождение занимает одно из ведущих мест среди подобных месторождений Советского Союза. Его значение особо возросло после проведения за последние годы геологоразведочных работ, позволивших увеличить запасы по промышленным категориям более чем в 8 раз. Однако, несмотря на то, что месторождение разрабатывается более 30 лет и на нем неоднократно ставились поисковые и геологоразведочные работы, особенности тектоники месторождения почти не освещены в литературе. Имеющиеся сведения в значительной степени устарели и не дают цельной картины геологического строения месторождения. В ряде опубликованных работ [3, 7, 8] содержатся преимущественно лишь данные о минералогическом и химическом составе бентонитовых глин с выделением отдельных типов, а также приводятся общие соображения о возможном генезисе бентонитовых глин Огланлинского месторождения.

Между тем выяснение особенностей тектоники месторождения имеет непосредственное значение для направления эксплуатационных работ и определения прогнозных запасов. Кроме того, изучение тектоники месторождения важно для установки общих закономерностей строения месторождений подобного типа.

Бентонитовые глины на Огланлинском месторождении приурочены к среднеэоценовым отложениям и подстилаются глинистыми мергелями («нижними трепеловидными сланцами») и глинами среднего эоцена. Перекрываются бентонитовые глины глинистыми мергелями («верхними трепеловидными сланцами») верхнего эоцена*.

Только вследствие, по-видимому, тектонических причин в западной

* Уточнение стратиграфического положения тела полезного ископаемого стало возможно после проведения детальных стратиграфических работ [5, 6].

части месторождения частично в лежачем контакте бентонитовых глин находятся позднеплиоценовые и четвертичные конгломераты. В восточной части месторождения на отдельных участках бентонитовые глины залегают непосредственно на пиннеэоценовых песчаниках кыргызской свиты.

Установлено, что пластовая залежь бентонитовых глин, прослеженная по простиранию более чем на 17 км, а на глубину на отдельных участках до 100 м, отличается слабо выдержанной мощностью, особенно в западной части месторождения, где местами пласт полностью пережимается. В среднем мощность залежи составляет 10—12 м, достигая в восточной части 30—35 м. На востоке пластовая залежь имеет более сложное строение и представлена двумя, реже тремя, пластами, разделенными глинистыми мергелями. Элементы залегания залежи невыдержаны и значительно различаются в разных частях месторождения.

По особенностям геологического строения месторождение можно подразделить на три участка: западный, средний и восточный. Ранее при разведочных работах на месторождении выделялись участки западный, средний № 1, средний № 2, восточный, восточный № 2. Ввиду того, что участки — средний № 1, средний № 2 и восточный — геологически довольно близки, они объединяются нами в единый средний участок.

В западной части месторождения пласт бентонитовых глин имеет северо-западное простирание ($305-310^\circ$) и крутое ($60-80^\circ$), большей частью запрокинутое залегание. Как указывалось ранее, здесь нормальный стратиграфический контакт с подстилающими мергелями местами не наблюдается, а в их лежачем боку находятся неоген-четвертичные конгломераты. Плоскость контакта представляет неровную поверхность, падающую на юг под углом 80° . Наибольшая мощность пласта бентонитовых глин на этом участке месторождения равна 22 м. С глубиной она преимущественно сокращается, при крутом лежачем и более пологом висячем контакте. При этом вследствие запрокинутого залегания пласта наблюдается обратное положение контактов. Конгломераты занимают надвинутое положение по отношению к палеогеновым породам (рис. 1).

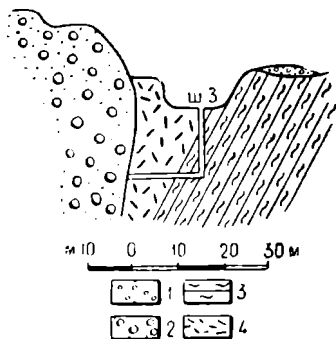


Рис. 1. Схематический геологический разрез западной части месторождения (по В. В. Цыбышеву). 1 — Четвертичные пролювиальные отложения; 2 — неогеновые пролювиальные отложения; 3 — перекрывающие глинистые мергели («трепеловидные сланцы»); 4 — бентонитовые глины.

В средней части месторождения пласт бентонитовых глин приобретает крутое южное падение (рис. 2), а затем вертикальное падение, сменяющееся в свою очередь нормальным падением на север ($60-70^\circ$). Угол падения с глубиной иногда выполаживается, становясь равным $30-40^\circ$. В этой части месторождения наблюдается нормальный стратиграфический разрез и бентонитовые глины подстилаются и перекрываются глинистыми мергелями. Мощность глин колеблется в пределах 2—10 м, достигая максимального значения 26 м.

Восточная часть месторождения отличается большей сложностью строения пластовой залежи полезного ископаемого. Здесь отмечается на отдельных участках до трех пластов бентонитовых глин, из которых два верхних, отличаясь сравнительно небольшой мощностью, отделены

от основного — нижнего пласта — толщей известковистых глин и мергелей. Падение залежи северо-восточное (40°) под углом $30-40^\circ$. Характерной особенностью этой части месторождения является сравнительно постоянная, не уменьшающаяся в отличие от западной части месторождения с глубиной мощность бентонитовых глин ($13-15$ м). В отдельных случаях мощность их достигает 30 м и более. Вмещающими породами как подстилающими, так и перекрывающими в этой части месторождения являются, как правило, глинистые мергели. Только на протяжении около 500 м нижние глинистые мергели отсутствуют и бентонитовые глины залегают непосредственно на песчаниках кыргызской свиты (рис. 3), что вызывается, по-видимому, внутриформационным перерывом.

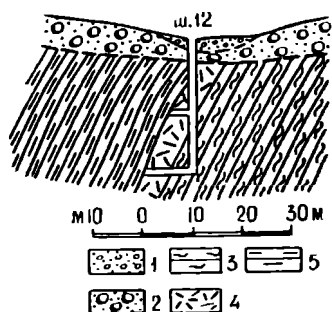


Рис. 2. Схематический геологический разрез средней части месторождения (по В. В. Цыбышеву). 1 — Верхнечетвертичные и современные пролювиальные отложения; 2 — нижне- и среднечетвертичные пролювиальные отложения; 3 — перекрывающие глинистые мергели („трепеловидные сланцы“); 4 — бентонитовые глины; 5 — подстилающие глинистые мергели („трепеловидные сланцы“).

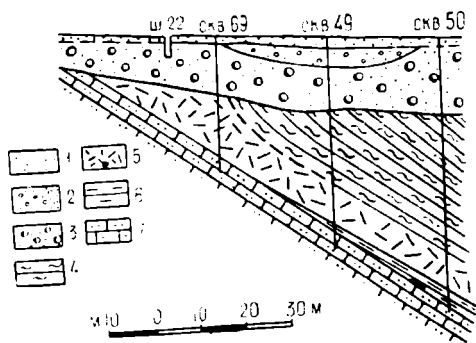


Рис. 3. Схематический геологический разрез восточной части месторождения (по М. Н. Певцову). 1 — Верхнечетвертичные и современные пролювиальные отложения; 2 — нижне- и среднечетвертичные пролювиальные отложения; 3 — неогеновые пролювиальные отложения; 4 — перекрывающие глинистые мергели („трепеловидные сланцы“); 5 — бентонитовые глины; 6 — подстилающие глинистые мергели („трепеловидные сланцы“); 7 — известковистые песчаники кыргызской свиты.

Характерной особенностью восточной части месторождения является запрокидывание всякого контакта. На месторождении отмечаются также микротектонические явления, выражающиеся во внутрипластовых подвижках, подвижках по контакту бентонитовых глин и вмещающих глинистых мергелей, что вызвано различной степенью их пластичности. Изменение мощности бентонитовых глин также, несомненно, связано с тектоническими причинами. Отмечаются поперечные и продольные разрывные нарушения, сопровождающиеся небольшими смещениями. Известны проявления экзотектоники.

На приконтактные тектонические движения указывает наличие многочисленных зеркал скольжения на контактах бентонитовых глин и вмещающих глинистых мергелей, внутрипластовая микроскладчатость бентонитовых глин, а также присутствие «ксенолитов» мергелей и бентонитовых глин. Свидетельством значительных тектонических напряжений является вдавливание бентонитовых глин в пролювиальные конгломераты по двух-трехсантиметровым трещинам на расстояние до 3 м. На все эти явления указывал еще в 1940 г. В. В. Цыбышев.

В. В. Цыбышевым указывалось также на наличие в западной

части месторождения поперечных по отношению к основному простиранию пород нарушений с амплитудой смещения 15—20 м. Интересным фактом является то, что пласт бентонитовых глин по линиям нарушения не разрывается, а образует плавные флексуорообразные изгибы. Продольные нарушения, особенно отчетливо выраженные в перекрывающих глинистых мергелях, неоднократно отмечались дами в восточной части месторождения. Своеобразным является забой западной карьера месторождения. Согласно мнению ряда исследователей (П. Н. Куприн и др.), отмечаемая здесь перемятость бентонитовых глин и вмещающих мергелей обусловлена развитием в палеогеновых отложениях подводнооползневых явлений.

При сопоставлении особенностей залегания пластовой залежи бентонитовых глин с общими условиями геологического строения на отдельных участках видна тесная их взаимосвязь. В частности для верхнемеловых и палеогеновых отложений северного крыла Большебалханской антиклинали установлена общая закономерность, выражающаяся в изменении с глубиной крутого опрокинутого на нормальное, сравнительно пологое залегание. Характер залегания пластовой залежи полностью согласуется с этим.

О характере залегания пласта бентонитовых глин, где он перекрыт новейшими покровными отложениями, можно в известной мере судить по особенностям залегания обнажающихся южнее верхнемеловых (датских) пород. В западной части месторождения, где верхнемеловые отложения запрокинуты, подобный же характер залегания отмечается и у бентонитовой залежи. В восточной части как у верхнемеловых, так и у пластовой залежи бентонитовых глин отмечается нормальное залегание со сравнительно более пологими углами падения.

На условия залегания и изменение мощности тела полезного ископаемого наряду с последующими тектоническими воздействиями влияло и давление перекрывающих пород. Нормальные контакты, отмечаемые в западной части месторождения, когда в соприкосновение приводятся бентонитовые глины и пролювиальные конгломераты, имеют, очевидно, тектонический характер. Здесь произошло выжимание наиболее пластичных в разрезе бентонитовых глин. Менее вероятно предположение, что пролювиальные конгломераты выполняют какой-то эрозионный врез, идущий параллельно рудному телу. Как показал проведенное в 1958 г. бурение, наибольшая глубина вреза соответствует месту, отвечающему в разрезе положению бентонитовых глин.

Одной из возможных причин увеличения мощности пласта — может быть увеличение объема бентонитовых глин. Как известно, при смачивании Na-монтмориллонитовых глин, они сильно набухают, увеличиваясь в объеме до 10 раз. По данным С. П. Шоболова, огланлинский Na-бентонит увеличивается в объеме в 18 раз. Наличие щелочно-земельных монтмориллонитов, однако, резко снижает величину набухания. Необходимо учесть, что на Огланлинском месторождении резко преобладают щелочноземельные, Са-бентониты, особенно на восточном участке, Na-бентониты в большом количестве отмечаются в западной части месторождения. Кстати сказать, для этой части месторождения также присущи наибольшие аномально увеличенные мощности головной части пласта. Несомненно, что в условиях зажатого положения увеличение мощности пласта бентонитовых глин будет крайне небольшим, однако полностью исключить этот фактор без соответствующих дополнительных наблюдений и экспериментальных исследований невозможно.

Доказательством последующего изменения мощности бентонито-

вых глин могут послужить отмеченные при разведке восточной части месторождения в ряде крайне восточных профилей своеобразные формы головной части пласта. Здесь при полном сохранении элементов залегания лежащего контакта, висячий контакт, как это можно судить по элементам залегания в кернах, становится более крутым, а в отдельных, возможно, приобретает и обратное падение. Подобные явления, по-видимому, обязаны последующему воздействию на пласт бентонитовых глин. К числу таких причин здесь можно отнести, по-видимому, и давление покрывающих пород, или возможное пластовое течение. Ниже приводятся данные, характеризующие величины мощности бентонитового пласта.

Профиль	Мощность в головной части пласта, м		Мощность по падению пласта	
	вскрытая	истинная	расстояние по пласту от поверхности, м	мощность, м
VII	80	48	110	20
IX	80	30	80	25
XIX	50	38	70	20

Как видно, тектоника Огланлинского месторождения отличается значительной сложностью, при этом строение его резко меняется по простиранию. Изучение особенностей строения месторождения показывает, что на мощность и форму пластовой залежи оказывают значительное влияние последующие тектонические движения. Это определяет наличие пережимов, изменение угла падения залежи и развитие тектонических контактов.

Своеобразным проявлением экзотектоники в районе является наблюдаемое западнее месторождения вертикальное или обратное общему крутое северное падение в отдельных обнажениях, перекрывающих палеоген позднемиоценовых-среднеплиоценовых сцементированных пролювиальных конгломератов. Это вызвано, как показало детальное рассмотрение, сползанием отдельных оторвавшихся блоков по подстилающим пластичным палеогеновым глинам.

В отношении возможностей прослеживания бентонитовых глин непосредственно за пределами западного и восточного флангов месторождения можно отметить следующее. В отличие от представлений С. П. Шоболова [7], который предполагал, что наиболее перспективным является западное продолжение месторождения, в ходе разведочных работ установлено, что дальнейшее приращение запасов бентонитовых глин возможно на восточном фланге месторождения, где отмечаются устойчивые геологические условия и где возможно дальнейшее прослеживание пласта. К западу от месторождения, как доказано буровыми работами, существует значительный (глубиной более 100 м) эрозионный врез, при этом угол северного борта достигает 80°, а бентонитовые глины перекрыты мощными (более 100 м) пролювиальными образованиями.

В заключение кратко остановимся на вопросе генезиса бентонитовых глин и перспективах их распространения в палеогеновых отложениях района Большого Балхана. По мнению А. В. Данова, бентонитовые глины относятся к морским, сравнительно глубоководным образованиям, происшедшим за счет механического и химического изменения вулканического пепла трахитового состава. Не ставя под сомнение

вулканическую природу огланлинских бентонитов, можно, однако, высказать предположение, что едва ли бентонитовые глины были глубоко-водными образованиями, так как в последнее время обнаружены следы внутриформационных размывов. В частности, в восточной части месторождения буровыми скважинами вскрыт прослой (до 0,5 м) «гравели-та», состоящего из полуокатанных обломков глины (волконскоита?). Характерен однообразный по числу видов, но многочисленный по количеству особей комплекс фораминифер, извлеченный из бентонитовых глин. Можно предположить в соответствии с этим, что бентонитовые глины образовались в полузамкнутых, относительно мелководных участках палеогенового моря.

Установлено, что в западных разрезах (Борджаклы) наблюдается перерыв в осадконакоплении, вследствие чего отсутствуют отложения нижнего и среднего эоцена, с которым связаны бентонитовые глины. Сокращенная мощность палеогеновых отложений отмечается и в разрезе Карайман. Эти обстоятельства ограничивают вероятность нахождения бентонитовых глин в западной части Большого Балхана. Бентонитовые глины отсутствуют и в разрезе палеогена, вскрытом глубокой картировочной скважиной, пройденной к северо-северо-востоку от Огланлинского рудника [4]. Наиболее перспективным направлением дальнейших поисковых и разведочных работ, как уже было сказано выше, является площадь, расположенная восточнее месторождения.

Необходимо отметить, что площадь распространения бентонитовых глин, несомненно, не ограничивается Большим Балханом. Области развития палеогеновых отложений на Краснодарском полуострове и в Западном Копет-Даге также перспективны на бентонитовые глины.

Выводы

1. Геологическое строение Огланлинского месторождения бентонитовых глин отличается значительной сложностью, при этом его строение различно для отдельных участков месторождения.

2. На строение пластовой залежи полезного ископаемого оказали влияние различные факторы как эндотектонического, так и экзотектонического характера.

3. Наиболее благоприятным для дальнейшего приращения запасов полезного ископаемого является восточный фланг месторождения.

Академия наук
Туркменской ССР
Управление геологии
СМ ТССР

Поступило
23 марта 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Даноу А. В. — Палеоген. Большой Балхан. Геология СССР, т. 22, Туркменская ССР, ч. I, Геологическое описание, Госгеолтехиздат, 1957.
2. Мерабишвили М. С. — Бентонитовые глины. Природные особенности, физико-химические свойства, области применения, основные месторождения СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
3. Мерепков В. Я., Разумова В. Н. — Тр. Москв. геол.-разв. ин-та им С. Орджоникидзе, 22, 1948.
4. Тиунов К. В. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 1, 1961.
5. Тиунов К. В., Ткачук М. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 1, 1961.
6. Тиунов К. В., Ткачук М. А., Певцов М. Н. — В сб. Вопросы геологии Туркмении. Изд-во АН ТССР, 1963.
7. Шоболов С. П. — Геология, вещественный состав и важнейшие технологические свойства бентонитовых глин Огланлинского месторождения. Исследование и использование глин. Изд-во Львовского ин-та, Львов, 1958.
8. Шоболов С. П. — Известия АН СССР, сер. геол. № 1. 1959.

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СОВЕТСКОГО КОПЕТ-ДАГА

Туркмено-Хорасанская складчатая система представляет гигантскую дугу, обращенную выпуклостью на север в сторону Кара-Кумов. В пределах ее в альпийское время господствовал геосинклинальный режим, причем устанавливаются ранний — юрский и поздний — мел-палеогеновый геосинклинальные прогибы. Начало орогенного этапа относится к позднему олигоцену — раннему миоцену.

Копетдагское складчатое сооружение сформировалось на месте миогеосинклинального прогиба. Последний, вероятно, образовался в конце юрского периода после того, как в центральной части Туркмено-Хорасанской геосинклинали, в области будущих хребтов Ала-Даг и Биналуд, осуществилась частичная инверсия. От Аладаг-Биналудской «эвгеосинклинали» Копетдагская миогеосинклиналь отделяется Мешед-Кучанской межгорной депрессией.

На западе складки Копет-Дага погружаются в Южно-Каспийскую впадину, обрамляя верхнюю часть ее восточного склона. Малый Балхан и молодая складчатость Западно-Туркменской низменности формировались на погружающейся структуре Копет-Дага и тесно связаны с Копетдагским складчатым сооружением. На северо-западе большим межгорным прогибом («Межбалханье», «Балханский коридор») Копет-Даг отделяется от Большебалханской мегантиклинали.

Обширный Предкопетдагский прогиб ограничивает Копетдагское складчатое сооружение с северо-востока. Нам представляется правильным границей между платформой и геосинклиналью считать самую молодую ось прогиба.

На юго-востоке в районе Бадхыза часть складчатых цепей погружается; южные цепи, вероятно, находят свое продолжение в складчатых цепях Банд-и-Туркестана.

Мощность орогенного комплекса в Копет-Даге непостоянна, на западе она достигает местами 1,5—2,0 км, на востоке, в горной части, обычно не превышает нескольких десятков метров и только в области предгорий исчисляется сотнями метров.

Складчатое сооружение Копет-Дага в простирации главных орографических и тектонических элементов хорошо отражает оба основных направления Туркмено-Хорасанской дуги: северо-западное и юго-запад.

ное (и запад-юго-западное). В Западном Копет-Даге горные хребты и разделяющие их крупные долины, соответствующие им антиклинальные и синклинальные складки, а также наиболее крупные разрывные дислокации ориентированы в юго-западном и субширотном направлении, и только на востоке Западного Копет-Дага восточные окончания складок заворачивают к юго-востоку. Исключением являются области предгорного прогиба и Передового хребта, а также прилегающая к последнему с юго-запада Аджидеринская синклиналь, где преобладающим является северо-западное простирание. Северо-западное направление Передового хребта и Передового прогиба, определяющее поразительно резкую линию границы между геосинклиналью и Туранской плитой, обусловлено наличием крупнейшего глубинного разлома (или зоны разломов), уходящего далеко на северо-запад на западный берег Каспия.

В Центральном, Гяурском и Восточном Копет-Даге господствует юго-восточное простирание, и только к востоку от р. Теджен, собственно уже в пределах Бадхыза, а также в прогибе преобладает субширотное и даже юго-западное простирание.

Для Копет-Дага характерен прямой рельеф. Цепи антиклинальных хребтов, вытянутые нередко на сотни километров, разделены цепями синклинальных долин. Самые крупные из антиклинальных цепей протягиваются через весь Копет-Даг, образуя концентрические дуги, параллельные простиранию Туркмено-Хорасанской системы. Наиболее приподнятой и дислоцированной областью является Центральный и Восточный Копет-Даг, где на поверхности выступают самые древние части доступного визуальному наблюдению разреза. Здесь Копет-Даг в поперечном разрезе имеет веерообразную форму. Преобладающая форма наиболее крупных антиклиналей сундучная и веерообразная.

От Центрального Копет-Дага складчатые цепи погружаются сравнительно круто к юго-западу и очень полого к юго-востоку; строение отдельных структур и всей территории в Западном Копет-Даге более простое: здесь развиты преимущественно косые или изометричные складки.

Крупную роль в строении Копет-Дага играют разрывные дислокации, расчленяющие складчатую структуру Копет-Дага на ряд крупных и мелких блоков. В пределах советской части Копет-Дага главную роль играет система мощных продольных дислокаций термальной зоны, образующих с севера цепь передовых антиклиналей. Они имеют в большинстве характер осложненных сдвигами взбросов и крутопадающих надвигов («сдвига-надвигов»), переходящих местами во фронтальной части в пологопадающие надвиги и даже покровы. С надвигами тесно связаны в большинстве случаев их оперяющие диагональные разрывы, имеющие преимущественно характер взбросо- и сбросо-сдвигов.

На всем протяжении советского Копет-Дага, а также в западных и центральных районах зарубежного Копет-Дага выходы кристаллических пород отсутствуют.

О строении фундамента (кристаллического основания) Копетдагской многогеосинклинали известно очень мало. Судя по некоторым данным геофизических исследований и очень большой мощности осадочной толщи мезозоя и кайнозоя, глубины залегания кристаллических пород во многих районах, особенно в западной части многогеосинклинали, вероятно, превышают 10 км.

К варийсийскому основанию Копетдагской альпийской геосинклинали следует, вероятно, отнести всю толщу палеозоя и нижнюю часть триаса. Выходы этих отложений в советском Копет-Даге отсутствуют

Цикл альпийского геосинклинального развития Копет-Дага, по-видимому, начинается в конце триаса. Доорогенный комплекс отложений представлен рэт-лейасовыми, юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями. В состав орогенного комплекса входят неогеновые и частично четвертичные образования.

В пределах советской части Копетдагского мегантиклинория выделяются следующие три тектонические области.

1. Северо-восточная Передовая область глубинных дислокаций

Строение этой области, вытянутой более чем на 500 км вдоль северо-восточной окраины Копет-Дага, определяется установленной геофизическими исследованиями зоной крупных глубинных дислокаций, вытянутой вдоль южной границы Туранской плиты и северо-восточной окраины Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

Количества, характер и амплитуда дислокаций еще точно неизвестны. По-видимому, здесь протягиваются два-три крупных продольных глубинных разрыва. Имеется, кроме того, и несколько поперечных разрывов. По данным сейсмического профилирования (В. Лыков), наиболее крупный из продольных разрывов — южный — проходит непосредственно под Передовым хребтом.

В области глубинных дислокаций можно выделить три района: Южный борт Предкопетдагского прогиба и термальная зона; Передовая антиклинальная цепь («Передовая антиклиналь»); Главная синклиналиная цепь («Главная синклинали»).

Все они вытянуты в общем параллельно друг другу с СЗ на ЮВ, причем их расположение, структурные особенности, история развития и простираение тесно связаны с глубинными дислокациями.

1. Южный борт Предкопетдагского прогиба. Предкопетдагский прогиб вытянут вдоль северо-восточного края Копет-Дага с СЗ на ЮВ. Северной и южной границами прогиба на большей части его протяжения удобнее считать так называемые Северо-Предкопетдагский и Южно-Предкопетдагский глубинные разломы.

Юго-восточным окончанием Предкопетдагского прогиба обычно считают Серахскую структурную перемычку. На северо-западе продолжением Предкопетдагского прогиба, судя по новейшим геофизическим данным (А. Дзабаев, 1964 г.), является Предбалханский предгорный прогиб. Кроме того, на северо-западе прогиб открывается в Межбалханскую и Эззет-Куйлярскую межгорные впадины.

В пределах Предкопетдагского прогиба выделяются три впадины: Казанджикская, Ашхабадская и Каахкинская, разделенные Кизыларватской и Аксуйской структурными перемычками.

К северо-западу от Кизыларватской перемычки начинается юго-восточная часть Казанджикской впадины (длина до 65 км), которая, по геофизическим данным, кулисообразно расположена по отношению к Ашхабадской.

Южный борт Предкопетдагского прогиба сложно построен и еще очень слабо изучен. Он узкой полосой протягивается в области предгорий и местами перекрыт надвинутыми на него складками Передовой цепи, смят в довольно крутые складки и разорван густой сеткой разломов различной величины формы и возраста.

Только в сравнительно немногих участках (в Гяурском Копет-Даге) южный борт совмещен с северным крылом передовой антиклинали и в этих случаях, вероятно, имеет сравнительно простое строение.

Следует отметить региональные продольные разрывные дислокации термальной зоны, система которых прослеживается на советской

территории почти без перерыва от Малого Балхана до хребта Денгиль-Кеталь в Восточном Копет-Даге, где надвиг пересекает государственную границу. Система термальной зоны состоит по меньшей мере из пяти крупных разрывов, отвечающих отдельным структурам Передовой цепи: 1) Главный разрыв Западного Копет-Дага, 2) Главный разрыв Арчман-Нухурского тектонического узла, 3) Главный разрыв Центрального Копет-Дага, 4) Главный разрыв Гяурского Копет-Дага и 5) Главный разрыв Восточного Копет-Дага.

Тесно связаны с продольными надвигами, взбросами и «сдвигонадвигами» оперяющие их диагональные разрывы, среди которых преобладают правые сдвиги, взбросо- и сбросо-сдвиги. Они местами проникают северными концами в зону Передового прогиба, рассекая верхнюю часть его южного борта.

Складчатые структуры зоны южного борта Передового прогиба по своему генезису, морфологии, возрасту и ориентировке существенным образом отличаются от складок остальной территории Копет-Дага. Прежде всего — это складки молодые, созданные часто в последний — послеплиоценовый этап складкообразования. Подавляющее большинство их ориентировано в субширотном или даже широтном направлении.

Многие антиклинальные структуры являются «фестончатыми». Они причленены под острым углом к мегантиклиналям передовой цепи или отделены от них разрывами. Все они погружаются к востоку в сторону прогиба. Исключение представляют ряд крупных антиклинальных (и сопряженные с ними синклинальные) складок в районе к югу от Кызыл-Арвата. Они отличаются от типичных «предгорных» складок прежде всего крупными размерами и ориентировкой с СЗ на ЮВ параллельно общей антиклинальной линии Передового хребта. Это линейные и брахиантиклинальные структуры хребтов Безмянного, Диоджи, Ак-Дага, Сагыр-Су, Ат-Ялы, Пырнуарская синклиналь, некоторые складки Бами-Беурминской антиклинальной зоны.

Другой тип складок — мелкие брахиантиклинали и брахисинклинали — в отличие от складок первого типа субширотные или широтные складки, нередко имеющие «фестончатое» строение, постепенно погружающиеся к востоку и на западе причленяющиеся к структуре Передовой цепи.

Следует отметить широкое распространение на поверхности третичных отложений предгорных возвышенностей мелких и крупных экзотических скал меловых пород, главным образом, неокомских известняков, различных размеров, от нескольких кубометров и менее до крупных участков, имеющих хорошо выраженное покровное строение.

К юго-востоку от Арчмана вдоль склонов Центрального Копет-Дага в предгорьях морские неогеновые отложения постепенно уступают место молассовым континентальным накоплениям карагауданской, казганчайской и кешенымбаирской свит, которые приобретают часто преобладающее значение в строении предгорных складчатых структур.

В этом отношении обращают внимание Куручайская и особенно Актепинская моноклинали, которые, очевидно, являются фрагментами сильно опущенных северо-восточных крыльев передовых антиклиналей, выступающих из-под надвига. Юго-восточнее ст. Келята выступает ядро и северное крыло Келятинской антиклинали, вытянутой вдоль линии надвига.

Из-под юрских отложений всякого крыла надвига выступают участки несогласно залегающих на палеогон верхнемеловых пород. Эти породы были увлечены надвигом, вероятно, на значительное расстояние.

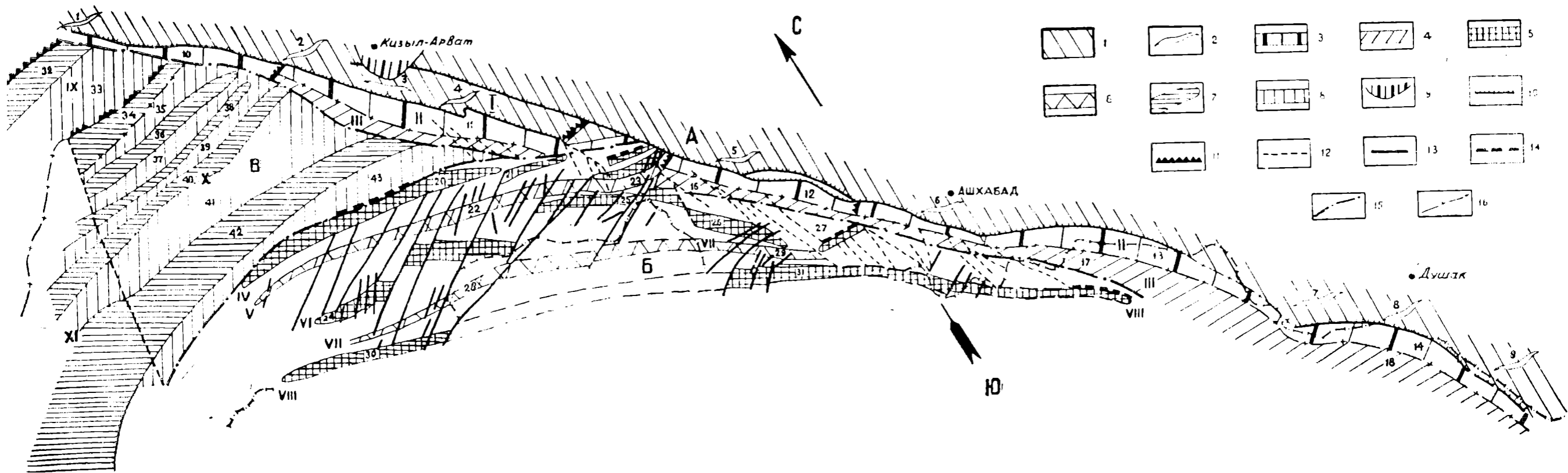


СХЕМА
ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ КОПЕТ-ДАГА
 (по П. И. Калугину)

А. ОБЛАСТЬ ПЕРЕДОВЫХ ГЛУБИННЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

- I. Южный борт Предкопетдагского прогиба. Зоны предгорных складок: 1—Малобалханская; 2—Некандерская (Ушакская); 3—Кизыларватская; 4—Бами-Коджикская; 5—Бахарден-Келятинская; 6—Ашхабадская; 7—Восточнокопетдагская северо-западная; 8—Восточнокопетдагская центральная; 9—Восточнокопетдагская юго-восточная.
- II. Передовая антиклинальная цепь. Зоны передовых антиклинальных структур: 10—Кюредагская (Казанджикская) мегантиклиналь; 11—Главная передовая антиклиналь Западного Копет-Дага; 12—Главная передовая антиклиналь Центрального Копет-Дага; 13—Гяурдагская мегантиклиналь; 14—Главная передовая антиклиналь Восточного Копет-Дага (Келатская мегантиклиналь).
- III. Главная синклиналичная цепь (Главная синклиналь). Зоны Главной синклинали: 15—Алжидеринская; 16—Центральнокопетдагская; 17—Маньянская; 18—Келатская.

Б. ОБЛАСТЬ ГЛАВНОГО АНТИКЛИНОРИЯ

- IV. Сюит-Хосардагская антиклинальная цепь; 19—20—антиклиналь Дойрун-Исак, Сюит-Хосар-Даг; 21—антиклиналь Емчиалли.
- V. Сумбарская антиклинальная цепь; 22—Сумбарская синклиналь; 23—Арвазская синклиналь.

- VI. Северная антиклинальная цепь; 24—Кунузундагская антиклиналь; 25—Елликанская антиклиналь; 26—Мирзадагская антиклиналь; 27—Душакская (Ерекдагская) антиклиналь.
- VII. Гандырь Мергенулинская синклиналичная цепь; 28—Чандырская синклиналь; 29—Мергенулинская синклиналь.
- VIII. Приравнинная антиклинальная цепь; 30—Западнокопетдагский участок; 31—Центральнокопетдагский участок.
- В. ОБЛАСТЬ ЮГО-ЗАПАДНЫХ ВИРГАЦИЙ ЗАПАДНОГО КОПЕТ-ДАГА**
- IX. Малый Балхан, Дашатинская синклиналь и Обой-Дашатинская антиклиналь; 32—Малобалханская антиклиналь; 33—Дашатинская антиклиналь; 34—Обой-Дашатинская виргация.
- X. Эззет-Карагезская депрессия; 35—Узекдагская синклиналичная зона; 36—Чааджикская антиклинальная зона; 37—Иданлы-Гяурлинская синклиналичная зона; 38—Карагезская антиклинальная зона; 39—Кызылджа-Дарбаирская синклиналичная зона; 40—Эйшем-Куйлярская антиклинальная зона; 41—Сиркелли-Турфинская синклиналичная зона; 42—Тройская антиклинальная зона; 43—Терсакап-Яловачская синклиналичная зона.
- XI. Мессериянский тектонический район.

К юго-востоку от Безменна между речками Фирюзинка и Кельте-Чинар вдоль северо-восточных крыльев Передовой антиклинальной цепи прослеживается несколько антиклинальных складок субширотного простирания. Наиболее крупная из них Кешенымбаирская к югу от Ашхабада.

Северные крылья антиклиналей Передовой цепи, оборванные надвигами («сдвиги-надвигами») и взбросами, как правило, глубоко погружены и местами на них надвинуты сводовые части и юго-западные крылья. Это, в частности, подтверждается бурением в Фирюзинском ущелье, вскрывшим под юрскими отложениями неогеновые молассы и верхи палеогена. Верхняя часть борта прогиба, таким образом, скрыта под надвинутой на нее структурой Передового хребта.

Вдоль северных склонов Гяурского Копет-Дага между речками Кельте-Чинар и Артык неизвестны мелкие «предгорные» структуры, если не считать незначительного изгиба пластов кешенымбаирской свиты к северу от моноклинального хр. Халац. Южный борт прогиба в этом районе является северным крылом Гяурдагской антиклинали.

Вдоль склонов Восточного Копет-Дага в предгорьях расположена почти непрерывная полоса выходов сильно дислоцированных неогеновых, палеогеновых и местами верхнемеловых пород, расположенная в области южного борта прогиба. Здесь можно выделить три группы «предгорных» складчатых структур.

Северо-западная группа. Складки этой группы расположены к западу и юго-западу от Каахка и выражены в молассовых отложениях карагауданской, казганчайской, кешенымбаирской и каахинской свит. Это Мегелинская, Мешедабадская и Киштанская антиклинали и три одноименные синклинали. Все они имеют субширотное простирание*.

Центральная группа предгорных складок Восточного Копет-Дага вытянута вдоль северных крыльев Передовой антиклинали и в той или иной мере с ней связана. Она насчитывает около 10 складок, выраженных в молассах. Почти все складки «фестончатые». Размеры складок в большинстве случаев невелики.

Юго-восточная группа предгорных складок расположена на погружении Келатской антиклинали и большинство складок является ее «фестончатыми» виргациями. Они выражены на советской территории в верхнемеловых и палеогеновых отложениях и имеют юго-восточное направление и сравнительно полого погружаются к востоку. К этой группе относятся 5—6 складок. Наиболее крупные из них антиклинали хребтов Дарахт-Беит и Дагмансянг.

2. Передовая цепь антиклиналей. Вдоль северо-восточного края Копетдагского складчатого сооружения почти на 500 км от Казанджика до иранской границы к юго-востоку от Душака протягивается цепь крупных антиклинальных складок, которым в рельефе отвечает цепь передовых хребтов. Почти идеально прямолинейное простирание этой цепи совпадает с направлением зоны крупного глубинного разлома (или зоны разломов), ограничивающего с юга Предкопетдагский прогиб.

Антиклинали, входящие в состав Передовой цепи, имеют много общего в своем расположении, отношении к соседним структурным элементам и строении. Все антиклинали являются брахискладками или представляют систему более или менее самостоятельных брахискладок, часто имеющих общую ось. Простирание этих складок юго-восточное, или близкое к нему, все антиклинали выражены на поверхности в ос-

* Последние две складки установлены Л. М. Расцветаевым.

новном или исключительно в нижнемеловых породах, причем в размытых ядрах выступают породы неокома, иногда мальма, образующие мощные высокогорные хребты. Наконец, северо-восточные крылья всех основных антиклинальных складок Передовой цепи оборваны крупными надвигами («сдвиго-надвигами») северо-западного простирания, вдоль плоскости которых передовые антиклинали надвинуты на северо-запад, вследствие чего их северо-западные периклинали обнаруживают очень крутое и даже опрокинутое залегание слоев и иногда разорваны «поперечными» надвигами. Передовая цепь состоит из 6 звеньев более или менее самостоятельных в морфологическом и конструктивном отношении. Пять из них представлены крупными сложноостроенными антиклинальными складками—мегантиклиналями.

1) Кюрендагская (Казанджикская) передовая мегантиклиналь. Крайним северо-западным звеном Передовой цепи, хорошо выраженным на поверхности, является антиклиналь хребта Кюрен-Даг. Далее к северо-западу Передовая цепь, очевидно, по крупному разрыву (или флекуре) опущена на значительную глубину. Ее продолжение, установленное геофизическими исследованиями, отмечается небольшой Кизылбаирской брахиантиклиналью. В районе северо-восточной части антиклинали Малого Балхана продолжение Передовой антиклинальной зоны отмечается отчетливым поворотом контура верхнемеловых слоев к востоку, в районе к югу от ст. Ахча-Куйма. Мы имеем основание поэтому считать антиклиналь хр. Малого Балхана юго-западным окончанием Передовой антиклинали, основная часть которой оборвана продолжением Главного надвига Западного Копет-Дага и погружена на более или менее значительную глубину.

2) Главная передовая антиклиналь Западного Копет-Дага. Кюрендагская мегантиклиналь довольно круто погружается к юго-востоку от ст. Узун-Су и от следующей к юго-востоку мегантиклинали Передовой цепи ее отделяет Эзет-Карагезская депрессия. К югу от ст. Искандер антиклиналью хребтов Каргаллы («Аруваллы») и Пароун-Даг начинается Главная передовая антиклиналь Западного Копет-Дага, которая расчленяется на ряд брахиантиклиналей (брахиантиклинали хребтов Пароун-Даг, Тргой-Даг («Торгойдыар»), Эреуш, Ахча-Даг, Козлы-Даг, Экиз и др.).

В общем виде—это широкая антиклиналь, обнаруживающая местами коробчатое строение. На поверхности выступают только ядро складки, образованное неокомскими известняками, и юго-западное крыло, вдоль которого выступают меловые, а на западе также палеогеновые и неогеновые отложения. Северо-западное крыло складки, оборванное надвигом, глубоко погружено и только местами выступают его фрагменты из-под надвинутого южного крыла и части свода. Вдоль линии надвига почти повсюду прослеживаются многочисленные выходы теплых вод.

3) Арчман-Нухурский складчатый узел. В своем продолжении к юго-востоку Главная передовая антиклиналь Западного Копет-Дага расчленяется на две антиклинали. Южная из них, названная И. И. Никшичем «Разорванной складкой Нацкого», протягивается в юго-восточном направлении до аула Нухур и находит свое продолжение в антиклинали хр. Келят. Северная антиклиналь, соответствующая в рельефе хр. Экиз и далее хр. Кяса-Корп, сохраняет юго-восточное направление только в пределах первого из названных хребтов.

Начиная от этих антиклиналей до ст. Бахарден располагается сложная система крупных складок, уже не сохраняющих нормальное для Передовой антиклинальной цепи юго-восточное простирание. В эту систему выходят брахиантиклинали хребтов Келят, Кяса-Корп, Кара-

Ялчи, Тырнов и Кырк-Ашан, а также разделяющие их синклинали долин Минчи, Кара-Ялчи (Тежева), Куру-Чай, Арваз и др. Перечисленные складки имеют северо-восточное, реже субширотное направление осей, некоторые из них в плане дугообразно изогнуты. Совокупность этих складок образует так называемый Арчман-Нухурский тектонический узел. Северные и северо-западные крылья перечисленных антиклиналей разорваны надвигами или даже системой надвигов разных размеров. Все антиклинальные складки Арчман-Нухурского складчатого узла выражены в нижнемеловых породах. В синклиналиях развиты верхнемеловые и палеогеновые отложения. По данным В. Н. Крымуса, интересной особенностью некоторых из этих складок является отсутствие юго-западных (или западных) переклиналией: южные замыкания их оборваны различными дизъюнктивными дислокациями или очень слабо выражены.

4) Главная передовая антиклиналь Центрального Копет-Дага. Арвазская синклиналь является последней к востоку широтной складкой Арчман-Нухурского складчатого узла. Далее к юго-востоку на протяжении сотен километров между долинами горных рек Арваз и Кельте-Чинар Передовая антиклинальная цепь снова приобретает нормальное для данной зоны юго-восточное направление. Звеньями Передовой цепи здесь являются брахиантиклинали передовых хребтов Мурад-Керрик, Коу, Ули-Топа, Гин-Гол, Маркоу, Хальват. Вместе они образуют мощное антиклинальное поднятие — больше чем стокилометровую мегантиклиналь, известную под названием Главной передовой антиклинали Центрального Копет-Дага.

Брахиантиклинали Передовой цепи Центрального и Западного Копет-Дага имеют много общих черт в своем расположении, форме и строении.

В то же время между передовыми антиклинальными структурами Западного и Центрального Копет-Дага отмечаются и существенные различия. Прежде всего, передовые брахиантиклинали Центрального Копет-Дага построены более сложно, в частности, они разбиты гораздо сильнее разрывной тектоникой, причем количество и размах разрывных дислокаций в Центральном Копет-Даге больше. Здесь распространены крупные диагональные разрывы протяженностью в несколько десятков километров, которые вместе с продольными разрывами расчленяют советскую часть Копет-Дага на ряд продвинутых к северо-западу блоков. Гораздо больше здесь также амплитуды надвиговых перемещений. В ядрах антиклиналей Коу и Ули-Топа выступают юрские отложения; в районе Актепинской гряды В. Н. Крымус установил налегание юрских пород на актепинские пески (нижний миоцен?) Скважина в Фирюзинском ущелье, заложенная в сводовой части брахиантиклинали хр. Маркоу, также вскрыла нижний миоцен (карагауданскую свиту) и верхи палеогена под доломитизированными известняками верхней юры.

В форме своеобразной, по-видимому, горстовой структуры верхняя юра выступает среди известняков неокома в Келятинском ущелье. Характерной особенностью передовых брахиантиклинальных складок Центрального Копет-Дага является развитие вдоль северных крыльев второстепенного синклинального изгиба, и местами также антиклинали, их размеры обычно незначительны, по сравнению с основной структурой.

К юго-востоку от антиклинали Маркоу Гиндувар-Даг между поселками Махтум-Кала и Первомайским шарниром передовой антиклинали на протяжении 25 км глубоко погружен.

5) Гяурсдагская передовая мегантиклиналь. К юго-востоку от р. Кельте-Чинар до р. Артык на 70 км протягивается одна из крупнейших складок Копет-Дага — Гяурсдагская передовая мегантиклиналь, значительная часть которой расположена за пределами советской территории. В отличие от описанных основных структур Передовой цепи Гяурсдагская мегантиклиналь представлена на поверхности своими обоими крыльями. Сводовая часть складки имеет отчетливое двойное строение. Здесь можно выделить две брахиантиклинальные складки, разделенные пологой синклиналью и ориентированные под острым углом друг к другу. Северная из них — собственно Гяурсдагская антиклиналь — имеет почти широтно направленную ось и асимметричную форму. Северное крыло крутое; местами пласты поставлены на голову и даже опрокинуты. По южному крылу наблюдаются падения 30—40 градусов и менее. В глубоко размытом ядре складки обнажается неок. Скважина, заложенная в ущелье р. Чорлок в околоводной части, на глубине 95 м вскрыла огипсованные известняки и ангидриты предположительно верхнеюрского возраста. В породах верхней юры скважина прошла свыше 1500 м, не вскрыв их подошвы и не встретив поднадвиговой части брахиантиклинали. Вдоль северного крыла выступают разорванные взбросом и сильно уменьшенные в мощности породы более высоких горизонтов нижнего мела, надвинутые на палеогеновые глины или на конгломераты и алевриты неогеновой молассовой серии. Вдоль линии взброса вытекает источник с теплой водой. Западная широкая периклиналь оборвана диагональным Харварским разрывом. По южному крылу антиклинали хорошо обнажен разрез нижнего и верхнего мела и всего палеогена, а также неогеновой молассы.

Юго-восточная периклиналь Гяурсдагской структуры расположена в Иране. Возможно, что описанная выше первая группа предгорных складок Восточного Копет-Дага является осложнением погружающейся части Гяурсдагской мегантиклинали, которая является наиболее спокойным и простым звеном в Передовой антиклинальной цепи.

6) Главная передовая антиклиналь Восточного Копет-Дага (Келатская мегантиклиналь). В пределы советской территории входит сравнительно небольшая часть этой огромной и сложно построенной структуры, расположенной большей своей частью в Иране. В ядре ее обнажается неок, слагающий хребты Арчиньян-Даг, Асряк-Даг, Сухта-Кю, Девяна-Кю и частично Денгиль-Кеталь. Келатская антиклиналь расчленяется на ряд брахиантиклинальных складок, соответствующих перечисленным хребтам. Южные, сравнительно пологие крылья всех этих брахискладок составляют как бы одно, слабо расчлененное юго-западное крыло Келатской антиклинали, разбитое несколькими крупными сбросами.

Северо-восточное крыло мегантиклинали, разорванное Главным надвигом Восточного Копет-Дага, сохранилось на поверхности неполностью. Оно всегда почти очень круто поставлено, местами даже опрокинуто.

К юго-востоку от хр. Денгиль-Кеталь ось Келатской антиклинали уходит в Иран. Далее на юго-восток возвышается моноклиальный хребет, сложенный поставленными на голову или круто падающими к северу верхнемеловыми и частично палеогеновыми породами северо-восточного крыла мегантиклинали. От него отчленяются к востоку описанные в предыдущем разделе фестонобразные антиклинали хребтов Дарахт-Бент и Дагмансян.

3. *Главная синклиналичная цепь («Главная синклиналич»)». Вдоль юго-западных склонов передовых антиклиналей, начиная от речки Аджидере на северо-западе до южного окончания советской части Восточного Копет-Дага на юго-востоке, протягивается почти непрерывная цепь крупных синклиналией. В пределах советской территории ее протяженность около 260 км, а с учетом имеющихся данных по территории Ирана длина ее составит, вероятно, до 500 км. На большей своей части Главная синклиналич протягивается между Передовой антиклинальной цепью и областью Главного антиклинория, определяя границу между ними. Эту границу следует, возможно, проводить по оси Главной синклиналии.*

Главная синклиналич начинается на северо-западе обширной Аджидеринской синклиналии, протягивающейся с СЗ на ЮВ почти на 100 км вдоль юго-западного крыла Передовой мегантиклиналии Западного Копет-Дага, которое вместе с тем является и северо-восточным крылом Главной синклиналии.

К юго-востоку от хр. Еми-Шали Главная синклиналич находит продолжение в цепи брахисинклиналией. Это синклиналии Дегерменджикская, Бахчинская, Скобелевская, Ванновская, Гиндуварская, Невтоновская, Яблоновская. Все названные синклиналии имеют общую юго-восточную ориентировку осей, которые, однако, направлены часто под разными азимутами. Некоторые синклиналии отражают оба основных направления складчатости — северо-западное и юго-западное (или «субширотное»), в связи с чем они характеризуются двойным или коробчатым строением и в них наблюдаются две осевые плоскости, ориентированные под разными азимутами. К таким складкам принадлежат, в частности, Скобелевская и Дегерменджикская синклиналии.

Складки Главной синклиналии Центрального Копет-Дага сильно разорваны диагональными сбросо- и взбросо-сдвигами с правым смещением крыльев. Все они выражены в нижнемеловых отложениях и только в Скобелевской синклиналии часть мульды занята верхним мелом.

Вдоль юго-западных крыльев Гяурсадагской передовой мегантиклиналии прослеживаются на советской территории две синклиналии Главной синклиналии цепи. Сильно разбитая Роберговская синклиналич, разделяющая Гяурсадагскую и Гауданскую антиклинальные структуры, и Манышская синклиналич, прослеживаемая между Гяурсадагской мегантиклиналией и северной цепью антиклинория. Манышская синклиналич является последней расположенной на советской территории складкой Главной синклиналии цепи. Однако последняя, несомненно, продолжается в иранской части Копет-Дага в области крупного межгорного понижения, вдоль северо-восточных склонов хр. Ала-Экпер.

В Восточном Копет-Даге продолжением Главной синклиналии цепи является широкая Келатская синклиналич, расположенная в Иране.

2. Область Главного антиклинория

Основная роль в структуре Копетдагского складчатого сооружения принадлежит мощному, сложно построенному антиклинорию, которому в рельефе соответствует система крупнейших антиклинальных хребтов Хозар-и-Меджид, Ала-Экпер, Гауданский и др. Сочетание этих хребтов образует наиболее приподнятую область Копетдагской горной страны, отдельные вершины которой превышают 3000 м абсолютных.

Каждая антиклинальная цепь состоит из нескольких (от 5 до 10) более или менее самостоятельных антиклинальных складок, расположенных кулисообразно или почти на одной продольной оси.

В восточных и центральных наиболее приподнятых районах Главного антиклинория, где в размытых ядрах крупных антиклиналей вы-

ступают породы нижних горизонтов неокома и верхней юры, наблюдается развитие очень сложной складчатости, сопровождаемой интенсивной разрывной тектоникой. Самые крупные складки обычно имеют веерообразную или сундучную форму, часто опрокинуты и даже иногда надвинуты к северу или к югу.

Следуя к западу в направлении постепенного погружения складчатой системы Копет-Дага, мы наблюдаем все более простую и спокойную форму складок.

На юго-западе цепи Главного антиклинория сравнительно круто погружаются в сторону Южно-Каспийской впадины, скрываясь под четвертичными отложениями. В области верхней части юго-восточного склона Южно-Каспийской впадины, судя по данным геофизических исследований, они круто заворачивают на юг и даже на юго-юго-восток параллельно юго-восточному берегу Каспия.

На юго-востоке Главного антиклинория центральные и южные цепи погружаются довольно полого к юго-востоку в районе к югу от Бадхыза. Возможно, что дальнейшим их продолжением к востоку являются горные складки Банд-и-Туркестана.

Некоторые цепи Главного антиклинория заворачивают к востоку, затем к северо-востоку и появляются на советской территории в виде северо-западного крыла Герирудской и Зюльфагарской антиклиналей: они круто погружаются к востоку от Горного Бадхыза.

В пределы советского Копет-Дага полностью или частично входят три антиклинальные цепи: 1) Сьунт-Хосардагская антиклинальная цепь. Она начинается на востоке у юго-восточного окончания Западно-Копетдагской передовой мегантиклинали и состоит из нескольких брахиантиклинальных поднятий, расположенных на одной оси или кулисообразно подставляющих друг друга (Еми-Шали, Сьунт-Хосардагская, Исакская, Дойрунская и др.) и вытянутых в субширотном направлении. Они имеют крутые, почти отвесные северные и сравнительно пологие южные крылья. Вдоль северных крыльев прослеживается надвиг с небольшой амплитудой.

Антиклинальная цепь Еми-Шали—Сьунт-Хосар-Даг—единственная цепь главного антиклинория, которая не находит свое продолжение в Центральном Копет-Даге, то есть в зоне господства юго-восточных простираций. 2) Северная антиклинальная цепь Главного антиклинория состоит из крупных несимметричных антиклиналей хребтов Кунузун-Даг, Елли-Кая, Мирза-Даг, Душак (Ерек-Даг). Это складки сильно меняющихся простираций: Кунузундагская антиклиналь ориентирована к запад-юго-западу, антиклиналь Елли-Кая дугообразно изогнута и меняет свое простираение от запад-юго-западного до юго-восточного, Мирзадагская антиклинальная складка имеет юго-восточное направление и, наконец, ось антиклинали хр. Душак направлена к северо-востоку. Сильно меняется и крутизна складок, резко увеличиваясь к востоку.

Антиклинальные складки Северной цепи Главного антиклинория рассечены множеством сдвигов, взбросо- и сбросо-сдвигов с левым перемещением сдвинутых крыльев. Все сдвиги ориентированы к северо-востоку и только немногие имеют субмеридиональное направление. Амплитуды большинства сдвигов незначительны: вертикальные перемещения обычно не превышают нескольких сотен метров, а горизонтальные 1—2 км.

Все антиклинали Северной цепи образованы в нижнемеловых породах. Только в поверхностном строении Кунузундагской антиклинали

преобладают сеноманские отложения. В размытых ядрах всех антиклиналей, кроме Курузундагской, выступает неоком.

В Западном Копет-Даге вдоль Северной антиклинальной цепи протягивается на 122 км крупнейшая в советском Копет-Даге Сумбарская синклиналь, разделяющая северную и Сюнт-Хосардагскую антиклинальные цепи. Сумбарская синклиналь сравнительно широкая (до 30 км) и пологая складка, выраженная в верхнемеловых, альбских и отчасти в аптских и палеогеновых отложениях.

3) Пограничная антиклинальная цепь вытянута вдоль границы и только в районе к югу от Нухура она на значительном расстоянии протягивается на территории Ирана. Длина ее превышает 300 км, она входит в пределы Советского Союза двумя участками западным и восточным, общей длиной 170 км.

Западный участок, отделенный от Северной антиклинальной цепи широкой Чандырской синклиналью, состоит из трех брахиантиклинальных складок — Сангу-Даг, Сигирим-Даг и Палызан-Даг, — расположенных на одной оси и представляющих в сущности одну антиклиналь длиной около 70 км. Южные сравнительно пологие крылья расположены в Иране; советской территории принадлежит часть свода и в основном северные крутые (до 60°) крылья. Все складки выражены на поверхности в аптских и альбских отложениях, сильно разбитых крупными и мелкими диагональными разрывами, среди которых преобладают левые сдвиги и сбросо-сдвиги.

Второй участок Пограничной антиклинальной цепи, заходящий в наши пределы, расположен в Центральном Копет-Даге. В его состав входят антиклинали Хейрабадская, антиклиналь хребта Массинев и Гауданская. Все эти антиклинали расположены на одной оси. Они имеют несимметричную форму: северные крылья их сравнительно пологи, с наклоном, редко превышающим 25—30°. Южные крылья очень круты, нередко отвесны и иногда даже несколько опрокинуты. Они объединены в мощную Гауданскую мегантиклиналь — одну из крупнейших складок Копет-Дага. Сохранившееся на поверхности ядро мегантиклинали образовано неокомскими известняками, слагающими мощный горный массив, разбитый густой сетью крупных и мелких тектонических трещин. Среди последних наибольшее значение имеют трещины диагонального простирания — сдвиги, сбросо- и взбросо-сдвиги. Среди них отчетливо выделяются две основные группы: а) разрывы северо-западного простирания, в большинстве «правые» сдвиги и б) разрывы северо-восточной ориентировки, которые, как правило, являются «левыми» сдвигами. Разрывы первой группы тесно связаны с передовыми надвиговыми дислокациями термальной зоны, они являются опережающими по отношению к продольным разрывам, часто соприкасаются с последними, образуя с ними единую систему разломов, и отражают северо-западные напряжения и правосдвиговые перемещения, развивающиеся вдоль продольных разрывов термальной зоны. Вторые — развиты в пределах Главного антиклинория и с надвигами термальной зоны не соединяются.

Системы сдвигов разбивают Гауданскую мегантиклиналь на ряд блоков, крупных и мелких, разнообразно смещенных относительно друг друга. Отдельные блоки приподняты в виде горстов (например, мощный горст хр. Асельма).

Из шести антиклинальных цепей Главного антиклинория Сюнт-Хосардагская цепь не имеет продолжения в пределах Центрального Копет-Дага, а северная цепь состоит из более или менее разрозненных складок, повернутых под различными углами к направлению Передовой цепи. Объяснить это обстоятельство, с нашей точки зрения, представляется возможным только надвиганием всей структуры Главного

антиклинория на север под действием субмеридионального стресса. В процессе надвигания изгиб Сюнт-Хосардагской цепи был разорван на отдельные звенья, сохранившиеся в виде антиклиналей Арчман-Нухурского узла, которые в результате надвига приняли различное простирание и были надвинуты на северо-запад и на север; на это, в частности, указывает также отсутствие юго-западных периклинальных замыканий у некоторых структур Арчман-Нухурского узла, а также установленное В. Н. Крымсом развитие левых сдвигов, характерных для области Главного антиклинория, среди правосдвиговой структуры Арчман-Нухурского района (см. схему). Процесс надвигания в известной степени затронул и западное крыло Сюнт-Хосардагской цепи, на что указывают надвиги вдоль ее северо-западных склонов.

Восточное крыло Сюнт-Хосардагской цепи почти целиком продвинулось на северо-северо-восток и оказалось надвинутым на Передовую антиклиналь Центрального Копет-Дага, которая, судя по ее юго-восточному окончанию, была глубоко погружена. Таким образом, современная структура Передовой мегантиклинали сформирована в два этапа и состоит как бы из двух структур, надвинутых одна на другую. Это получило свое отражение в ее чрезвычайно сложном строении, а также повышенной мощности мезозоя в области Передовой антиклинали, установленной В. Лыковым.

Восточное крыло Северной антиклинальной цепи также оказалось продвинутым в северо-западном и северном направлениях, причем этот процесс неравномерно отразился на различных брахиантиклиналях цепи, которые оказались неодинаково смещенными относительно первоначального юго-восточного направления.

3. Область юго-западных виргаций Передовой цепи Западного Копет-Дага

К северо-западу от Главного антиклинория расположена обширная область, в пределах которой складки имеют юго-западное и даже частично юго-юго-западное простирание. Эта область полностью включает западные предгорья. На западе копетдагские складки, быстро погружаясь, скрываются под очень слабо дислоцированными четвертичными и современными образованиями и уходят в область Западно-Туркменской низменности. Граничащими с областью юго-западных виргаций геоструктурными элементами являются: на западе и юго-западе — Шахманский прогиб, от которого она отделяется глубинным разломом; на северо-западе — Прибалханская складчатая зона и продолжение указанного разлома; на севере — межгорная депрессия Балханского коридора; на северо-востоке — область передовых дислокаций и на востоке и юго-востоке — северные цепи Главного антиклинория.

Кроме господствующего повсюду юго-западного простирания, эта область существенно отличается от остальной территории Копет-Дага следующими особенностями строения:

1. *Глубокой погруженностью территории*, большая часть которой на поверхности сложена третичными отложениями. Погружение кровли нижнего мела, по сравнению с зоной Передовой цепи или северными цепями Главного антиклинория, достигает 5—6 тыс. м.

2. *Сравнительной молодостью пликвативной тектоники*. В зоне западного погружения Копет-Дага мы наблюдаем складки, выраженные в апшеронских и постплиоценовых отложениях. Многие молодые складки имеют простирание, диагональное по отношению к более древнему направлению.

3. *Относительно слабым развитием разрывной тектоники*. Дизь

юнктивных дислокаций здесь в общем меньше и их протяженность и амплитуда также меньше, чем в других областях Копет-Дага.

4. *Своеобразным характером приращения складок к структурам Главной синклинали, Передовой антиклинальной цепи и Передового прогиба.* В северо-западной части Западного Копет-Дага Главная синклинали отсутствует и синклиналильные складки юго-западного простира- ния часто открываются непосредственно в Передовой прогиб, не имея северо-восточных центральных замыканий. Здесь они являются как бы виргациями Передового прогиба, а на юге виргациями Главной синклинали. Антиклинальные складки и складчатые цепи приращаются к Передовой антиклинальной цепи и представляют ответвления последней. Такими складками являются, в частности, антиклиналь хр. Малый Балхан, Обой-Данатинская антиклинальная цепь, Эйшемская виргация. В области юго-западных виргаций можно выделить три района, различающиеся между собой по особенностям своей структуры и истории геологического развития.

1. *Малобалханская антиклиналь, Данатинская синклинали и Обой-Данатинская антиклинальная цепь.* Как видно из наименования, этот район состоит из трех основных тектонических элементов (зон).

а) Антиклиналь хребта Малый Балхан—крупная брахи- складка, высоко приподнятая над смежной Данатинской синклиналию. На поверхности сохранилось образоваиное неокомскими и аптскими по- родами ядро складки и выраженное в меловых и третичных образова- ниях юго-восточное крыло, сравнительно пологое ($20-55^\circ$) и расчленен- ное небольшими разрывами. Остатки кругого северо-западного крыла можно проследить только в районе северо-восточного окончания анти- клинали. Здесь можно наблюдать также плавный дугообразный изгиб простираиия от юго-западного, характеризующего направление вирга- ций, до юго-восточного, характерного для Передовой антиклинальной цепи.

б) Данатинская синклинали — широкая, сравнительно по- логая складка, разделяющая Малобалханскую и Обой-Данатинскую антиклинальные виргации. На юго-западе она оборвана крупным глу- бинным разрывом или, возможно, в образованиях неогенового струк- турного этажа открыта в сторону Южно-Каспийской впадины.

Крупный глубинный разлом, по-видимому, проходит также вдоль юго-восточного крыла синклинали, где, по данным Амурского и Шелеговой, прослеживается зона повышенных градиентов силы тя- жести.

в) Обой-Данатинская антиклинальная виргация со- стоит из двух крупных брахиантиклинальных складок, выраженных в меловых породах и разделенных небольшой седловиной. Общая длина этих двух антиклиналей около 50 км. Обойская брахиантиклиналь от- членяется от антиклинали хр. Кюрен-Даг в районе ее северо-западной периклинали к юго-западу от Казанджика. Антиклиналь хр. Обой — косяя «фестончатая» складка с крутым северо-западным крылом ($45-75^\circ$) и пологим юго-восточным ($15-20^\circ$).

Данатинская брахиантиклиналь имеет длину около 30 км. Ее асим- метрия противоположна асимметрии Обойской брахиантиклинали: кру- тым является юго-восточное крыло (падение до 85°), тогда как на се- веро-западном, плохо сохранившемся на поверхности, крылья падения, по-видимому, не превышают 40° .

Эззет-Карагезская депрессия. Между Обой-Данатинской виргацией и Сюнт-Хосардагской антиклинальной цепью располагается обширная территория, на которой нижнемеловые отложения глубоко (на 4—6 км)

погружены, по сравнению с ядрами названных выше крупных антиклинальных поднятий. Эта территория, названная Б. А. Петрушевским (1954 г.) Эзет-Карагезской зоной, представляет сильно дислоцированную интрагеосинклиналь; в пределах ее развиты чередующиеся большей частью очень узкие антиклинальные и синклинальные складки, выраженные на поверхности, как правило, в палеогеновых и неогеновых отложениях; только в своде отдельных, наиболее крупных антиклиналей обнажаются верхнемеловые отложения. Почти все складки Эзет-Карагезской депрессии вытянуты параллельно друг другу в юго-западном направлении, причем некоторые из них расположены на одной оси и образуют как бы антиклинальные или синклинальные цепи, оборванные на юго-западе крупным разломом, который служит границей между Эзет-Карагезской депрессией и Мессеринской тектонической зоной. Всего в пределах депрессии насчитывается свыше 30 сравнительно крупных складок, длина их большей частью составляет 15—30 км, хотя многие складки достигают 40—60 км и более при ширине, не превышающей 10—15 км. В большинстве это несимметричные складки с крутыми (у антиклиналей) северо-западными и сравнительно пологими юго-восточными крыльями.

Антиклинальные и разделяющие их мелкие синклинальные складки сгруппированы в вытянутые с северо-востока на юго-запад антиклинальные зоны. Антиклинальные зоны разделены вытянутыми им параллельно синклинальными зонами, состоящими из одной-двух крупных синклинальных структур и ряда мелких складок. Всего в пределах Эзет-Карагезской депрессии можно выделить пять синклинальных и пять антиклинальных зон.

Для синклинальных зон характерно, что они в пределах депрессии часто не имеют одного или даже обоих центральных замыканий: ряд составляющих эти зоны синклинальных структур открывается в Предгорный прогиб, Главную синклиналь или в Шахманский прогиб. Некоторые из синклиналей на юго-западе оборваны крупным разломом, отделяющим Эзет-Карагезскую депрессию от Мессеринской зоны поднятий.

Узекдагская синклинальная зона. К юго-востоку от Обой-Данатинской впадины располагается параллельная ей широкая Узекдагская синклиналь длиной до 45 км. Вследствие изгиба оси она расчленяется на собственно Узекдагскую и Куйджинскую брахисинклинали. Обе они на поверхности выражены в палеогеновых и неогеновых отложениях.

Чаалджинская антиклинальная зона состоит из одной крупной Чаалджинской антиклинали, вытянутой с северо-востока на юго-запад больше чем на 60 км, и нескольких мелких складок. Чаалджинская складка выражена в основном в палеогеновых и верхнемеловых отложениях, причем в размытом ядре ее выступают на поверхность кампанские отложения.

Иланлы-Гяурлинская синклинальная зона состоит из трех узких синклиналей—Иланлинской, Карагезской и Гяурлинской,—образующих одну крупную синклиналь, открывающуюся на северо-востоке в Передовой хребет и на юго-западе в Шахманский прогиб.

Карагезская антиклинальная зона. В эту зону входят две антиклинали: крупная Карагезская и меньшая Ялмаджикская. Это очень узкие складки, выраженные преимущественно в породах палеогенового и миоценового возраста.

Кизылджа-Дарбаирская синклинальная зона состоит из серии сравнительно небольших синклинальных складок, группирующихся во-

круг крупной (60 км) Кизылджа-Дарбаирской синклинали, выраженной в палеогеновых и миоценовых отложениях.

Эйшем-Куйлярская антиклинальная виргация. Очень сложно построенная зона, в строении которой участвует множество мелких и несколько сравнительно крупных складок. Среди последних следует отметить Эйшемскую брахиантиклинальную складку, отчленяющуюся от Передовой мегантиклинали Западного Копет-Дага. Эта брахиантиклиналь выражена на поверхности в верхнемеловых отложениях, причем в размытом ядре обнажаются сеноманские песчаники. Общая длина складки не превышает 13 км. На юго-западе эта зона находит свое продолжение в Мессерианской зоне.

Сиркелли-Турфинская синклинали зона образована двумя крупными синклиналями: Сиркеллинской, открывающейся к Главной синклинали, и Турфинской, разделенными антиклиналью хребта Турфе. К этим двум синклиналям примыкает несколько мелких синклиналильных и антиклинальных структур.

Тргойская антиклинальная зона. Обширная и очень сложно построенная антиклинальная зона. В числе расположенных здесь антиклинальных складок отметим антиклинали Тргой, Синджоу, Сеиткердеринскую, Канаускую. Все они имеют крутые северо-западные крылья ($50-75^\circ$) и сравнительно пологие ($15-35^\circ$) юго-западные. Складчатые структуры — Сиркелли-Турфинской и Тргойской зон находят свое продолжение в складках Мессерианской тектонической зоны. В пределах последней на протяжении Калаус-Аладагской зоны расположены брахиантиклинали Западный Ала-Даг, Рустам-Кала, Изат-Кули и др.

Терсакан-Яловачская синклинали зона расположена вдоль южной окраины Эзет-Карагезской интрагеосинклинали по границе с крайней к северу цепью Главного антиклинория. В строении этой зоны преобладающую роль играют две синклиналильные структуры — Терсаканская на северо-востоке и Яловачская на юго-западе.

УДК 552.5:551.762 (575.4)

К. ТОМАШАЕВ

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КОПЕТ-ДАГА

В последние годы литолого-стратиграфическим исследованиям были подвергнуты карбонатные породы верхней юры Советского Копет-Дага. Комплексное изучение стратиграфии, литологии, петрографических особенностей пород, их структур и текстур, терригенных и аутигенных минералов проводилось в целях детального расчленения и сопоставления разрезов с закрытыми территориями и восстановления палеогеографии времени ее образования. Материалом для исследования послужили образцы из обнажений верхней юры у Душака, Кел-Ата, Коу-Ата и керна скважин, вскрывших эти породы в Фирюзинском ущелье. Следует отметить, что верхнеюрский возраст пород обнажений у Душака и в Фирюзинском ущелье фаунистически еще не обоснован. Поэтому основной упор здесь сделан на разрез Кел-Ата и Коу-Ата, где верхняя юра охарактеризована руководящим фаунистическим комплексом [1—7]. В процессе изучения вещественного состава и структурно-текстурных особенностей верхнеюрских отложений автор выявил неравномерный характер вертикальных распространений типов пород, позволивших выделить в разрезе отдельные литологические горизонты и толщи.

В стратиграфическом отношении выделенные нами единицы хорошо привязываются (табл. 1) к схеме расчленения К. Аманниязова.

В исследованных разрезах породы верхней юры литологически делятся на четыре толщи: первая — доломитовая, вторая — известняковая, третья — доломитово-известняковая и четвертая — известняковая. Доломитовая толща делится на два, известняковая на шесть горизонтов. В стратиграфическом отношении они охватывают оксфордский ярус.

Доломитово-известняковая толща делится на два горизонта. В стратиграфическом отношении она охватывает кимериджский ярус.

Известняковая толща также делится на три горизонта; в стратиграфическом отношении охватывает титонский ярус.

Приводим литолого-петрографическую характеристику выделенных горизонтов.

Доломитовая толща. Внешне толща сложена толсто- и массивно-слоистыми темно-серыми, коричневатыми, местами до черного, не очень крепкими, часто пористыми и кавернозными породами с характерным мерцающим изломом. В верхней части (во втором горизонте) толщи на

Литолого-стратиграфическое расчленение верхней юры Советского Колет-Дага

По К. Аманниязову						По К. Томашаеву	
Местные подразделения		Единица шкала				Толща	Горизонт
Горизонт	Свита	Подъярус	Ярус	Отдел	Система		
Массивных известняков	елдерин- ская		титон (?)			известня- ковая	14
Гипсоносный							13
Глинистый							12
Толсто- и тонкослоистых известняков	узынсырт- ская		кнмеридж			доломитово- известняко- вая	11
Тонкослоистых известняков							10
							9
Толстослоистых доломитизированных известняков	мехинсув- ская	верхний	оксфорд		в е р х н и й ю р с к а я	известня- ковая	8
Глинистых известняков							7
							6
							5
							4
							3
Доломитизированных известняков	гараджа- гаинская	нижний				доломитовая	2
Доломитовый							1

блюдается множество кремневых стяжений. Они обладают темно-серой, буровато-серой (почти черной) окраской. Размеры их от 2—3 до 20—30 см, но преобладают 10—20 см. Форма стяжения разнообразна: округлая неправильная, вытянутая по слоистости пород. Поверхность их в одних случаях сравнительно ровная, в других — с буграми и причудливыми сростками, причем граница между стяжениями и породой всегда резкая. Стяжения отличаются большой крепостью, кристаллическим изломом и поэтому в обнажении резко выделяются из вмещающих пород в виде чуждых наростов.

По литологическому составу доломитовая толща делится на два горизонта.

Микроскопически первый горизонт представлен тонко- и крупнозернистыми (0,03—1,2 мм) ромбоэдрическими, неправильно-ромбоэдрическими кристаллами доломита, в промежутках между которыми нередко обнаруживаются крупные кристаллы кальцита. Мощность горизонта равна 125 м.

Второй горизонт сложен разнообразно доломитизированным крипто- и микрозернистым кальцитом с небольшими примесями мельчайших органогенных обломков. Известняковая часть породы представлена крипто- и микрозернистым, тонкозернистым (до 0,1 мм) кальцитом, в котором равномерно, а местами беспорядочно, разбросаны мельчайшие (0,02—0,03 редко 0,04—0,06 мм) ромбоэдрические, неправильно ромбоэдрические кристаллы доломита. Эти кристаллы составляют от 20—25% поля зрения шлифа. Мощность горизонта — 20 м. Общая мощность толщи равна 145 м.

В рельефе доломитовая толща образует небольшую гряду, которую называют «Гараджая».

Известняковая толща. Представлена серыми, темно-серыми, местами желтоватыми, крепкими, толстослоистыми массивными породами с неровными комковатыми изломами. Местами они пористые, кавернозные и встречается множество кремневых стяжений разнообразной формы и размера. Иногда наблюдаются серые, светло-серые, темно-серые, крепкие известняки с раковистым и оскольчатым изломом.

По литологическому составу и текстурно-структурным особенностям породы известняковой толщи делятся на шесть горизонтов.

Первый горизонт микроскопически представлен органогенно-обломочными известняками с примесью крипто- и микрозернистых кальцитовых комочков (23 м), выше переходящими в крипто- и микрозернистые (менее 0,01 мм) с примесью органогенных обломков (28 м). В кровле известняки доломитизированные (9 м). Общая мощность горизонта 50 м.

Второй горизонт в нижней части представлен, главным образом, грубозернистыми (до 2 мм) известняковыми песчаниками, органогенно-обломочными известняками и известняками крипто- и микрозернистыми с обильным содержанием органогенных обломков. Известняковые песчаники, состоящие из окатанных органогенных обломков и крипто- и микрозернистых кальцитовых комочков, слагают нижнюю и среднюю части описываемого горизонта. Верхняя часть горизонта образована неравномерно переслаивающимися крипто- и микрозернистыми известняками с примесью мелких органогенных обломков (28 м), органогенно-обломочными известняками с примесью крипто- и микрозернистых кальцитовых комочков и микрозернистыми доломитами, крипто- и микрозернистыми доломитизированными известняками (12 м). Общая мощность горизонта — 100 м.

Третий горизонт состоит из трех частей. Нижняя часть горизонта представлена известняковыми песчаниками, состоящими из окатанных органогенных обломков и крипто- и микрозернистых кальцитовых комочков, выше — доломитизированными различными известняковыми песчаниками и тонкозернистыми (до 0,1 мм) доломитами (15 м). Средняя часть слагается из оолитового известняка с примесью внизу окатанных органогенных обломков (более 0,1 мм) и вверху крипто- и микрозернистых кальцитовых комочков (14 м). Верхняя часть образована исключительно крипто- и микрозернистым известняком с примесью алевритовых зерен кварца (20 м). Общая мощность горизонта — 49 м.

Четвертый горизонт также состоит из трех частей. Нижняя часть образована доломитизированными органогенно-обломочными известняками с примесью крипто- и микрозернистых кальцитовых комочков (9 м). Средняя — из оолитового известняка (до 1,2 мм) с примесью органогенных обломков, переходящего в органогенно-обломочный известняк (7 м). Верхняя часть представлена шламовыми (менее 0,1 мм) известняками, переходящими выше в шламово-микрогустковый известняк (23 м). Общая мощность горизонта равна 39 м.

Пятый горизонт сложен разнообразными породами и в основном имеет также трехчленное строение. Здесь снизу вверх залегают следующие породы.

Известняк органогенно-обломочный с небольшими прослоями шламового, комковатого, местами доломитизированного (12 м).

Известняк крипто- и микрозернистый, местами доломитизированный (15 м), комковатый (0,08—1,0 мм) с примесью органогенных обломков, выше переходящий в крипто- и микрозернистый с примесью шлама (10 м). Общая мощность 37 м.

Шестой горизонт представлен следующими слоями или пачками слоев.

Известняк комковатый с обильным содержанием органогенных обломков, переходящий в крипто- и микрозернистый с примесью шлама (7 м).

Известняк шламовый, выше переходящий в крипто- и микрозернистый с примесью шлама (7 м).

Известняк шламовый, выше переходящий в крипто- и микрозернистый с прослоями (0,3 м) комковатого и доломитизированного крипто- и микрозернистого известняка мощностью 1 м, в 27 метре (38 м). Мощность горизонта 45 м. Общая мощность известняковой толщи равна 325 м.

В рельефе породы известняковой толщи образуют по падению пластов пологий склон от вершины гараджагаинской до подножья узунсыртской гряды. Но местами на фоне общего понижения встречаются небольшие уступы и обрывы, которые соответствуют более крепким породам.

Доломитово-известняковая толща. Сложена серыми, темно-серыми, местами желтоватыми крепкими, тонко- и мелкослоистыми волнисто-слоистыми породами с раковистым и оскольчатым изломом. Изредка попадаются толстослоистые разности с неровным и комковатым изломом и пористые кавернозные разности, различаемые простым глазом.

По данным литолого-петрографического изучения, структурно-текстурных особенностей пород доломитово-известняковая толща делится на три литологически отличных горизонта.

Первый горизонт представлен доломитизированными и разнообразными известняками. Здесь снизу вверх залегают следующие слои (пачки слоев).

Известняк крипто- и микрозернистый доломитизированный (3,1 м), переходящий в крипто- и микрозернистый с примесью шлама и мелких органогенных обломков (2,1 м) и шламовый, доломитизированный известняк (4,8 м).

Известняк комковатый с обильным содержанием органогенных обломков (3,2 м), переходящий в крипто- и микрозернистый известняк (2,8 м) и известняковый песчаник (5 м).

Известняк крипто- и микрозернистый доломитизированный с примесью органогенных обломков (20,3 м), комковатых известняков (0,7 м) и известняковых песчаников (1 м). Общая мощность 22 м.

Известняк крипто- и микрозернистый с примесью органогенных обломков (5,0 м), выше залегают доломитизированный (19 м) известняк и крипто- и микрозернистый с примесью шлама (7,0 м). Общая мощность горизонта 74,0 м.

Второй горизонт разделен на три части. Нижняя часть сложена известняковым песчаником, образованным из окатанных органогенных обломков и крипто- и микрозернистых кальцитовых комочков с редкими оолитовыми зернами (5,6 м); средняя часть — из крипто- и микрозернистого доломитизированного известняка (15,4 м); верхняя — из крипто- и микрозернистого известняка (10 м). Общая мощность горизонта равна 32,0 м.

Третий горизонт в основном также имеет трехчленное строение. В нижней части горизонта порода представлена, главным образом, крипто- и микрозернистыми, крипто- и микрозернистыми доломитизированными известняками с примесью алевритовых зерен кварца и в меньшей степени доломитизированными крипто- и микрозернистыми извест-

няками (25,5 м). Средняя преобладающая часть горизонта сложена равномерно переслаивающимися крипто- и микрозернистыми и крипто- и микрозернистыми доломитизированными известняками (42,5 м). Верхняя часть представлена микрозернистыми доломитами, доломитизированными крипто- и микрозернистыми известняками с примесью алевритовых зерен кварца, с сильно глинистыми известняками микрозернистого строения с зеленоватым цветом и известняковыми глинами красноватого цвета (16,0 м). Мощность горизонта 87 м. Общая мощность толщи равна 190 м.

В доломитово-известковой толще отмечается высокое содержание двойной соли Са и Mg. Причем всегда, или почти всегда, доломитизированными оказываются крипто- и микрозернистые или же тонкозернистые известняки. Доломитизированные известняки здесь отмечаются не в виде сплошных толщ, а отдельными слоями или пачками слоев.

В рельефе породы доломитово-известковой толщи слагают небольшую гряду — Узынсыртскую.

Известняковая толща. Образована разнообразными известняками. Здесь развиты серые, темно-серые, крепкие толсто- и массивнослоистые местами кавернозные известняки с неровным комковатым изломом и темно-серые, крепкие, мелкозернистые известняки с раковистым изломом. Первые характеризуются более грубым строением: здесь присутствуют комковатые известняки с примесью органогенных обломков, известняковые песчаники; вторые — образованы крипто- и микрозернистыми известняками, местами доломитизированными, а местами с примесью органогенных обломков.

По данным литолого-петрографического изучения, структурно-текстурных особенностей породы известняковой толщи делятся на три литологически отличных горизонта.

Первый горизонт имеет трехчленное строение. Нижняя его часть состоит из комковатого известняка с примесью органогенных обломков, известнякового песчаника, состоящего из крипто- и микрозернистых кальцитовых комочков и тонкозернистого доломита (18 м). Средняя часть горизонта образована крипто- и микрозернистыми известняками с переслаиванием комковатого и крипто- и микрозернистого доломитизированного известняка (26 м). Верхняя часть горизонта слагается исключительно крипто- и микрозернистыми (менее 0,01 мм) известняками с мельчайшими включениями из тонкозернистого кальцита (17 м). Мощность горизонта 61 м.

Второй горизонт также характеризуется трехчленным строением. Нижняя часть образована комковатыми известняками с примесью органогенных обломков, а местами и алевритовых зерен кварца и крипто- и микрозернистыми доломитизированными известняками (17 м). Средняя часть состоит из крипто- и микрозернистого известняка, местами доломитизированного (21 м). Верхняя часть горизонта представлена крипто- и микрозернистыми известняками местами с примесью органогенных обломков (15 м). Общая мощность горизонта равна 53 м.

Третий горизонт слагается комковатыми известняками с примесью органогенных обломков и прослоями известняковых песчаников (32,5 м) внизу и крипто- и микрозернистыми доломитизированными известняками с примесью алевритовых зерен кварца, известняковыми песчаниками, состоящими из окатанных органогенных обломков вверху горизонта (15,5 м). Общая мощность горизонта 48 м. Мощность известняковой толщи — 162 м. Общая мощность верхней юры в разрезе Кел-Ата равна 825 м.

В рельефе породы известняковой толщи титонского возраста образуют по падению пластов значительно крутой склон от вершины Узунсыртской гряды до уровня аллювиально-пролювиальной равнины современных осадков.

Выводы

1. В разрезах Кел-Ата и Коу-Ата породы верхней юры литологически делятся на четыре толщи и четырнадцать горизонтов.

2. В верхнеюрском бассейне намечается четыре примерно одинаковых цикла колебательных движений, которые отразились на характере и мощности осадков. Эти циклы соответствуют времени накопления осадков указанных толщ. Намечаются также мелкие циклы, которые по объему соответствуют времени накопления осадков выделенным горизонтам.

3. Литологический состав и характер распространения типов пород указывает на то, что изучаемая территория находилась в мелководной зоне верхнеюрского морского бассейна. В отдельные периоды отложение осадков происходило при слабой, но частой пульсации дна водного бассейна, о чем свидетельствует наличие примеси терригенных частиц.

Институт геологии
МГ СССР (Ашхабад)

Поступило
25 июня 1965 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аманниязов К. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 1, 1964.
2. Аманниязов К., Езиашвили А. Г. — ДАН СССР, т. 141, № 5, 1961.
3. Езиашвили А. Г. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1961.
4. Езиашвили А. Г. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 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, 1955.
7. Пчелинцев В. Ф., Крымгольц Г. Я. — Тр. ВГРО, вып. 210, 1934.

УДК 551. 782. 1

М. М СУДО
Ю. В. ТИМОФЕЕВ

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ МАЙКОПА В ЮГО-ВОСТОЧНЫХ КАРА-КУМАХ

Майкопская серия, соответствующая олигоцену и нижнему миоцену, характеризуется широким развитием в Западной и Северной Туркмении. Материалы бурения последних лет позволяют выделить стратиграфические аналоги майкопа и в Юго-Восточных Кара-Кумах и прилегающих к ним с севера Восточных районов Низменных Кара-Кумов.

В настоящее время установлено, что в разрезах Юго-Восточных Кара-Кумов практически повсеместно отсутствует хадумский горизонт нижнего олигоцена.

Над толщей зеленых верхнеэоценовых глин здесь выделяют пестроцветные алевро-глинистые отложения среднего и верхнего олигоцена [2, 3, 5, 7]. Геологами Юго-Восточной Каракумской геологической экспедиции (В. А. Ефремов, О. Н. Лапшин, Н. И. Луппарев, А. А. Николаев, В. Б. Окушко, М. И. Раевский, Ю. В. Тимофеев, А. В. Яхно и др.) в последние годы в этих отложениях обнаружены сравнительно многочисленные остатки моллюсков, фораминифер и остракод (определения В. В. Джабаровоу, Г. М. Коровиноу, Д. Курбанназаровоу, Р. Л. Мерклина, Л. Е. Невмирич, Т. Р. Розыевой, М. А. Ткачук).

М. М. Судо и Ю. В. Тимофеев [8] подразделили описанные отложения на две пачки: нижнюю — сероцветную, сложную буровато-зеленовато- и розовато-серыми алевролитами с прослоями алевроитовых глин, и верхнюю — пестроцветно-красноцветную, представленную розовыми, красно- и буро-коричневыми, прослоями серыми и голубыми алевролитистыми глинами с прослоями глинистых алевролитов и гравелитов. Нижняя пачка содержит немногочисленные остатки моллюсков (родов *Lentidium*, *Corbula*, *Siliqua*, *Cardium*) и остракод (родов *Krithe*, *Trachyleberis*, *Cytheropteron*, *Cytheridea*, *Loxosoncha*, *Pterygocythereis*). Подобный комплекс моллюсков (частично и остракод) характерен для аналогов соленовского горизонта Западного Копет-Дага и серогозских слоев Причерноморья, которые по существующему расчленению майкопских отложений венчают нижний майкоп. Мощность нижней пачки небольшая — до двух-трех десятков метров. В верхней пестроцветно-красноцветной пачке присутствуют остатки более разнообразных и многочисленных представителей стеногалинных морских

организмов: моллюсков *Cardium*, *Cordiopsis*, *Nucula*, *Leda*, *Cuspidaria*, *Abra*, *Tellina*, *Clavagella?*, *Chlamys*, *Solecurtus*, *Rzehakia*, *Trochus* etc., фораминифер *Nonion*, *Cibicides*, *Polymorphina*, *Bolivina* etc., остракод *Cytheridea*, *Trachyleberis*, *Loxosopcha*, *Pterigocythereis* etc. По комплексу фаунистических остатков эти отложения могут быть сопоставлены с байгубекским горизонтом Приуралья [1, 2], асканийскими слоями Причерноморья и ольгинской свитой верхнего майкопа Центрального Предкавказья. Залегает пестроцветно-красноцветная пачка на нижележащих несогласно (сероцветная пачка иногда выпадает из разреза), мощность ее достигает 60 м.

Над пестроцветно-красноцветной пачкой залегает мощная (до 50—300 м) пачка плотных красно-бурых алевролитов, выделяемых под названием аналогов карагауданской (центральная и северная части региона) или ислимской (Карабиль—Бадхыз) свит [1, 4, 5, 6, 7]. По укоренившимся представлениям эти отложения не содержат фаунистических остатков, вследствие чего их обычно относят к разряду «немых континентальных» образований. Граница между верхнеолигоценовыми отложениями пестроцветно-красноцветной пачки и «аналогам карагауданской свиты» литологически нечеткая и проводится часто на разных стратиграфических уровнях — то в верхах пестроцветной пачки, то в низах аналогов карагаудана. По мере новых находок фауны в частных разрезах, эта граница прогрессивно поднимается все выше и выше. Неустойчивость подобной границы отмечалась исследователями, полагавшими, что какая-то часть отложений, относимых к аналогам карагаудана, может оказаться также верхеолигоценовой [5, 7]. Аналоги карагауданской и ислимская свита перекрываются трансгрессивно залегающими (более бледно окрашенными и менее сцементированными) аналогами казганчайской и эсенбайской свит. Граница между ними также нередко проводится на различных стратиграфических уровнях [7]. Возраст казганчайской и эсенбайской свит принимается как поздний миоцен — среднеплиоценовый и, отчасти, вследствие этого, возраст карагауданской и ислимской свит определяется как позднеолигоценый, ниже-среднемиоценовый [1, 7].

Материалы бурения позволили установить присутствие фаунистических остатков на различных уровнях в разрезе толщи красно-бурых «немых» алевролитов. Например, скважина № 854 (Чамчаклинская площадь) вскрыла только верхнюю часть аналогов карагауданской свиты, представленную переслаиванием желтовато-бурых алевролитов и глин (интервал 460—500 м, забой). По данным А. А. Николаева и Ю. В. Тимофеева, в интервале 491,5 м присутствуют остатки остракод, а у кровли свиты (461,5 м) — фораминифер (*Nonion*, *Cibicides*, *Polymorphinidae*). На Куинкуинской площади в разрезе скважины № 1с в интервале 626—588 м над отложениями глинистой пестроцветно-красноцветной пачки (661—626 м) залегают плотные красно-бурые алевролиты. В верхней части их (603 м) Ю. В. Тимофеевым обнаружен голубовато-серый прослой (0,05 м), в котором в большом количестве содержатся *Cytheridea explorata* Roz. Эта форма известна из пестроцветной пачки. На Еландинской площади в скважине № 803 на фаунистически охарактеризованной пестроцветно-красноцветной пачке (378,5—338,6 м) залегают красно-бурые алевролиты, выделенные Н. И. Луппаревым в качестве аналогов карагауданской свиты. В нижней части алевролитов обнаружены остатки остракод *Cytheridea danovi* Roz., *C. kamillae* Roz., известных также из нижележащих отложений.

В крайней северной части Юго-Восточных Кара-Кумов и прилегающих районах Низменных Кара-Кумов (в пределах Ханкуинской, Чешминской, Гуйнукской и Чарджоуской площадей (пачка красно-бурых алевролитов выклинивается (возможно, частично замещается алевролитовыми глинами), и на пестроцветно-красноцветной пачке несогласно залегает заунгузская свита. Однако в погруженных участках пачка красно-бурых алевролитов, по-видимому, сохранилась. В этом отношении большой интерес представляет разрез скважины № 47 (структура Гядык), расположенной в грабене, на правом берегу Аму-Дарьи к востоку от Чарджоу. Здесь на зеленых глинах эоцена в интервале 434,7—433,0 м залегает пачка серых глин. За нею следуют (433,0—351,5 м) слоистые пестроцветно-красноцветные алевролитистые глины, содержащие тонкие прослои гравелитов, голубовато-серых глин и желтовато-серых алевролитов. М. М. Судо по всему разрезу обнаружены остатки моллюсков в следующих интервалах: 418—417 м — *Chlamys* sp. ind., 402—397 м — *Ostrea* sp. ind., *Cordiopsis* sp. ind., *Cardium* sp. ind., *Nucula* sp., *Corbula* sp.; 394,0—387,5 м — *Corbula* sp., 381—380 м — *Tellina* cf. *nysti* Desh., *Corbula?* sp. ind., 355,5—352,5 м — *Corbula* sp. ind., *Cardium* sp. Выше (351,5—287,0 м) залегает пачка крепких красно-бурых алевролитов, тождественных по литологическому составу и окраске алевролитам «аналогов карагауданской свиты» и ислимской свиты. В пачке редко встречаются тонкие прослои коричневатого-серых глин и огипсованных песчаников с окачанной кварцевой галькой. В непосредственной близости от кровли (297 м) М. М. Судо обнаружены остатки крупнораковинных стеногалинных моллюсков плохой сохранности *Cardium* sp., *Cordiopsis* sp. Над пачкой красно-бурых алевролитов залегает заунгузская свита в основании с буровато-серыми слабо цементированными слюдястыми песчаниками.

Приведенный разрез примечателен тем, что в нем присутствуют все три пачки, представляющие стратиграфические аналоги майкопа в более южных разрезах, и, главное, что остатки стеногалинных моллюсков, подобных тем, что содержатся в пестроцветно-красноцветной пачке, обнаружены и в самых верхах пачки красно-бурых алевролитов. Таким образом, естественно заключить, что красно-бурые алевролиты генетически связаны с алевро-глинистой пестроцветно-красноцветной пачкой не только литологически, но и фаунистически. Это, в свою очередь, свидетельствует о том, что пачка красно-бурых алевролитов также является стратиграфическим аналогом верхнего майкопа и дает веские основания ограничить верхний возрастной предел «аналогов карагауданской свиты» и ислимской свиты нижним миоценом. Таким образом принимал возраст аналогов карагауданской свиты в Юго-Восточной Туркмении С. Д. Иванов [4], исходивший из анализа общегеологической обстановки и палеогеографических условий Туркмении в неогеновый период.

Выводы

1. Развитие в Юго-Восточных Кара-Кумах и прилегающей территории Низменных Кара-Кумов отложения «среднего — верхнего олигоцен» и «аналогов карагауданской свиты» (ислимской свиты) являются стратиграфическими аналогами майкопа.
2. Аналоги майкопских отложений в Юго-Восточных Кара-Кумах подразделяются на три самостоятельные пачки: нижнюю — сероцвет-

ную с фауной соленовского горизонта (серогозских слоев), среднюю — пестроцветно-красноцветную с разнообразной стеногалинной фауной и верхнюю — красноцветную, из которой в настоящее время имеются только единичные находки остатков стеногалинных морских организмов.

3. Красно-бурые алевролиты верхней пачки в связи с находками остатков стеногалинных моллюсков уже не могут относиться к разряду «немых» и «континентальных» толщ. Присутствие фаунистических остатков определяет и возраст красноцветной пачки, выделяемой в качестве «аналогов карагауданской свиты» (ислимская свита), как раннемиоценовый.

Управление геологии
СМ СССР

Поступило
17 июля 1965 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амурский Г. И., Мильштейн Д. М., Смирнов Л. Н. — Современная структура и основные черты тектонического развития Юго-Восточного Туркменистана. Изд. АН СССР, 1961.
2. Вялов О. С., Джабарова В. В., Ткачук М. А. — Вопросы геологии Туркмении. Изд. АН СССР, 1963, стр. 5—29.
3. Джабарова В. В., Лапшин О. Н., Мерклин Р. Л., Ткачук М. А. — Новые данные по геологии СССР. Гостоптехиздат, 1963, стр. 213—218.
4. Иванов С. Д. — Тр. ВНИГНИ, вып. 35, 1961, стр. 251—262.
5. Окушко В. Б., Раевский М. И. — Известия АН СССР, сер. ФГХиГН, № 2, 1963, стр. 121—123.
6. Смирнов Л. Н. — Тр. Института геологии АН СССР, т. IV, Изд. АН СССР, 1962.
7. Смирнов Л. Н., Ибрагимов М. С. — Вопросы геологии Туркмении. Туркмениздат, 1965, стр. 121—137.
8. Судо М. М., Тимофеев Ю. В. — Известия АН СССР, сер. ФГХиГН, № 1, 1966.

УДК 551.763.335:56 (575.4—20)

А. И. ВАНЧУРОВ
В. П. КАЛУГИН

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДАТСКО-МОНСКИХ БРАХИПОД КОПЕТ-ДАГА

В Копет-Даге выделяются [9] три типа датско-монских отложений: западно-копетдагский, гяурсдагский, восточно-копетдагский. Последний здесь не рассматривается, поскольку в датско-монских отложениях Восточного Копет-Дага брахиопод не обнаружено.

Западно-копетдагский тип

Датско-монские отложения западной части Копет-Дага (и Малого Балхана) литологически делятся на две части. Нижняя — сумбарский горизонт — представлена мергелями и глинистыми известняками, верхняя — чаалджинская свита — сложена мергелями и известковистыми глинами с прослоями песчаников и алевролитов.

Сумбарский горизонт в области передовых хребтов (Секиз-Хан, Камышлы, Обой, Келят, Тежева и др.) обычно трансгрессивно залегает на маастрихтском ярусе. Внутри его также иногда наблюдаются перерывы (Малый Балхан). В Сумбарской долине и Данатинской Кюрен-Даге следов перерыва в кровле маастрихта не обнаружено. Сумбарский горизонт обычно трансгрессивно покрывается чаалджинской свитой, а местами полностью размыт. Полные разрезы известны у впадения Терсакана в Сумбар и в Данатинском Кюрен-Даге. Мощность Сумбарского горизонта изменяется от 0 до 25—27 м. В районе ст. Келята в поднадвиговой части имеется выход этого горизонта мощностью 30 м. Сумбарский горизонт содержит обильную фауну, позволяющую отнести его к зоне *Cyclaster danicus* (В. Калугин, В. Крымус, П. Калугин и др.). В числе ископаемых присутствуют брахиоподы: *Orbirhynchia gionensis* (Ant.) и *Gryphus orientalis Vantschurov*, распространенные почти повсеместно и в большом количестве экземпляров. *Orbirhynchia gionensis* наиболее часто встречается в верхней части сумбарского горизонта.

Чаалджинская свита, как уже отмечено, трансгрессивно залегает на сумбарском горизонте. Данатинской свитой она покрывается согласно. Только в Казанджикском Кюрен-Даге (Кызыл-Чешме и др.) и передовом хребте (Камышлы, Эззет) в кровле чаалджинской свиты заметны следы небольшого перерыва [6]. В чаалджинской свите выделяются зоны *Cyclaster gindrei*, *Coraster ansaltensis* и *Truncorotalia*

angulata. Граница между первыми двумя зонами недостаточно ясна, так как в некотором интервале между находками *Cyclaster gindreii* и *Coraster ansaltensis* фауны пока не обнаружено.

В чаалджинской свите известно четыре* основных горизонта с многочисленными остатками фауны: *Cyclaster gindreii*, *Coraster ansaltensis*, *Lobrostroma erinia* и «*Tylocidaris*», *Echinocorys sumbaricus*, *E. sulcatus* и др. Нижний горизонт, как и вся зона *Cyclaster gindreii* в передовой антиклинали Западного Копет-Дага, из разреза выпадает. На Малом Балхане и в Сеит-Кердери в верхах этого горизонта присутствует *Chlidonophora minuta* Vantsch., которая наиболее широко распространена в зоне *Coraster ansaltensis*. Она обнаружена на Малом

Биостратиграфическая схема датско-монских отложений Западного Копет-Дага

Ярус	Свита, горизонт	Зона	Брахиоподы	Прочая макро- и микрофауна
Датско-монский	Чаалджинская	<i>Truncorotalia angulata</i>	<i>Terebratulina tunicata</i> Vantsch.	<i>Echinocorys sulcatus</i> (Goldf.), <i>E. sumbaricus</i> Djabarov, <i>Coraster sphaericus</i> Seunes, « <i>Tylocidaris</i> » sp., <i>Nautilus</i> sp., <i>Truncorotalia angulata</i> White
		<i>Coraster ansaltensis</i>	<i>Chlidonophora minuta</i> Vantsch.	<i>Truncorotalia angulata</i> White
	<i>Cyclaster gindreii</i>	<i>Coraster sphaericus</i> Seunes., <i>C. ansaltensis</i> Posl., <i>Liostrea</i> sp., <i>Pholadomia</i> sp.		
Сумбарский		<i>Cyclaster danicus</i>	<i>Orbirhynchia rionensis</i> (Ant.), <i>Gryphus orientalis</i> Vantsch.	<i>Cyclaster danicus</i> (Schlüt.), <i>Echinocorys sulcatus</i> (Goldf.), <i>E. obliquus</i> Ravn, <i>E. pyrenaicus</i> Seunes, <i>E. renngarteni</i> Moskv. et Posl., <i>Nautilus</i> sp., <i>Gryphaea</i> sp.
				<i>Cyclaster danicus</i> (Schlüt.), <i>Echinocorys sulcatus</i> (Goldf.), <i>E. obliquus</i> Ravn, <i>E. pyrenaicus</i> Seunes, <i>E. renngarteni</i> Moskv. et Posl., <i>Hercoglossa danica</i> (Schloth.) ets.

Балхане, Кюрен-Даге, Куйляре, Сеит-Кердери, Камышлы и в Сумбарской долине. В верхней части зоны *Truncorotalia angulata* (горизонт с «*Tylocidaris*» и др. иглокожими) на склонах хребтов Сеит-Кердери, Синджоу и хребтов Передовой цепи (Бами, Камышлы, Секиз-Хан, Эззет) присутствует *Terebratulina tunicata* Vantsch. Обилие остатков раковин этого вида делает весьма вероятным присутствие их в керне скважин.

Гяурсадагский тип

В Гяурсадагском Копет-Даге датско-монские отложения достигают наибольшей в Средней Азии мощности (около 500 м). П. И. Калугиным [9] здесь выделяются три свиты: нижняя — зиракевская, средняя — наутилидовая и верхняя — шамлинская.

* Кроме рассматриваемых, в секизханском и кренинском разрезах в низах чаалджинской свиты присутствует горизонт с остатками *Cyclaster*, *Gryphus* и др. Однако характер сохранности большинства фаунистических остатков вызывает сомнение в первичности их захоронения.

Зиракевская свита сложена известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками с *Echinocorys* ex gr. *sulcatus* Goldf., *Hemiaster* cf. *inkermarensis*, *Gryphaea vesicularis* (Lam.) и др. Из брахиопод здесь встречены многочисленные *Orbirhynchia rionensis* (Ant.) и *Gryphus orientalis* Vantsch. Мощность свиты 40—50 м.

Наутилидовая свита представлена известняками, глинисто-алевроитовыми известняками, мергелями и алевролитами с многочисленными *Hercoglossa danica* (Schloth.), *H. ulrichi* (White), *Echinocorys obliquus* Raven и др. В верхней части свиты появляются *Linthia bajarsensis* Lor. и др. Мощность свиты около 200 м.

Шамлинская свита состоит из белых и светло-серых кварцевых песчаников с неопределимыми остатками морских ежей и гастропод в средней части. Мощность свиты 130—200 м.

Зиракевская свита сопоставляется с сумбарским горизонтом, зоной *Cyclaster danicus*, наутилидовая свита — с низами чаалджинской свиты, зоной *Cyclaster gindreii*, а шамлинская свита — с верхами чаалджинской свиты, зонами *Coraster ansaltensis* и *Truncorotalia angulata*. Вероятно, к зоне выклинивания шамлинской свиты относятся песчаники в верхней части чаалджинской свиты в тежевинском разрезе. Верхи шамлинской свиты, возможно, отвечают самым нижним слоям данатинской свиты. Непосредственно выше шамлинской свиты, в подошве манышской встречаются тенетские *Gryphaea naviaeformis* Dmitr.

Сопоставление зиракевской свиты с сумбарским горизонтом хорошо подтверждается присутствием в них остатков брахиопод *Orbirhynchia rionensis* (Ant.) и *Gryphus orientalis* Vantsch. sp. nov., в Западном Копет-Даге не обнаруженных выше сумбарского горизонта в первичном залегании.

Ниже приводятся описания нового эндемичного вида *Gryphus orientalis* и уже известного из датских отложений Северного Кавказа вида *Orbirhynchia rionensis* (Ant.) с анализом внутреннего строения раковины. Для видов *Chlidonophora minuta* Vantsch. и *Terebratulina tunicata* Vantsch. приводятся лишь краткие диагнозы в связи с тем, что описания этих видов опубликованы [3, 4].

Тип Brachiopoda

Класс Articulata

Отряд Rhynchonellida

Надсемейство Rhynchonelloidea

Семейство Dimerellidae Buckman, 1917

Род *Orbirhynchia* Pettitt, 1954

Orbirhynchia rionensis (Anthula), 1900

Табл. I, фиг. 1.

Rhynchonella rionensis: Anthula, 1900, стр. 66—71, табл. II, фиг. 10а, 11, 12 а - в.

Cretirhynchia rionensis: Алиев, Нехрикова, 1963, стр. 55, фиг. 8 а, б, в.

Диагноз. Раковина округленная, с вздутой спинной створкой. 15 округленными радиальными ребрами, маленькой слабо загнутой макушкой, маленьким фораменом и широкой округлой складкой лобной комиссуры. Зубные ямки мелко зазубрены.

Морфологическое описание. Раковины средней величины, округлого очертания, почти шаровидной формы с толстыми створками. Продольное и поперечное сечение эллипсоидальны. На каждой створке по 13—15 округлых, довольно высоких радиальных ребер, очень тонких у макушки и значительно расширяющихся к переднему краю. Интеркостальные промежутки узкие. Концентрические линии нарастания выра-

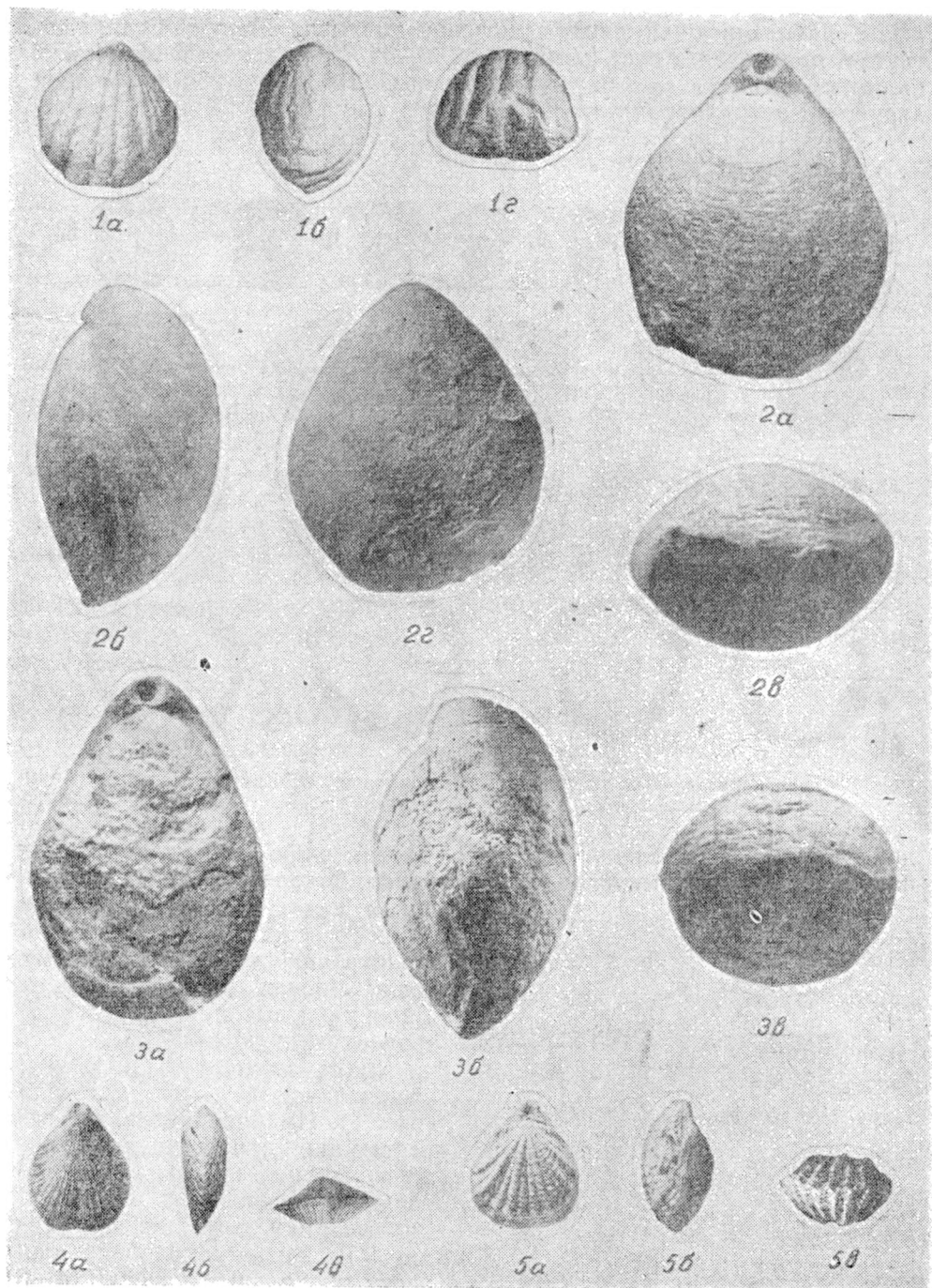


ТАБЛИЦА I

Во всех случаях: а—вид сверху (спинная створка); б—вид сбоку; в—вид спереди; г—вид снизу (брюшная створка).

Фиг. 1. *Orbithynchia rionensis* (And.). Центральный Копет-Даг, Тежевинская синклинал, нижняя часть дания, № 35/1915. Фиг. 2, 3. *Gryphus orientalis* Vantschov sp. nov., Центральный Копет-Даг, Тежевинская синклинал, нижняя часть дания, № 35/2711 (голотип), № 35/2724 ($\times 1,5$). Фиг. 4. *Terebratulina tunicata* Vantsch. Западный Копет-Даг, колодец Камышлы, монс, № 35/202 ($\times 1,5$). Фиг. 5. *Chlidonopora minuta* Vantsch. Западный Копет-Даг, правый берег р. Сумбар, средняя часть дания—монса. № 35/412 ($\times 8$)

жены слабо. Брюшная створка умеренно выпуклая. Макушка слабо за-
 гнутая, маленькая. Апоикальный угол 100—110°. Плечики распыльчатые.
 Форамен очень маленький, подмакушечный. Имеется очень небольшой
 наружный пожной воротничок. Палинтроп узкий, серповидный. Дельта-

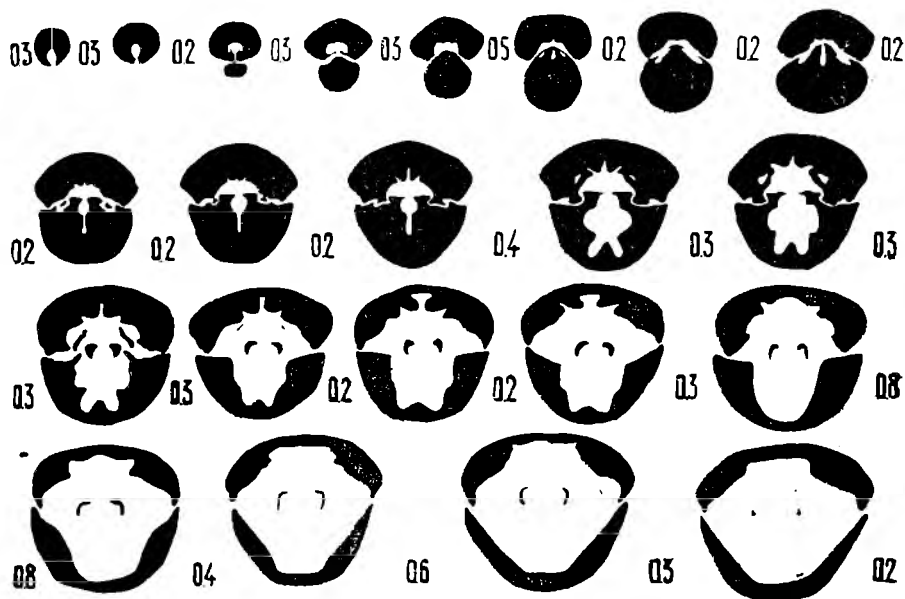


Рис. 1. Серия параллельных поперечных шлифовок *Orbirunchia rionensis* (And.)

дний скрыт. Передний край осложнен пологим широким синусом. Слив-
 ная створка более выпуклая, чем брюшная. В коротком широком, по-
 логом седле 3 ребра. Боковые комиссуры почти прямые, слабо
 понижающиеся к переднему краю. Лобная комиссура имеет
 широкую и высокую округленно-трапециевидную складку.

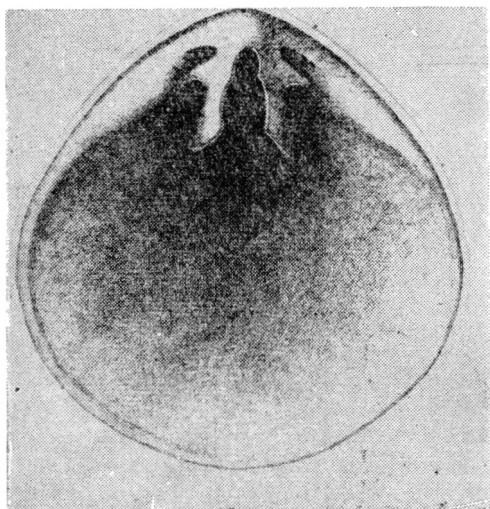


Рис. 2. Реконструкция внутреннего строения сливной створки *Orbirunchia rionensis* (And.)

Зубы, невысокие, короткие, расширяющиеся от макушки (рис. 1). Имеются маленькие за-
 растающие примакучечные по-
 лости. Зубные пластины хорошо
 развиты, вентрально сходятся.
 Зубные ямки широкие, неглубо-
 кие. В задней половине они
 несут продольные насечки (4—5
 штук). Внутренние прямочные
 гребни высокие, внешние — по-
 логие. Круральные основания мас-
 сивные (рис. 2). Круры высокие,
 короткие, слабо расходящиеся.
 Срединная септа отсутствует или
 выражена крайне слабо.

Размеры.

Коллекци- онный номер	Длина	Ширина	Толщина	Длина спинной створки	$\frac{Д}{Т}$	$\frac{Ш}{Т}$
35/1918	13,4	14,0	11,3	12,2	1,18	1,24
35/1921	15,8	15,1	11,3	14,1	1,41	1,34
35/1922	15,6	16,4	13,1	14,7	1,19	1,25
35/1915	19,8	19,5	15,2	17,7	1,30	1,26
35/1923	20,3	20,1	15,4	17,3	1,32	1,31

Общие замечания. Описываемый вид обычно встречается в большом количестве экземпляров и хорошо известен на юге СССР. Однако отсутствие подробного описания с исследованием внутренней структуры раковины обусловило неправильное родовое определение вида. Характер ребристости и синуса, отсутствие срединной септы на брюшной створке, слабо расходящиеся круры указывают на принадлежность рассматриваемого вида к роду *Orbiryhynchia*. Видов данного рода, сходных с *Orbiryhynchia gionensis* (Ant.), в Туркмении не обнаружено.

Геологическое и географическое распространение. Нижняя часть датско-монских отложений Центрального и Западного Копет-Дага, Гяурс-Дага, Мангышлака, Устюрта, Крыма, Кавказа.

Материал. В коллекции имеется более тысячи экземпляров различной сохранности из Гяурс-Дага (Шамли, Маныш), Центрального Копет-Дага (Тежева), Западного Копет-Дага (Камышлы, Иссак, Эззет, Дачата и др.).

Отряд Terebratulida

Надсемейство Terebratuloidea

Семейство Terebratulidae Gray, 1840

Подсемейство Ptyctothyridinae Makridin, 1965

Род *Gryphus* Muhlfeldt, 1811

Gryphus orientalis Vantschurov, sp. nov.

Табл. 1, фиг. 2

Ptyctothyris aff. *fallax*: Алиев, Нехрикова, 1963, стр. 57, фиг. 2

Голотип. Институт геологии МГ СССР (г. Ашхабад), № 35/2711; Центральный Копет-Даг, правый борт ущелья Тежева; верхний мел, датско-монский ярус (сумбарский горизонт).

Диагноз. Раковина крупная, удлиненно-грушевидная, с массивной макушкой, крупным замакушечным фораменом, односкладчатым передним краем. Петля кольцевидная. Круральные отростки слабо расходящиеся.

Морфологическое описание. Раковина крупная, двояковыпуклая, треугольно-овального очертания. Место наибольшей толщины расположено в центре, а место наибольшей ширины — в середине передней половины раковины. Продольное и поперечное сечения имеют чечевицеобразную, уплощенную сверху форму. Поверхность створок гладкая. Тонкие концентрические линии нарастания равномерно покрывают всю раковину. Брюшная створка сильно выпуклая. Макушка, массивная, короткая, загнутая, непримыкающая к спинной створке. Плечики округленные, расплывчатые, сильно изогнутые. Апикальный угол 70—90°. Форамен крупный, замакушечный, круглый, слегка скошенный. Симфитный узкий, почти полностью скрыт. Имеется небольшой внутренний ножной воротничок. Спинная створка округленно-овальная, умеренно выпуклая. Края створки более выпуклы, чем середина. Бок-

вые комиссуры почти прямые, впереди слегка вентрально изогнутые. Лобная комиссура у молодых форм прямая, у взрослых — односкладчатая с уплощением дорзальной части складки.

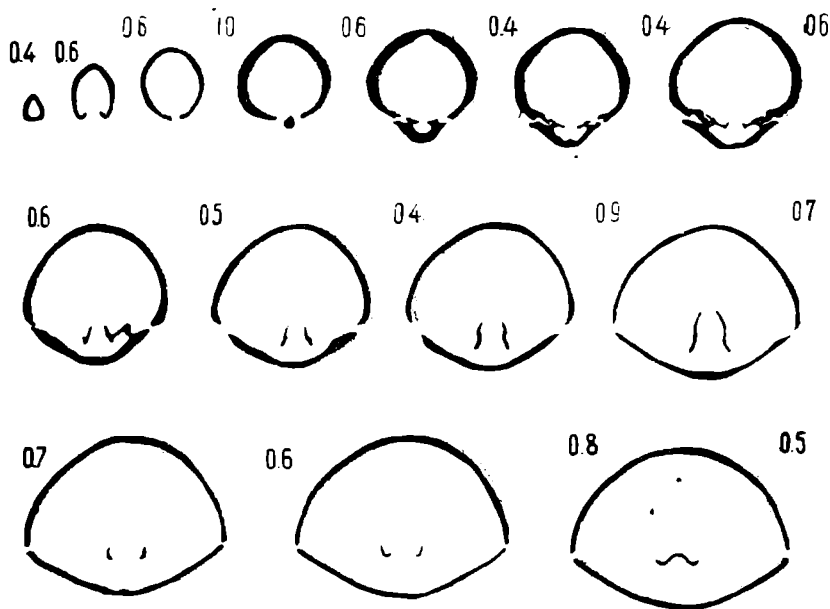


Рис. 3. Серия параллельных поперечных шлифовок *Gryphus orientalis* Vantsch. sp. nov.

Зубы очень маленькие, невысокие (рис. 3). Зубные ямки мелкие параллельные краям створки. Круральные отростки тонкие и широкие, слабо расходящиеся от макушки (рис. 4). Петля круглая кольцевидная.

Размеры:

Коллекционный номер	Длина	Ширина	Толщина	Длина спинной створки	$\frac{Д}{Т}$	$\frac{Ш}{Т}$
35/2719	16,8	14,0	9,8	15,3	1,71	1,43
35/2715	20,9	15,2	10,3	17,9	2,03	1,48
35/2716	26,4	20,5	14,1	22,9	1,87	1,45
35 2718	32,2	22,8	19,0	28,0	1,69	1,20
35/2711	30,6	24,9	17,3	25,6	1,77	1,44

Сравнение и общие замечания. Описываемый вид весьма близок к виду *Gryphus fallax* (Lundgren), от которого отличается относительно большей длиной, менее выпуклой спинной створкой, большим фораменом, односкладчатым (а не двускладчатым) передним краем.

М. М. Алиев и Н. И. Нехрикова [1] отнесли описываемый вид к роду *Соспипнифис*, тогда как характер внутреннего строения и относительно большая выпуклость брюшной створки указывают на принадлежность его к роду *Gryphus*.

Новый вид встречается всюду вместе с *Orbirhynchia rionensis* (Ant.), но в меньшем количестве экземпляров.

Геологическое и географическое распространение. Нижняя часть датско-монских отложений Центрального и Западного Копет-Дага, Гяурс-Дага, Мангышлака.

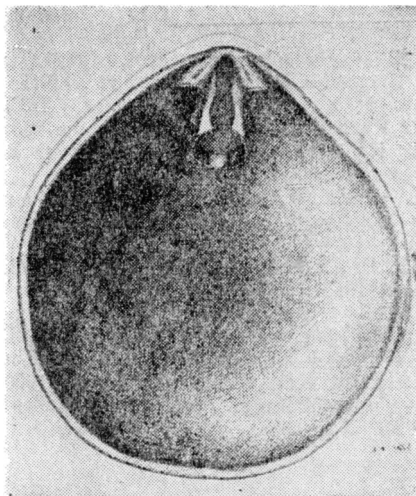


Рис. 4. Реконструкция внутреннего строения спинной створки
Gryphus orientalis Vantsch. sp. nov.

Материал. В коллекции имеется около 800 раковин различной сохранности, собранных в Гяурсадагском (Шамли, Маныш), Центральном (Тежева) и Западном (Камышлы, Исак, Эзет, Канавчай и др.) Копет-Даге.

Подсемейство *Cancellothyridinae* Thomson, 1926

Род *Terebratulina* Orbigny, 1847

Terebratulina tunicata Vantschurov, 1965

Табл. I, фиг. 4

Terebratulina tunicata: Ванчуров, 1965, стр. 6, фиг. 3—а, б, в.

Диагноз. Раковина средней величины, двояковыпуклая, тонкостворчатая. Радиальные ребра тонкие, струйчатые, многочисленные (более 70). Макушка прямая, короткая. Форамен крупный, макушечный, овально-четыреугольный.

Геологическое и географическое распространение. Даний-монс Западного Копет-Дага (Камышлы, Эзет и др.).

Род *Chlidonophora* Dall, 1903

Chlidonophora minuta Vantschurov, 1965

Табл. I, фиг. 5.

Chlidonophora minuta: Ванчуров, 1965, стр. 5, фиг. 6, 7.

Диагноз. Раковина маленькая (менее 5 мм), двояко-равномерно-выпуклая, с 7-8 довольно грубыми дихотомирующими ребрами, слабо загнутой макушкой и крупным подмакушечным фораменом.

Геологическое и географическое распространение. Даний-монс Западного Копет-Дага и Большого Балхана.

Институт геологии
МГ СССР (Ашхабад)

Поступило
29 июня 1965 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алиев М. М., Нехрикова Н. И. — Брахиоподы маастрихта и данс Центрального Копет-Дага (Туркменская ССР). Палеонтология и стратиграфия нефтегазоносных областей СССР, 1963.

2. Атабекия А. А., Лихачева А. А. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 62. Гостоптехиздат, 1961.
3. Ванчуров И. А. — Сборник Львовского палеонтологического общества, 1966.
4. Ванчуров И. А. — Палеонтологический журнал, № 3, 1965.
5. Вялов О. С. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXII (6), 1957.
6. Калугин В. П. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1965.
7. Калугин В. П., Крымус В. Н. — Советская геология, № 9, 1963.
8. Калугин В. П., Крымус В. Н. — В сб. Новые данные по геологии Туркменской ССР, вып. 1. Гостоптехиздат, М., 1963.
9. Калугин В. П., Дмитриев А. В., Кожевникова Г. Е. — Стратиграфия верхнемеловых и палеоценовых отложений Копет-Дага и Бадхыза. Туркмениздат, 1964.
10. Сукачева М. П., Шахова А. Н., Захарова М. Г. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46. Госгеолтехиздат, 1963.
11. Халилов Д. М. — Стратиграфия верхнемеловых и палеогеновых отложений Малого Балхана по фауне фораминифер. Азнефтеиздат, Баку, 1948.
12. Anthula Y. D. — Ueber die Kreidefossilien des Kaukasus. Beitrage zur Pal und Geol. Ost. Und. Orients, Bd. XII, Wien und Leipzig, 1900.
13. Lundgren B.—Undersökningar öfver Brachiopodes i Suerges Kritsystem Lunds Univer. Aarsskrift. Bd. XX. 1885

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 548 73+549. 73

А. Аширов
 О. Гандымов

О СИММЕТРИИ ρ -ВИТЧИТА

Рентгеноструктурное исследование ρ -витчита предпринято с целью выяснения пространственной группы симметрии этого минерала.

Стронциевый водный барат ρ -витчит состава $\text{SrB}_6\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ рентгенографически исследован авторами [1—3], определявшими параметры моноклинной ячейки и диффракционную группу кристалла ($2/mP2_1$ —). Такая же группа была установлена для отечественного ρ -витчита [4].

Объектом нашего исследования были неограниченные образцы из ВНИИГалургии, которые ориентированы по лауэграммам методом М. М. Уманского и С. С. Квигки [5]. Съемка производилась на рентгенгонометре Вайсенберга (диаметр цилиндрической кассеты $D=70$ мм) с использованием CuK_α -излучения. Параметры элементарной ячейки, установленные нами по рентгенограммам вращения: $a=6,77 \pm 0,2\text{Å}$, $b=20,77 \pm 0,04\text{Å}$, $c=6,62 \pm 0,02\text{Å}$ и $\beta=119^\circ 04'$, удовлетворительно совпадают с [1—4].

Для определения пространственной группы получены и проиндцированы вайсенбергограммы нулевых слоевых линий вращения вокруг осей a , b и c ; на них фиксировано 140 нулевых $F_{hko}^2 (\sin \theta / \lambda \ll 0,61 \text{Å}^{-1})$, 134 $F_{okl}^2 (\sin \theta / \lambda \ll 0,61 \text{Å}^{-1})$ и 69 $F_{hol}^2 (\sin \theta / \lambda \ll 0,60 \text{Å}^{-1})$. Интенсивности отражений оценивались визуально сравнением со шкалой почернения [6] с шагом $\sqrt[4]{2}$. Для более точной оценки интенсивностей переэкспонированных рефлексов, мы пользовались методом кратных пленок. Все пленки промерялись по два раза.

Введя в относительные интенсивности поправки на угловые факторы (поляризационный и кинематический) по известной формуле

$$L(\theta) = \frac{1 + \cos^2 2\theta}{\sin^2 \theta},$$

где θ угол отражения, мы получили экспериментальные значения квадратов структурных факторов F_{hko}^2 , F_{okl}^2 и F_{hol}^2 .

Анализ погасаний, кроме систематического отсутствия среди отражений oko рефлексов с $k=2n+1$ (нулевые развертки hko и okl) не дал других закономерных погасаний, что в согласии с [1—4] определяет диффракционную группу ρ -витчита $2/mP2_1$ —, для которой возможны две федоровские группы $C_2^2 = P2_1$ и $C_{2h}^2 = P2_1/m$.

Для однозначного определения пространственной группы ρ -витчита достаточно установить наличие или отсутствие центра симметрии и его струк-

туре. Наиболее достоверным и объективным методом определения центра симметрии до сих пор остается метод статистического анализа распределения экспериментальных интенсивностей. Как показали Хоуэлс, Филлипс и Роджерс [7], доля отражений $N(z)$ интенсивности которых равны или меньше доли z от среднего значения интенсивностей в данном интервале углов отражения θ , выражаются для кристалла без центра симметрии функцией

$$N(z) = 1 - \exp(-z),$$

а для centrosимметричного кристалла — функцией

$$N(z) = \text{erf}(z/2)^{1/2},$$

где символ *erf* означает функцию ошибок, вычисляемую методом численного интегрирования. Эти функции графически представлены на рис. 1.

Используя полученные для ρ -витчита экспериментальные данные, мы подсчитали распределение интенсивностей в трех сечениях обратной решетки hko , okl и hol . В статистике участвовали

Рис. 1. Сплошные линии — теоретические кривые для симметрии $\bar{1}$ и 1 из [7]. Крестики соответствуют распределению экспериментальных значений F_{hko}^2 , точки — F_{hol}^2 , кружочки — F_{okl}^2 ρ -витчита.

рефлексы, заключенные в интервале значений $\sin\theta/\lambda$ от 0,10 до 0,61 Å⁻¹, при этом рефлексам с нулевой экспериментальной интенсивностью приписывались интенсивности, равные половине величины самого слабого рефлекса на пленке. Сравнивая теоретические кривые распределения интенсивностей для centrosимметричных и неcentrosимметричных кристаллов [7] с распределением экспериментальных значений F_{hko}^2 , F_{okl}^2 и F_{hol}^2 для ρ -витчита нетрудно убедиться (рис. 1), что экспериментальные интенсивности отражений типа hol дают центричное, а hko и okl — ацентричное распределение. Эти данные указывают на большую вероятность для ρ -витчита неcentrosимметричной группы симметрии $C_2^2 - P_2$.

Выводы

На основе полученного рентгенографического экспериментального материала был проведен анализ распределения экспериментальных интенсивностей ρ -витчита и установлена для него, как наиболее вероятная, пространственная группа симметрии $C_2^2 = P_2$.

Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
9 апреля 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Braitsch O. — Beitr. Min. Petr., Bd. 6, H. 5, 352, 1959.
2. Clark I. R. and Mrose M. E. — Amer. Mineral., 45, 11—12, 1221, 1960.
3. Bevers C. A., Stewart F. H. — Mineral. Mag., v. 32, No. 249, 500, 1960.
4. Кондратьева В. В. — Рентгенография минерального сырья, 4, 1964.
5. Уманский М. М., Квитка С. С. — Известия АН СССР, сер. физ., № 14, 1951.
6. Жданов Г. С., Котов В. П. — ЖФХ, 15, 918, 1941.
7. Howells E. R., Phillips D. C., Rogers D. — Acta cryst., 3, 3, 210, 1950.

ВОЗРАСТЫ КАМЕННЫХ МЕТЕОРИТОВ

Радиационные возрасты метеоритов обладают одной непонятной особенностью, до сих пор не получившей адекватного объяснения. Если возрасты железных метеоритов порядка 200—700 млн. лет, и в редких случаях спускаются ниже 100 млн. лет, то все радиационные возрасты каменных метеоритов меньше 50 млн. лет и лишь иногда превышают эту величину.

Мы систематизировали литературные данные о радиационных возрастах 249 каменных метеоритов. Распределение их дано на рис. 1а. Более детальное анализ показывает, что для разных типов каменных метеоритов формы распределений весьма различны. Это видно на рис. 1 б, в, г, д, е, где даны полученные нами распределения для обычных хондритов (б—бронзитоных в—гиперстеновых, г—амфотеритовых) и ахондритов (д—богатых Са, е—бедных Са). Для метеоритов других типов данных мало. Поскольку радиационный возраст датирует момент выкальвания метеорита из более крупной массы, различие распределений означает, что процесс дробления шел для разных типов по-разному.

Попытки объяснить странное отличие возрастов железных и каменных метеоритов делались неоднократно, но ни одна не смогла получить признания. Юри [1] полагал, что железные метеориты приходят из пояса астероидов, а каменные — с Луны. Этому противоречат ряд минералогических и химических закономерностей в каменных метеоритах, говорящих о множественности их родительских тел, и типично астероидальный характер единственного метеорита с фотографически определенной орбитой Prigam. Кроме того, чисто железный состав пояса астероидов сам нуждается в объяснении.

Файрмен и Де-Фелис [2] объясняли различие в возрастах меньшей прочностью каменных метеоритов. Однако между прочностью метеоритов и их возрастом не обнаружилось корреляции. Для эрозии важна не макро-, а микропрочность метеоритов, которая у обоих классов одинакова, что подтверждено прямыми экспериментами Хейлана и Флюта [3].

Допустимо, казалось бы, объяснение, что различия в возрастах вызваны потерями космических газов из каменных метеоритов, ибо коэффициенты диффузии в них на 10—12 порядков выше, чем в железных. Однако абсолютные значения их настолько малы (10—20—10—24), что, как показывают проведенные нами расчеты, диффузия становится существенной только при перигельных расстояниях $r < 0,5$ а. е. Перигельные же расстояния большинства метеоритов много выше, но возрасты, тем не менее, малы. Отсутствие диффузии доказывается также и тем, что в большинстве метеоритов радиогенные (а не космические) He и А сохранились почти полностью.

Различия нельзя объяснить также и большей частотой столкновений каменных метеоритов. Непонятно, почему каменные сталкиваются только с каменными. Различие распределений возрастов для разных типов каменных метеоритов требует допущения, что столкновения происходят только между метеоритами одного типа, что невероятно. Наконец, нельзя считать, что железные метеориты не испытывают дробления при столкновениях. Разрушающее усилие для каменных метеоритов порядка 10^8 дин/см², усилие для раскола по плоскостям спайности железных метеоритов — того же порядка. Об этом говорит то, что они легко разрушаются в атмосфере, образуя метеоритные дожди.

Между тем, обычно предполагают, что малые возрасты каменных метеоритов связаны с частыми столкновениями. При этом ссылаются на подсчеты Пиотровского [4], оценившего частоту столкновений в 10^4 — 10^5 лет⁻¹, что достаточно для создания самых низких возрастов (но, заметим, не объясняет возраста железных). Однако Б. Ю. Левин [5] справедливо указывает, что появление в районе земной орбиты

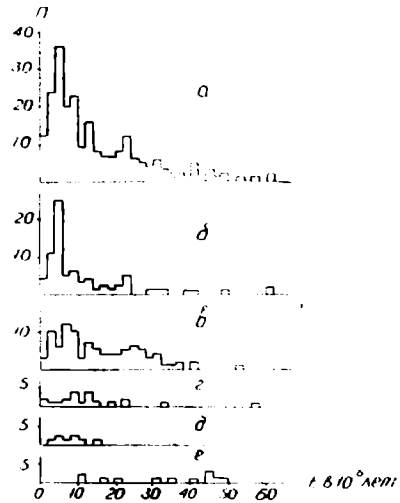


Рис. 1. Распределение радиационных возрастов каменных метеоритов: а — общий; б — бронзитоные хондриты; в — гиперстеновые; г — амфотеритовые; д — богатые Са ахондриты; е — бедные Са ахондриты.

осколков разного возраста определяется не частотой столкновений, а частотой планетных возмущений, переводящих на орбиты с $q < 1$. Учитывая это, Андерс [6] связывает метеориты лишь с семействами Хираяма, пересекающими орбиту Марса, что резко снижает частоту столкновений. Недавно Арнольд [7], применив метод Монте-Карло, показал, что дроблением при столкновениях объяснимы возрасты железных метеоритов, а для объяснения возрастов каменных нужно принять суммарную площадь сечения астероидов на несколько порядков больше действительной.

Мы развиваем здесь гипотезу, согласно которой за короткие возрасты каменных метеоритов ответственны летучие (H_2O , NH_3 , CH_4 и др.), которые вошли в состав астероидов при их конденсации из протопланетного облака.

Долгое время считалось, что разогрев недр астероида и малая скорость убегания привели к быстрой потере летучих. Однако Фю-Френ и Андерс [8] указали, что низкая поверхностная температура во внешних частях пояса астероидов приводит к образованию подповерхностного слоя вечной мерзлоты. Создается своего рода защитная капсула, удерживающая летучие внутри тела астероида в течение 10^{10} лет, то есть до наших дней. Скорость испарения во внешней зоне пояса астероидов порядка 10^{-8} г/см. год. Сохранность летучих на астероидах подтверждается падением коэффициента фазы астероидов с ростом альбедо, что можно объяснить только заполнением неровностей поверхности хорошо отражающим снего- или льдоподобным веществом.

Так как недра дифференцированного родительского тела были разогреты, летучие «внутренней атмосферы» концентрировались в силикатной оболочке и при расколе родительского тела железные метеориты из центральных частей оказались лишены летучих. Кроме того, освободившееся при расколе облако летучих адсорбировалось интенсивнее на каменных метеоритах, ввиду того, что их плоскости раскола из-за пористости имеют много большую удельную поверхность, способны вызвать капиллярную конденсацию и являются полярными адсорбентами, ускоряющими адсорбцию таких дипольных молекул, как H_2O . Быстрейшему началу адсорбции, до рассеяния облака летучих, способствовала также более низкая температура силикатных фрагментов. В результате, каменные осколки, в отличие от железных, были обогащены летучими, как во внутренних трещинах и полостях, так и снаружи. Это несколькими путями влияло на радиационные возрасты. Во-первых, наличие на поверхности добавочного слоя летучих является эффективным экраном от космического излучения, уменьшающим накопление космогенных изотопов, что фактивно снижает возраст. Нетрудно получить соотношение между наблюдаемым t и истинным T возрастом для этого случая. Пусть L — толщина слоя летучих, E — скорость испарения, σ — сечение поглощения в летучих, ρ и A — их плотность и атомный вес, γ — постоянная эрозии вещества самого метеорита, оцененная нами в [9]. Тогда

$$t = \frac{e^{-\frac{N\rho\sigma}{A}L}}{\frac{N\rho\sigma}{A}E} \left(e^{\frac{N\rho\sigma}{A}ET} - 1 \right) \quad \text{при } \frac{L}{E} > T$$

$$t = \frac{1}{\frac{N\rho\sigma}{A}E} \left(1 - e^{-\frac{N\rho\sigma}{A}t} \right) + \frac{1}{\gamma} \left[1 - e^{-\gamma \left(T - \frac{L}{E} \right)} \right] \quad \text{при } \frac{L}{E} < T.$$

По этим формулам можно оценить, что для того, чтобы возраст метеорита фактивно понизился от нескольких сотен миллионов лет до нескольких миллионов лет во внешних частях пояса астероидов, находящихся, как показал Андерс, в повешенно раздробленном состоянии, достаточно слоя летучих $n \cdot 10^2$ г/см², что вполне реально.

Разумеется, при возмущении на орбиту с малым q , скорость испарения резко возрастет и защитный слой исчезнет за несколько оборотов. В этом случае возраст будет близок ко времени, протекшему после возмущения. Это значит, что наблюдаемые метеориты были лишь недавно переведены на орбиты с $q < 1$. Отсутствие метеоритов с возрастными $> 10^8$ лет тогда должно означать, что характерное время пребывания метеоритов на орбитах такого типа порядка 10^8 лет. Это связано со следующим.

При переводе метеорита на орбиты с малым q , он начинает интенсивно прогреться и захороненные в нем летучие начинают испаряться. Близ 273°K давление паров NH_3 составляет несколько атмосфер, CO_2 около 30 атм., H_2S — около 10 атм., критическое давление CH_4 (при 191°K) — 46 атм. Полные давления при испарении захороненных летучих достигают и превышают предел прочности 10^8 дн/см², что приводит к самодроблению каменных метеоритов без участия столкновений. Сходный процесс, вероятно, имел место при распадах кометных ядер (например Биела).

Разрушение облегчается эффектом адсорбционного понижения прочности (эффект Ребиндера) [10], связанным с понижением поверхностной энергии твердого тела и облегчением возникновения и развития дефектов структуры. Далее, ультрафиолетовое излучение и солнечный ветер вызывают появление и адсорбцию свободных

радикалов из летучих. При нагревании в перигелии они высвобождают оольшую энергию, что приводит к дальнейшему развитию дефектов структуры [11].

Итак, каменные метеориты действительно дробятся чаще и интенсивнее, чем железные, но без участия столкновений. Это является, вместе с экрапированием, мощным источником коротких возрастов. Заметим, что действительно каменные метеориты много меньше железных; известно более 30 железных метеоритов с массой больше 1 т и лишь один каменный.

Так как дробление вызвано внутренними свойствами фрагмента и его орбитой: распределения возрастов для метеоритов разных классов действительно не должны совпадать. Заметим, что самораспад вызывает малую дисперсию орбит, что увеличивает число столкновений между объектами одного типа.

Относительное влияние поверхностной эрозии на мелкие осколки сильнее, чем на крупные, поэтому мелкие каменные метеориты имеют меньше шансов длительно время сохранять массу, способную противостоять атмосферной абляции и быть найденной. Из старых метеоритов к нам в руки могут попасть лишь очень массивные. Действительно, единственный каменный метеорит с массой >1 т (1600 кг). Norton County, в то же время единственный, чей возраст того же порядка, что и возраст железных метеоритов (273 млн. лет).

Приведенная выше оценка характерного времени пребывания на орбите с $\simeq 1$, равного 10^8 лет, истолковывается, таким образом, как характерное время, за которое самодробление и эрозия уменьшают каменные осколки настолько, что их выпадение и находка становятся маловероятными.

Все перечисленные эффекты для железных метеоритов не имеют места и их возрасты практически совпадают с временем первичного раскола родительского тела.

Комитет по метеоритам
АИ Туркменской ССР

Поступило
31 января 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Urey H. C. — J. Geoph. Res., 64, 1721, 1959.
2. Fireman E. J., De Felice J. — Geochim et Cosmochim. Acta. 18 183, 1960
3. Heymann D., Fluit J. M. — J. Geoph. Res., 67, 2921, 1962.
4. Piotrovsky S. — Astron. J. 57, 23, 1952.
5. Левин Б. Ю. — Успехи физ. наук, 86, 41, 1965.
6. Anders E. — Preprint to Space Science Revs. May 1964.
7. Arnold J. R. — Ap. J. 141, 1548, 1965.
8. Du Fresne E. R., Anders E. — The Solar system, IV, ch. 14, 1964.
9. Любарский К. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, 3, 1966.
10. Лихтман В. И., Щукин Е. Д. — Успехи физ. наук, 66, 213, 1958.
11. Mador J. L. — J. Chem. Phys. 22, 1617, 1954.

УДК 551. 243

К.

Л. Д. Ятченко

О ВОЗРАСТЕ ДИАГОНАЛЬНЫХ РАЗРЫВОВ ЗАПАДНОГО КОПЕТ-ДАГА

В Копет-Даге по терминологии П. И. Калугина [1] диагональными называются тектонические разрывные нарушения (сбросы, взбросы, сдвиги, взбросо- и сбросо-сдвиги), простирающиеся под углом к антиклинальным структурам Копет-Дага. Возраст этих разрывов определяется как нижний — средний плиоцен [2]. Как было нами [3, 4] высказано, субширотные структуры Западного Копет-Дага начали формироваться уже в предверхнемайкопское (предверхнеолигоценное) время.

Складчатость сопровождалась образованием диагональных разрывов северо-западного и северо-восточного простирания. Одно из таких нарушений, прослеженное на значительное расстояние, пересекает восточную оконечность хр. Большой Кулмач, в строении которого участвует майкопская свита, миоцен и верхний плиоцен. Это взбросо-сдвиг северо-восточного простирания, причем взброшено и сдвинуто на юго-запад северо-западное крыло. У северного подножья этого хребта амплитуда сдвига достигает 200—300 м (обойская свита северо-западного крыла по разрыву контактирует с кендерлинской свитой юго-восточного крыла). В пределах хребта Большой Кулмач линия разрыва трансгрессивно перекрыта отложениями верхнемайкопской подсвиты, что позволяет установить амплитуду предверхнемайкопского взброса. Она составляет около 100 м; коричневые глины верхнемайкопской подсвиты в северо-западном крыле разрыва налегают с угловым несогласием до 6° на нижнюю и низы средней (красноцветной) подсвиты торымбеурской свиты. В восточном крыле разрыва верхнемайкопская подсвита налегает на более молодые отложения — на верхнюю подсвиту торымбеурской свиты, средняя, красноцветная подсвита, мощностью около

50 м. обнажается стратиграфически ниже, в 40—50 м от подошвы майкопа. Это позволяет определять амплитуду взбрасывания северо-западного крыла в 90—110 м.

Таким образом, описанный разлом сформировался в предверхнемайкопское время. В послепалеогеновое время по разлому происходили слабые подвижки, в результате чего в отложениях, перекрывающих его (майкоп, миоцен, верхний плиоцен), образовалась зона дробления, без заметных вертикальных смещений.

Предверхнемайкопский возраст имеют также диагональные разломы, пересекающие Сеидкердеринскую, Синджоускую и Каразыдагскую антиклинали на блоках. Об этом говорит заметное сокращение мощности торымбеурской свиты, в приподнятых блоках, перекрытых майкопом. По аналогии можно предполагать, что диагональные разрывы, пересекающие Сюнт-Хассардагскую и Дойрунскую антиклинали, возникли не в плиоценовое, а в предверхнемайкопское время. В плиоценовое время эти разрывы омолодили, по-видимому, как сдвиги.

Выводы

Диагональные разрывы Западного Копет-Дага начали формироваться в предверхнемайкопское время.

Туркменская геолого-геофизическая экспедиция
УГ СМ ТССР

Поступило
6 января 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Калугин П. И. — Советская геология, № 11, 1964.
2. Крымус В. Н. Разрывная тектоника Копет-Дага. Тектоника Туркмении. Изд-во «Наука», 1966.
3. Ятченко Л. Д. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1965.
4. Ятченко Л. Д. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 1966.

МАЗМУНЫ

Эмануэль Н. М., Заиков Г. Е. — Дүниә ылмына улы гошант (академик Н. Н. Семёновың доглан гүнүниң 70 йыллыгына)	5
Агаев Я., Бурдукова Ю. М., Михайлова М. П., Наследов Д. Н., Слободчиков С. В. — ИпАс-де ток алып барыжыларын херекети барада	11
Королев Ф. А., Одинов А. И., Келов К. — Неон-гелий лазериниң чыкыш кувватына резонаторың разъюстировкасының тәсири	16
Өвезгелдиев О., Останина М. Б. — Е-ниң ирки минимумының болуп билжеклигиниң мүмкинлиги ве онуң Гүнүң догуш вагына баглылыгы	23
Короткий А. Г., Мырадова Г. А., Сергиенко С. Р. — Молекуляр спектроскопияның гөркезижилери боюнча деңиз небитиниң ёкары молекуляр углеводородларынның гурлушы	31
Ниязов А. Н., Атлысв Х. — Фенолларын циклоацелирленмеги	38
Ниязов А. Н., Өвлүйәгульмева Г. — Нафтен кислоталарының феноксиэтил эфирлери	42
Соколовский Л. Г. — Түркменистан ССР-ниң ерасты гатлакларының кристал өйжүклеришдеки дузлы сувларын йодының ве бромның геохимиясы	45
Соколовский Л. Г., Федин В. П. — Узбойның угрундакы дузлы көллер	53
Васильев И. В. — Меркези Гарагум чөкетлигиниң сейсмики горизонтларын литологики характеристикасы ве стратиграфики багланышыгы	60
Тимофеев Ю. В. — Доңуз Сырт Ербент чуң ерасты жайрылмасының палеоген чөкүндилериниң гурлушларының айратылыклары	60
Батыршин М. М., Антонов Г. И., Гумаров К. С. — Боядаг небитли ери	70
Машрыков К. К., Аманнйязов Г., Гуля К. В., Яржанов А. — Чагылсорун юра чөкүндилери барада	76
Машрыков К. К., Тиунов К. В., Певцов М. Н. — Огланлынын бентонит тоюнының тектоникасы барада	83
Калугин П. И. — Совет Көпетдагыны тектоники райоширлемегиң схемасы	89
Томашаев К. — Көпетдагың ёкары юра чөкүндилериниң литология-стратиграфики характеристикасы	104
Судо М. М., Тимофеев Ю. В. — Гүнорта-Гүндогар Гарагумда майкол чөкүндилериниң аналогы	110
Ванчуров И. А., Калугин В. П. — Көпетдагың дәт-мон брахмо подларының стратиграфики ягдайы	114
ГЫСГАЧА ХАБАРЛАР	123

Ашыров А., Гандымов О. — р-витчиниң симметриясы барада (123). Любарский К. А. — Дали метеоритлериң радиацион яшы (125). Ятченко Л. Д. — Гүнбатар Көпетдагың диагонал жайрылмаларының яшы барада (127).

Ученый секретарь редколлегии *Т. В. Артыкова*
Техредактор *В. В. Подъезжих*

Слано в набор 25-V-1966 г. Подписано к печати 10/VIII-1966 г. уч.-изд. л. 12.0
физ. 8.0, формат 70\108^{1/16}, зак. № 127, Тираж 680. Цена 60 коп. И—02600.

Фиднал Полиграфкомбината, ул. Энгельса, 2.

Продолжается подписка
на журнал

**„ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
ТУРКМЕНСКОЙ ССР“
на 1966 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“*