

В. С. МИЛЕЕВ, Л. Е. ВИШНЕВСКИЙ, А. М. НИКИШИН, С. Б. РОЗАНОВ

ФОРМАЦИИ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ ГОРНОГО КРЫМА

Ранне (?) -среднетриасовый — позднеюрский горнокрымский комплекс, отвечающий развитию подвижного киммерийского этапа Горного Крыма, включает таврическую, эскиординскую, карадакскую и яйлинскую серии. Поздетриас-раннебайосская флишевая таврическая серия формировалась в основании континентального склона, а ранне(?) -среднетриас-батская эскиординская серия, включающая обломочные и глинистые формации, образовалась в мелководной шельфовой обстановке. В позднем байосе возникла островная вулканическая дуга с щелочно-известковистыми вулканитами. В поздней юре сформировалась конгломератово-рифогенно-известняковая яйлинская серия. Горнокрымский комплекс имеет складчато-чешуйчатое строение и образует аккреционную призму, сформировавшуюся в два этапа: ранне-среднеюрский и послепозднеюрский (предпозднеберриасский).

В триасово-юрских отложениях Горного Крыма с конца XIX в. исследователи выделяли два комплекса — формацию таврических сланцев верхнего триаса — нижней юры и верхнеюрскую конгломератово-известняковую формацию Яйлы. В 1929 г. А. С. Моисеев вычленил из мелководной таврической серии эскиординскую свиту нижней юры прибрежного происхождения. Однако первая стратиграфическая схема флишевых отложений разработана в конце 40-х гг. М. В. Муратовым и А. С. Шалимовым, последний вариант схемы опубликован в 1969—1973 гг. [4, 7]. Н. В. Короновский и В. С. Милеев [6] пришли к выводу: таврическая серия и эскиординская свита имеют приблизительно равный стратиграфический диапазон и, следовательно, последняя является фациально отличным временным аналогом всей таврической серии, что позволяет указанную свиту перевести в ранг серии. В. Н. Шваб [14] существенно детализировал строение таврической серии в бассейне р. Бодрак, а В. И. Славин [9] — в бассейне р. Б. Салгир. В. Г. Чернов [11] уточнил строение эскиординской свиты в месте описания ее стратотипа (окрестности с. Петропавловки), а Д. И. Панов с соавторами [8] из таврической серии выделил ченкскую свиту граувлаккового состава.

В 1981 г. Ю. В. Тесленко и другие предложили региональную стратиграфическую схему таврической серии, в которой выделили верхнетриасовую (крымскую) и нижнеюрскую (эскиординскую) свиты. Однако указанная схема является некоторой модификацией схемы, предложенной М. В. Муратовым и А. С. Шалимовым.

Перечислим особенности таврических и эскиординских отложений: 1) наличие одинаковых по составу пачек на разных стратиграфических уровнях в соседних разрезах; 2) близость возрастов однофациальных отложений в соседних разрезах, укладываемых в диапазон поздний триас — ранняя юра; 3) отсутствие переходных слоев между пачками достаточно контрастного состава (например, флишевых и высокозрелых существенно кварцевых отложений); 4) противостоительно малые мощности пачек некоторых типов отложений (например, 10—20 м флиша); 5) наличие в комплексе двух уровней вулканитов, одинаковых (основных) по составу, но различных по возрасту (поздний триас и поздний байос).

К указанным особенностям добавим данные, установленные в результате исследований последних лет и противоречащие рассмотренным схемам: 1) находки фауны, которая, с одной стороны, не соответствует принятым датировкам, а с другой — подтверждает среднетриасовый нижний возрастной предел эскиординской серии и повышает до

раннего байоса верхний возрастной предел обеих серий [2]; 2) обнаружение в хаотических горизонтах глыб известняков с раннемеловой фауной [2, 5]; 3) полная идентичность составов вулканитов из района г. Карадаг, с. Петропавловки и р. Бодрак, относящихся к известково-шелочной формации, что свидетельствует об их одинаковом — позднебайосском возрасте [3]; 4) установление во многих случаях структурных несоответствий между таврической и эскиординской сериями и между их частями внутри серий (что говорит об их тектонических соотношениях), а также между верхнеюрскими и подстилающими отложениями.

В 1929 г. А. С. Моисеев отмечал широкое развитие надвигов в таврической формации. Н. В. Короновский и В. С. Милеев [6] показали, что Лозовская зона является зоной смятия, в которой широко развиты процессы расчленения и дезинтеграции комплексов, а современные соотношения таврической и эскиординской серий свидетельствуют об их тектоническом сближении по покрову.

Изложенное позволяет изменить традиционную точку зрения на строение нижнего комплекса и распространить установленное в пределах Качинского поднятия складчато-чешуйчатое строение на весь Горный Крым. Принимается, что стратиграфические разрезы подвергались расчлениванию и дезинтеграции, особенно интенсивно в Лозовской зоне смятия. Такой подход позволяет в таврической и эскиординской сериях выявить несколько типов одновозрастных разнофациальных типов разрезов.

В целом в Горном Крыму целесообразно выделить горнокрымский комплекс, общим объемом ранний триас(?) — поздняя юра (рис. 1), состоящий из четырех разнотектонических серий [2].

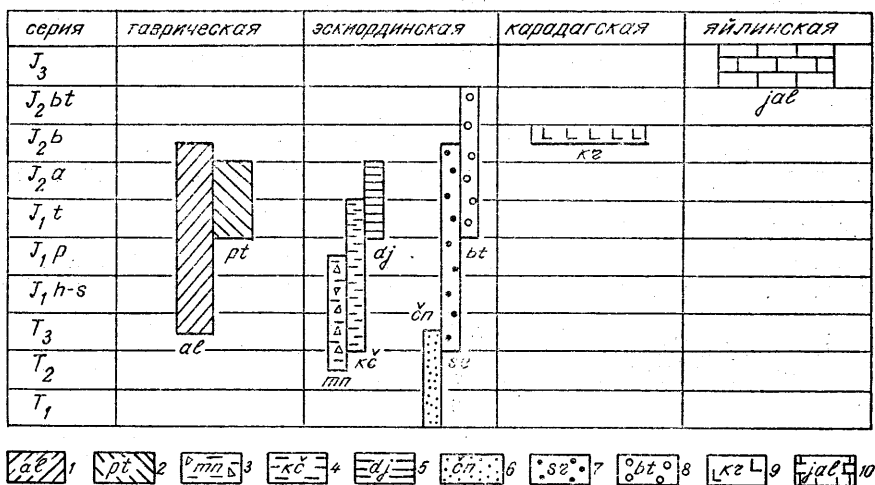


Рис. 1. Стратиграфические объемы серий горнокрымского комплекса по [2]

1—2 — толщи флишевой формации: 1 — альминская, 2 — патильская; 3—5 — толщи глинистых формаций: 3 — мендерская, 4 — кичикская, 5 — джидайская; 6—8 — толщи терригенных формаций: 6 — ченская, 7 — сараманская, 8 — битакская, 9—10 — серии: 9 — карадагская, 10 — яйлинская

1. Таврическая серия — флишевые образования континентального склона и бативальной равнины.

2. Эскиординская серия — шельфовые обломочно-глинистые отложения.

3. Карадагская серия — основные известково-щелочные вулканы островодужного типа.

4. Яйлинская серия — конгломератово-известняковые отложения мелководного эпиаккреционного бассейна.

Таврическая серия обладает четко выраженным формационным характером — это двухкомпонентный терригенный флиш, в котором можно выделить ряд фаций. Наиболее распространены турбидиты с разными соотношениями первого, алевропесчаникового, и второго, аргиллитового, элементов ритма. Наиболее широко развита субфация с преобладанием алевропесчаникового элемента. Она наблюдается в долинах руч. Петропавловского в бассейне р. Салгир, в долинах рек Альма, Марта, Бельбек и ограниченно — р. Бодрак. Субфация представлена сероцветными преимущественно косослоистыми средне-мелкозернистыми олигомиктовыми песчаниками, переходящими в алевролиты, с карбонатом в цементе, мощностью 5—30 см. Характерно наличие унифицированного растительного детрита, придающего породе темную окраску. Второй элемент ритма подавлен и составляет 1—5 см.

Вторая субфация сложена аргиллитовыми турбидитами. Породы красновато-коричневые с фиолетовым оттенком. Алевропесчаники разномозернистые от средне- до мелкозернистых при преобладании последних, состав существенно кварцевый. Очень редко встречаются конгломераты и гравелиты [1]. Косая слоистость часто комбинируется с конволютной. Темно-серые, до черных, аргиллиты второго элемента ритма преобладают над алевропесчаниками. Растительный детрит нехарактерен, но встречаются углефицированные обломки стволов и веток растений. Отсутствует в них карбонат. Мощность первого элемента колеблется от 8 до 70 см, а второго от 5 до 70 см. Часты конкреции и конкреционные прослои глинистых сидеритов.

Первая субфация («альминский» флиш) несет признаки более проксимальных условий формирования, вероятно, в верхней части континентального склона выше критического уровня карбоната накопления. Вторая («патильский» флиш) — обладает чертами большей дистальности и формировалась ниже этого уровня.

Две другие фации установлены лишь в отдельных местах, где они ассоциируют с «патильским» флишем. Одна из них — паститы — аргиллиты с редкими рассеянными гальками инородных пород и окатышами своих же аргиллитов, обладающих скорлуповатой отдельностью [1]. Эти образования являются результатом отложения катастрофических пастообразных потоков (подводных селей) высокой плотности, образовавшихся, вероятно, при понижении уровня моря. Вторая фация представлена маломощными (до 5—10 см) прослоями алевролитов или мелкозернистых песчаников с параллельной, реже косой слоистостью. Вероятно, это продукты продольных по отношению к континентальному склону глубоководных течений, которые временами устанавливались между турбидитными пароксизмами.

Исследования пространственной ориентировки механоглифов и вергентности в конволютной и косой слоистостях указывают на преобладание южного источника сноса — гипотетический террейн Эвксиния, наравне с которым установлены северные и субширотные, продольные по отношению к бассейну, ориентировки.

Более пестрый состав имеет эскиординская серия, в которой можно выделить толщи преимущественно глинистые или достаточно грубообломочные. Распространена серия главным образом в Лозовской зоне смятия и в прилегающих к ней участках Горнокрымской структурно-фациальной зоны. Все толщи серии находятся в тектонических соотношениях между собой и с породами таврической серии.

Вероятно, в основании всего киммерийского бассейна лежит груборитмическая неравномерномозернистая граувакковая ченкская толща,

в которой песчанистые прослои имеют мощность 2—8 м, а аргиллитовые всего 5—10 см. По углефицированным тканям растительных остатков можно предполагать ее ранне-среднетриасовый возраст (заключение И. А. Добрускиной).

Сараманская толща представлена высоkozрелыми, существенно кварцевыми крупнозернистыми песчаниками («жерловыми песчаниками»), гравелитами и конгломератами с возрастным диапазоном от нория до раннего байоса. Эта формация образовалась в условиях береговых пляжей и в пределах каньонных проксимальных частей фенот. К ней по составу и возрасту близка бешуйская угленосная прибрежная фация.

Ряд обломочных фаций замыкает битакская толща верхнего тора—бата. Грубообломочная, конгломератовая в нижней части, толща выше становится песчанистой и венчается глинисто-алевролитовой пачкой [10]. Это типичная нижняя сероцветная морская моласса, для которой по косой слоистости устанавливается южный источник сноса.

Такой же возрастной диапазон имеют толщи глинистого состава. Из них наиболее близка к таврической серии кичикская — ритмичные глинистые отложения (5—10 м), чередующиеся с субгравакковыми мелкозернистыми песчаниками (30—50 см) турбидитного типа. С кичикской толщей ассоциируют линзовидные тела низкощелочных риолитов и дацитов (до андезит-дацитов), вероятно, отвечающих эпохе рифтогенеза.

Наиболее широко распространена джидайская толща коричневатозеленоватых глин (2—3 м) с прослоями средне-мелкозернистых неяснослоистых песчаников, содержащих многочисленный углефицированный растительный детрит (0,5—0,7 м). Наличие окатышей красноземов и корешков мелких водорослей свидетельствует о прибрежно-лагунных условиях ее образования.

Особое место занимает обломочно-глинистая мендерская толща поздне триас-плинсбахского возраста, включающая главным образом известняковые глыбы, датированные широким временным диапазоном — от позднего триаса до апта. Генезис толщи спорен. Одни геологи склонны видеть в ней олистостром; другие, основываясь на рассланцованности пород матрикса, рассматривают ее как автокластический меланж, включающий отторженцы пород фундамента, — глыбы каменноугольного и пермского возраста. Не исключено, что она представляет собой меланжированный олистостром.

Мелководный прибрежный характер этих образований позволяет говорить о шельфовой природе образований серии. Ее возрастной диапазон — ранний (?) — средний триас — бат, т. е. шире, чем у глубоководной таврической серии.

Почти с момента возникновения континентальной окраины и дифференциации профиля морского бассейна начинается его закрытие, обусловленное движением террейна Эвксиния в северном направлении и его сближением с континентальным блоком Восточно-Европейской платформы. На северном борту формируется аккреционная призма, с которой связано начало первого этапа покровообразования.

Вулканическая карадагская серия в разрезе Горного Крыма имеет базальтовый — андезит-базальтовый состав и относится к известково-щелочной островодужной формации. Узкий (позднебайосский) возраст серии свидетельствует о кратковременности этого магматического эпизода на стадии завершения формирования аккреционного комплекса при субдукции коры бассейна под континентальный блок платформы в Лозовской зоне. Не исключено, что южнее существовала вторая зона субдукции, развивавшаяся внутри бассейна и отвечающая современному положению района Яйлы. Ко второй зоне субдукции тяготеют основные вулканы и интрузивы кастельского комплекса. С этим

ременем связаны закрытие киммерийского глубоководного бассейна и образование задугового мелководного морского водоема, в котором завершилось накопление битакской толщи. Режим эпиконтинентального мелководного моря сохранялся в поздней юре, когда формировалась яйлинская серия псефитов и рифогенных известняков. Крутые залегания слоев в этих породах обусловлены, как показали аэрофотосъемки последних лет, изоклиральными складками слабой южной vergentности. Поскольку складки срезаны слабонаклоненной нижней границей верхнеюрской толщи, природа границы может быть только тектонической, что однозначно свидетельствует об аллохтонном залегании отложений, слагающих Яйлу, на подстилающих породах. О том же говорят карбонатные тектониты в основании яйлинских обрывов в районе пос. Ласпи. Последний в юго-западной части Горного Крыма этап шарьирования (допозднеберриасский) привел к возникновению пологих покровов, аллохтоны которых слагают верхние части склонов и отдельные вершины Второй гряды и Яйлу Крымских гор.

История развития киммерийского бассейна представляется следующей (рис. 2). В начале (?) — середине триаса палеозойская карбонатная платформа подверглась долготному растяжению, что привело к истончению коры и заложению мелководного, последовательно углубляющегося эпиконтинентального бассейна, в котором накапливались ченкская, а позднее кичикская толщи.

В середине—конце триаса проявился незавершенный рассеянный рифтогенез, приведший к возникновению рифтогенных прогибов, но не дошедший до полного разрыва коры. После углубления бассейна и дифференциации его профиля с обособлением шельфа, континентального склона и глубоководной впадины на шельфе начала формироваться основная часть эскиординской свиты, а у основания континентального склона — таврическая серия. Однако, вероятно, уже с юры началось закрытие бассейна за счет сближения Эвксиния, находившегося на юге Восточно-Европейской платформой. К этому времени относится начало формирования аккреционного комплекса с относительно крутыми ($30-45^\circ$) надвигами и рассланцеванием отложений. Пододвигание Эвксиния в процессе субдукции в позднем байосе привело к возникновению островной вулканической дуги или дуг (карадагская серия) и задугового бассейна (верхняя часть битакской толщи).

Глубоководный киммерийский бассейн полностью закрылся и на его месте возникла сутура—Лозовская зона смятия с шарьированием осадков прогиба в южном направлении.

В северной части Горного Крыма в поздней юре установился режим эпиконтинентального мелкого моря (яйлинская серия). В конце поздней юры — начале мела последняя эпоха сжатия привела к ликвидации этого бассейна со срывом верхнеюрских и подстилающих отложений с ложа и перемещением к югу в современное положение.

Гипотетический террейн Эвксиния, являвшийся южным источником сноса в киммерийском бассейне на протяжении всего его существования, вероятно, в дальнейшем, при формировании Черноморской впадины, подвергся океанизации. Возможно, Грузинская глыба и Мизийская плита являются его сохранившимися фрагментами.

Близкое развитие в юре, по данным П. В. Чумаченко [12, 13], выявлено в зоне Восточной Стара-Планины (Болгария), южнее Мизийской плиты. Здесь установлены глубоководные турбидиты, олистостром и шельфовые отложения. Однако этот бассейн существовал несколько южнее (плинсбах—бат). Изложенное свидетельствует о типичности эволюции крымского киммерийского этапа развития для данной части океана Тетис.

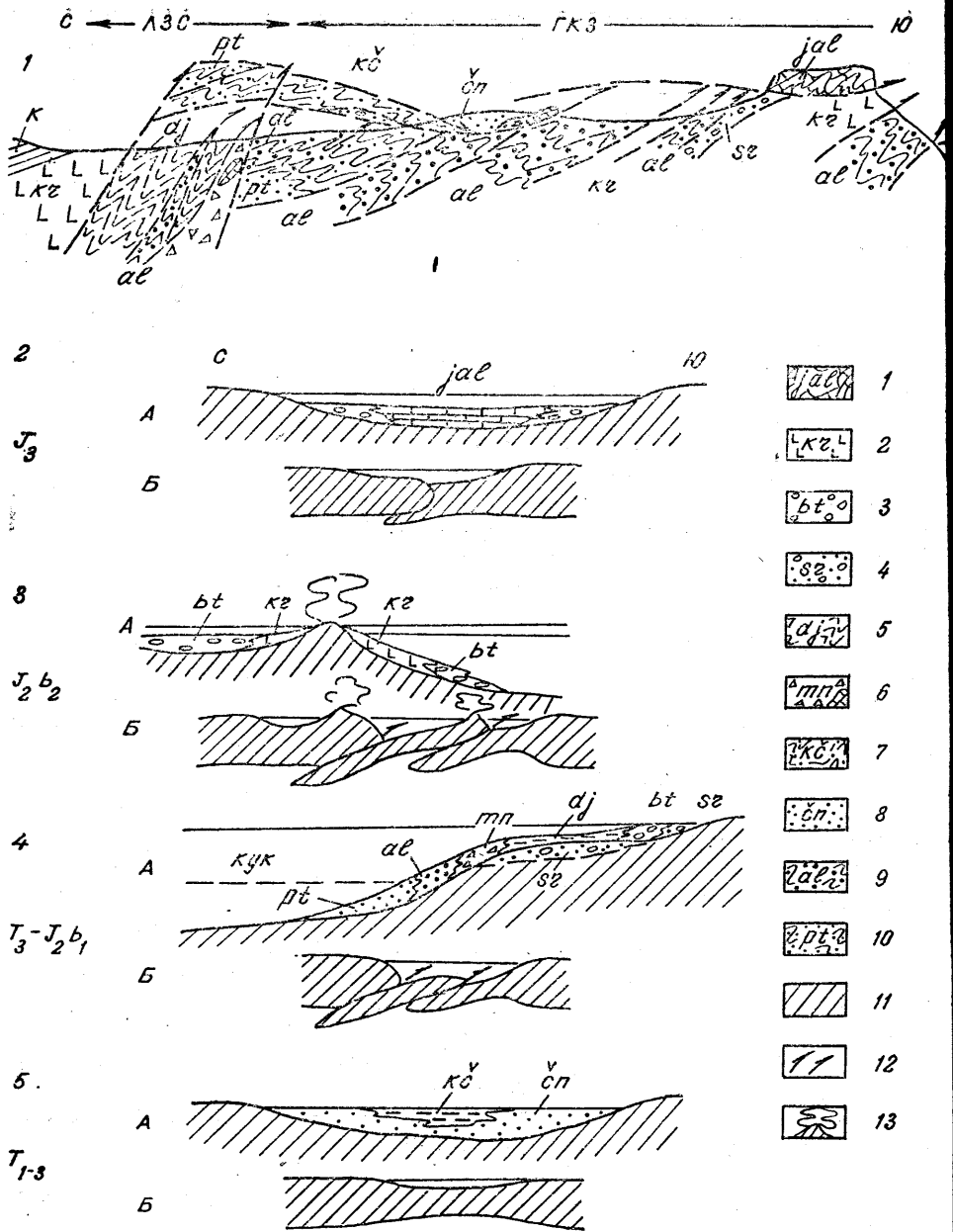


Рис. 2. Принципиальный геологический разрез (1) и схема эволюции (2–5) киммерийского бассейна Горного Крыма (А) с геодинамическими обстановками (Б), по [2]. КУК — критический уровень карбонатакопления; 1–10 — горнокрымский комплекс: 1–2 — серии: 1 — яйлинская, 2 — карадагская; 3–8 — эскинординская серия, включающая толщи: 3 — битакскую, 4 — сараманскую, 5 — джидайрскую, 6 — мендарскую, 7 — кичикскую, 8 — ченкскую; 9–10 — таврическая серия, включающая толщи: 9 — альминскую, 10 — патыльскую; 11 — континентальная кора; 12 — зоны аккреции; 13 — зоны островодужного вулканизма

ЛИТЕРАТУРА

1. Барабошкин Е. Ю., Дегтярев Е. Е. Псефиты таврической серии (район среднего течения р. Бодрак) // Вест. МГУ. Сер. геол. 1988. № 4.
2. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма // Стратиграфия мезозоя / Под ред. О. А. Мазаровича и В. С. Милеева. М., 1989.

- Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма // Стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования / Изд. ред. О. А. Мазаровича и В. С. Милеева). М., 1989.
- Геология СССР: Крым. М., 1969. Т. 8.
- Дехтерева Л. В. и др. О природе горизонта глыбовых известняков в окрестностях г. Симферополя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 3.
- Короновский Н. В., Милеев В. С. О соотношении отложений таврической серии и эскиординской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вест. МГУ. Сер. геол. 1974. № 1.
- Муратов М. В. Геология Крымского полуострова // Руководство по учебной геологической практике в Крыму. М., 1973, т. 2.
- Панов Д. И. и др. Новые данные по геологии триасовых и нижнеюрских отложений в междуречье Марты и Бодрака (юго-западная часть Горного Крыма) // Вест. МГУ. Сер. геол. 1978. № 1.
- Славин В. И. Основные черты геологического строения зоны сопряжения поздних и ранних киммерид в бассейне р. Салгир в Крыму // Вест. МГУ. Сер. геол. 1982. № 5.
- Славин В. И., Чернов В. Г. Геологическое строение битакской свиты (тоар—средняя юра) в Крыму // Изв. вузов. Геол. и разв. 1981. № 7.
- Чернов В. Г. Новые данные о возрасте, строении и происхождении эскиординской свиты в Крыму // Вест. МГУ. Сер. геол. 1981. № 6.
- Чумаченко П. В., Чернявска С. П. Юрская система в Восточной Стара-Планина. 1. Стратиграфия // Geol. Balc. 1989. Т. 19. № 4.
- Чумаченко П. В., Чернявска С. П. Юрская система в Восточной Стара-Планина. 2. Палеогеографическая и палеотектоническая эволюция // Geol. Balc. 1990. Т. 20. № 3.
- Шванов В. Н. Литостратиграфия и структура таврической свиты в бассейне р. Бодрак в Крыму // Вест. ЛГУ. Сер. геол. 1966. № 6. Вып. 1.

Московский государственный
университет имени М. В. Ломоносова

ДК 551.263 : /551.248 : 551.735(470.56/574.13)/

Е. Л. МЕЛАМУД, И. А. ЩЕКOTOBA

ФОРМАЦИОННЫЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОКСКО-БАШКИРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОРЕНБУРГСКО-АКТЮБИНСКОМ ПРИУРАЛЬЕ

На основе формационного анализа окско-башкирских карбонатных отложений Оренбургско-Актюбинского Приуралья и Соль-Илецкого поднятия установлено развитие окско-раннебашкирской банково-рифтовой формации, фиксирующей палеоподнятия — субмеридиональное (вдоль внешнего края Уральской геосинклинали) и субширотное (вдоль северного борта Прикаспийской впадины). Показано, что в окско-башкирское время произошло расширение северо-восточной части Прикаспия. Образовавшаяся заливообразную территорию ограничивали с запада, севера и востока палеоподнятия, смыкавшиеся в пределах современной Бельской впадины. Позднее, вплоть до кунгурского времени, залив постепенно продвигался к северу. Коренная перестройка окско-московского плана произошла в регионе в самом конце позднего карбона.

В связи с открытиями месторождений нефти и газа в карбонатных залежноугольных отложениях в прибортовых зонах Прикаспийской впадины становится актуальной расшифровка геологического строения формационной характеристики отложений, подстилающих нижнеюрскую молассу в Оренбургско-Актюбинском Приуралье. В последние годы появились данные бурения и сейсморазведки, которые позволяют подойти к решению этой проблемы. Для построений мы использовали

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ, ВЫСШЕЙ ШКОЛЫ
И ТЕХНИЧЕСКОЙ ПОЛИТИКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
КОМИТЕТ ПО ВЫСШЕЙ ШКОЛЕ

НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА
им. Горького
МГУ

47/44
2

ИЗВЕСТИЯ

ВЫСШИХ УЧЕБНЫХ ЗАВЕДЕНИЙ

ГЕОЛОГИЯ И РАЗВЕДКА

НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

№ 4

ИЮЛЬ—АВГУСТ

ИЗДАЕТСЯ С ЯНВАРЯ 1958 г.

Выходит 6 раз в год

МЫХ
желс
атом
ческ
НОВЬ
обхо
обус
ний.

МОСКОВСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ

МОСКВА — 1992