e-copy by API

ГЕОЛОГИЯ СССР

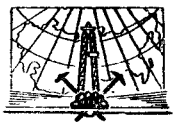
ТОМ XXI

ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН

ЧАСТЬ I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

КНИГА 2



https://jurassic.ru/

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

Главный редактор
академик А. В. Сидоренко

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1970

http://jurassic.ru/

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

*

ТОМ XXI

ЗАПАДНЫЙ КАЗАХСТАН

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ
КНИГА 2

Редакторы: акад. *А. Л. Яншин* (ответственный редактор),
Р. Г. Гарецкий, В. С. Журавлев, Р. А. Сегедин

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1970

http://jurassic.ru/

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ «ГЕОЛОГИИ СССР»

АССОВСКИЙ А. Н.
БЕЛОУСОВ В. В.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
БОГДАНОВ А. А.
БОРУКАЕВ Р. А.
БОРОВИКОВ Л. И.
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.
ГОРБУНОВ Г. И.
(зам. главного редактора)
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.
ЕСЕНОВ Ш. Е.
ЗУБАРЕВ Б. М.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.
КОСОВ Б. М.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
МАГАКЬЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)
МАЛЫШЕВ И. И.
МАРКОВСКИЙ А. П.
МАШРЫКОВ К. К.
МЕННЕР В. В.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)
ПОПОВ В. С.
РОГОВСКАЯ Н. В.
РОЖКОВ И. С.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СЕМЕНОВ В. В.
СИДОРЕНКО А. В.
(главный редактор)
СМИРНОВ В. И.
ТРОФИМУК А. А.
ШАТАЛОВ Е. Т.
ЩЕГЛОВ А. Д.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XXI ТОМА

ГАРЕЦКИЙ Р. Г.
ЖУРАВЛЕВ В. С.
КОНДРАТЬЕВА Г. П.
КИСЕЛЕВ Л. И.
МИЛЕЦКИЙ Б. Е.
СЕГЕДИН Р. А.
ЯНШИН А. Л.

http://jurassic.ru/

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

КНИГА 2

https://jurassic.ru/

УДК 551(574.1)

Геология СССР. Том XXI. Западный Казахстан. Часть I. Геологическое строение. Книга 2. Коллектив авторов. «Недра», М., 1970 г., стр. 344.

Работа посвящена описанию геологического строения территории Западного Казахстана в пределах Уральской, Гурьевской, Актюбинской и частично Кзыл-Ординской областей. Приводятся обобщенные результаты многочисленных исследований, проводившихся на этой территории различными организациями. При составлении тома использованы материалы, имевшиеся к 1/I 1967 г. Во 2-й книге даются данные о магматизме и метаморфизме, тектонике Западного Казахстана. На основании анализа геофизических материалов делаются выводы о глубинном геологическом строении этой территории. Освещаются материалы по новейшим тектоническим движениям и геоморфологии, основные черты истории геологического развития Западного Казахстана.

Таблиц 10, иллюстраций 49, библиография 510 названий.

http://jurassic.ru/

ВВЕДЕНИЕ

XXI том «Геологии СССР» посвящен описанию геологического строения обширной территории Западного Казахстана, на севере, западе и юге ограниченной административной границей Казахской ССР, Каспийским и Аральским морями; за восточную границу принят меридиан 61°. В административном отношении территория принадлежит Уральской, Гурьевской, Актюбинской и частично Кзыл-Ординской областям.

Западный Казахстан имеет сложное геологическое строение. В его пределы входят глубокая Прикаспийская впадина, принадлежащая Русской плите древней Восточно-Европейской платформы, различные по тектонике районы северо-западной части Туранской плиты, входящей в состав молодой Центрально-Евразиатской платформы, и Мугоджары — южное окончание сложного складчатого сооружения Урала. Здесь обнажены породы огромного стратиграфического диапазона — от древнейших докембрийских до современных. Западный Казахстан — страна разнообразнейших полезных ископаемых: от нефти, газа и различных неметаллических до рудных ископаемых первично магматического генезиса.

Вторая книга является непосредственным продолжением геологического описания первой и включает главы «Магматизм и метаморфизм», «Тектоника» (содержащая в том числе данные о глубинном строении по результатам геофизических исследований), «Новейшая тектоника», «Геоморфология» и «История геологического развития».

Подготовка этой книги, так же как и XXI тома в целом, проводилась Западно-Казахстанской комплексной геологоразведочной экспедицией Министерства геологии Казахской ССР.

В составлении второй книги I части XXI тома принимали участие П. Я. Авров, Л. Б. Аристархова, О. А. Белкин, Г. И. Водорезов, А. В. Волошин, Р. Г. Гарецкий, И. Б. Дальян, В. С. Журавлев, Л. И. Киселев, Л. Г. Кирюхин, Ю. М. Клейнер, Г. А. Костик, Б. Е. Милецкий, А. В. Миловский, И. С. Плещеев, Р. А. Сегедин, П. Л. Смольяников, Е. Д. Тапалов, В. И. Федоров, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман.

http://jurassic.ru/

Разделы по южной оконечности Урала (Орь-Илекская возвышенность и Мугоджары) и Актюбинскому Приуралью отредактированы Р. А. Сегединым, по Прикаспийской впадине — В. С. Журавлевым, по Мангышлаку, Устюрту и периферии Мугоджар — Р. Г. Гарецким. Общее редактирование осуществлено А. Л. Яншиным. При составлении книги учтены материалы, имевшиеся на 1/I 1967 г.

http://jurassic.ru/

Глава 1

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

МАГМАТИЗМ

Магматические образования на территории Западного Казахстана известны лишь в его северо-восточной части, в пределах южной оконечности Уральской складчатой системы. Они широко распространены как на Орь-Илекской возвышенности, так и в Мугоджарах, занимая около 80% общей площади выходов пород протерозоя и палеозоя. По данным бурения и геофизических исследований, они развиты также под сплошным покровом мезо-кайнозойских отложений в Западном Примугоджарье и в юго-западной части Тургайской равнины.

Начало исследований магматических пород казахстанской части Урала относится к 1889 г., когда Петербургским обществом естествоиспытателей в район Мугоджарского хребта была послана крупная по тем временам комплексная экспедиция, в которой принимал участие Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. В результате этих исследований был опубликован ряд статей петрографического содержания (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1905 г.; Еремина, 1905—1912), не утративших своего значения до настоящего времени.

Специальным изучением магматических пород Мугоджарского хребта затем занимался А. А. Чумаков, которым было опубликовано несколько петрографических работ (Чумаков, 1939, 1940, 1941).

Важное значение для понимания магматизма Мугоджар имели первые региональные геологические съемки, проведенные в период 1937—1943 гг. в южной части Мугоджар Г. И. Водорезовым, а в Северных Мугоджарах и на Орь-Илекской возвышенности — А. А. Петренко. Вопросы магматизма Орь-Илекской возвышенности и Мугоджар освещены названными исследователями в многочисленных работах (Водорезов, 1941, 1960 г., 1961а, 1961б, 1963; Петренко, 1941 г., 1953).

С 1953 по 1957 г. магматические породы Мугоджар изучались группой геологов ВСЕГЕИ под руководством Т. В. Билибиной (Билибина, 1963; Мазина, Ксенофонтов, 1961, 1963).

В последнее десятилетие специальные исследования магматизма южной оконечности Урала проводились в основном в разрезе отдельных наиболее важных магматических формаций, главным образом с целью выявления их металлогении.

Гипербазиты Орь-Илекской возвышенности в связи с их хромитоносностью и никеленосностью изучались Л. И. Колотиловым, Н. В. Павловым (1966), В. В. Родионовым (1966), И. И. Эдельштейном (1963) и рядом других исследователей. Группа специалистов института геологических наук АН КазССР под руководством А. А. Абдулина и Б. М. Руденко в 1960—1966 гг. проводила детальные работы по изучению базальтоидного магматизма Западно-Мугоджарского мегасинклинория (Абдулин и др., 1963, 1966; Абдулин, Кулукбеков, 1963; Руденко и др., 1963). Вулканогенные толщи этого же района в связи с их меденосностью изучались также С. Г. Грешнером (Грешнер и др., 1963). Аналогичная работа проводится в Прииргизье под руководством Г. А. Костик.

http://jurassic.ru/

Гранитным и щелочным образованиям Мугоджар посвящены исследования Г. И. Водорезова и Л. И. Киселева (1956), Б. Е. Милецкого (1966а, 1966б), А. В. Волошина (1966).

Ценные сведения о магматических породах южной оконечности Урала имеются в многочисленных рукописных отчетах по средне- и крупномасштабным геологическим съемкам Орь-Илекской возвышенности и Мугоджар, в которых принял участие большой коллектив геологов и геофизиков Западно-Казахстанской комплексной экспедиции (А. М. Бабенко, А. П. Бачин, М. М. Бакулина, Г. И. Водорезов, Л. И. Киселев, Е. И. Книжник, Г. А. Костик, И. Е. Костик, Н. И. Леоненок, З. М. Махова, Б. Е. Милецкий, Х. С. Розман, В. В. Сажнов, Р. А. Сегедин, Г. С. Трошин и др.) и Башкирского геологического управления (В. С. Шарфман и В. И. Козлов).

В целом изученность магматических образований Орь-Илекской возвышенности и Мугоджар слабая, что не дает возможности провести исчерпывающий формационный анализ магматизма описываемого района. В связи с этим в тексте приводится лишь схема (табл. 1) важнейших магматических формаций, а описание магматизма дается по отдельным структурно-фациальным зонам.

Таблица 1

Важнейшие магматические формации южной оконечности Урала

Магматические формации	Структурно-фациальные зоны					
	Косистекско-Аксуйский мегасинклинорий	Кемпирсайский мегантиклинорий	Западно-Мугоджарский мегасинклинорий	Мугоджарский мегантиклинорий	Иргизский мегасинклинорий	Зауральский мегантиклинорий
Интрузивные						
Дунито-гарцбургитовая	O, D_1, $D_2-C_1t_1$	Pt_3, **D_2**		Pt_3, O—D_1, $D_3-C_1t_1$	$D_3-C_1t_1$	
Габбро-пироксенито-дунитовая	**$D_2-C_1t_1$**					
Габбровая	O—D_1	Pt_3?, Cm?, O—D_1		O—D_1	**$D_3-C_1t_1$**	
Габбро-плагиогранитная			D_1, **$D_2-C_1t_1$**			
Габбро-гранитная					$C_1t_2-C_1n$	**Pz_3**
Гранитная				**Pt_3, Pz_3**		
Эффузивные						
Базальтовая (нерасчлененная)	Cm?, O—S_1, **S**, D_1	Pt_3 O—S_1, S	**O—D_1**	**Pt_3**, Pz_1?	O—S_1?, D_2	O—S_1?
Андезито-базальтовая		Pt_3	**O_1-D_1**, $D_3-C_1t_1$ D_2			
Андезито-дацитовая						
Липарито-базальтовая		O—S_1			**C_1v_2-n**	
Липарито-андезитовая		Pt_3		$D_2-C_1t_1$	$D_3-C_1t_1$	

Примечание. Интенсивные проявления магматизма выделены полужирным шрифтом

Как видно из схемы, гипербазитовые (дунито-гарцбургитовая и габбро-пироксенито-дунитовая) формации наиболее широко развиты в западной части района в Косистекско-Аксуйском мегасинклинории и

http://jurassic.ru/

Кемпирсайском мегантиклинории. Это южная часть Кемпирсайского перидотитового пояса, прослеженного на 2000 *км* на север.

В Мугоджарском мегантиклинории отмечаются три разновозрастные гипербазитовые формации, но масштабы их проявления, особенно в палеозое, незначительны.

В Иргизском мегасинклинории породы дунито-гарцбургитовой формации слагают три субмеридиональных протяженных пояса, но размеры массивов очень малы, за исключением крупного массива Бильге, расположенного в северо-западной части мегасинклинория.

Образования габбровой формации известны во всех структурно-фациальных зонах (исключение представляет Западно-Мугоджарский мегасинклинорий), но особенно широко они развиты в Иргизском и Косистекско-Аксуйском мегасинклинориях.

В Западно-Мугоджарском мегасинклинории все интрузивные породы, за небольшим исключением, отнесены к габбро-плагиогранитной формации, которая, по мнению исследователей, комагматична вмещающим ее эффузивам.

Своеобразная габбро-гранитная формация встречена лишь в пределах Иргизского мегасинклинория. Только в Мугоджарском и Зауральском мегантиклинориях развита позднепалеозойская гранитная формация, границы которой исключительно широко развиты в указанных структурно-фациальных зонах. Выделение самостоятельной позднепротерозойской гранитной формации в Мугоджарском антиклинории признается не всеми. Так, А. В. Миловский (см. раздел «Метаморфизм») считает их ультраметаморфическими образованиями.

Из эффузивных формаций наиболее развиты ассоциации пород нерасчлененной базальтовой формации, которые известны во всех структурно-фациальных зонах и приурочены главным образом к начальным этапам развития геосинклинальных прогибов. С дальнейшей дифференциацией магматического расплава связаны андезито-базальтовая и андезито-дацитовая формации, встреченные в Западно-Мугоджарском мегасинклинории. Небольшие проявления андезито-базальтов известны в протерозое Кемпирсайского мегантиклинория.

Породы контрастной липарито-базальтовой формации очень широко развиты в пределах Иргизского мегасинклинория. Наземная липарито(риолито)-андезитовая формация известна лишь в Мугоджарском антиклинории.

Магматизм Западного Казахстана, обладая некоторыми специфическими особенностями, в общих чертах сходен с магматизмом Южного Урала. Структурно-фациальные зоны, выделяемые на Южном Урале, прослеживаются и в пределах его казахстанской части (табл. 2).

Магматические формации Западного Казахстана связаны с докембрийским и палеозойским тектоно-магматическими циклами. Проявления магматизма в мезозое пока не установлены. Докембрийский тектоно-магматический цикл проявлен лишь в Кемпирсайском и Мугоджарском мегантиклинориях, палеозойский — повсеместно.

В докембрийском тектоно-магматическом цикле обоснованно выделить отдельные этапы магматизма пока невозможно ввиду недостаточности фактического материала, однако в пределах Мугоджарского мегантиклинория для верхнего протерозоя с некоторой долей условности намечаются два тектоно-магматических этапа, соответствующие двум выделенным сериям пород: южно-мугоджарской и талдыкской.

В палеозойском тектоно-магматическом цикле намечаются следующие этапы: кембрийский, ордовикско-раннедевонский, среднедевонский, каменноугольный и позднепалеозойский. Этим этапам близко соответ-

http://jurassic.ru/

Таблица 2

Схема сопоставления структурно-фациальных зон Урала и Западного Казахстана

Южный Урал	Центрально-Уральское поднятие		Тагило-Магнитогорский прогиб	Восточно-Уральское поднятие	Восточно-Уральский прогиб
	Зилаирский мегасинклинорий	Уралтауский мегантиклинорий			
Западный Казахстан	Косистекско-Аксуйский мегасинклинорий	Кемпирсайский мегантиклинорий	Западно-Мугоджарский мегасинклинорий	Мугоджарский мегантиклинорий	Прииргизский мегасинклинорий
Орографические единицы в Западном Казахстане	Орь-Илекская возвышенность		Мугоджары		

ствуют этапы тектоно-магматической активности, полученные при обобщении результатов определений абсолютного возраста пород по калий-аргоновому методу. Так, четко выделяются следующие тектоно-магматические этапы (табл. 3).

Таблица 3

Главные этапы тектоно-магматической активности

Циклы	Этапы	Летоисчисление, млн. лет
Палеозойский	Позднепалеозойский II	235—220
	» I	280—265
	Позднетурнейско-намюрский	310—290
	Среднедевонско-раннетурнейский	375—350
	Ордовикско-раннедевонский	460—450—425
	Кембрийский	520—500
Докембрийский	Позднерифейский	1100—570
	Раннерифейский	1700—1100

Некоторые этапы в свою очередь включают подэтапы, что особенно характерно для прогибов с их интенсивно развитой вулканической деятельностью. Характеристика магматизма приведена отдельно для каждой структурно-фациальной зоны (с запада на восток) по циклам и этапам.

КОСИСТЕКСКО-АКСУЙСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ

Палеозойский тектоно-магматический цикл

Палеозойский тектоно-магматический цикл в пределах Косистекско-Аксуйского мегасинклинория, являющегося крайним западным структурным элементом описываемого региона, разделяется на следующие этапы: кембрийский, ордовикско-раннедевонский, среднедевонский.

http://jurassic.ru/

Кембрийский этап вулканизма выделяется условно, поскольку достоверные кембрийские магматические формации в описываемом районе не установлены. К этому этапу отнесены эффузивы базальтового состава, известные под наименованием акайской толщи, и сопровождающие их субвулканические диабазы.

Ордовикско-раннедевонский этап в Косистекско-Аксуйском мегасинклинории четко делится на три подэтапа: ордовикско-раннесилурийский, силурийский и раннедевонско-эйфельский. Этот тектоно-магматический этап характеризуется мощными проявлениями вулканизма.

В течение ордовикско-раннесилурийского подэтапа большая часть территории мегасинклинория являлась областью седиментации терригенных и хемогенных отложений, а вулканогенные породы среди них встречаются крайне редко. Это преимущественно лавы и грубые пирокласты, обнаруженные к югу от пос. Кос-Истек, по рекам Карабутак, Куагаш (куагашская свита) и т. д.

Продукты вулканизма силурийского подэтапа распространены гораздо шире, но в то же время крайне неравномерно, что свидетельствует о наличии локальных центров активного вулканизма в этой структурно-фациальной зоне.

Раннедевонско-эйфельский подэтап характеризуется общим воздыманием Косистекско-Аксуйского мегасинклинория и, по-видимому, перерывом в процессах вулканизма и седиментации почти на всей территории Орь-Илекской возвышенности, которая является продолжением Сакмарской зоны Южного Урала. Здесь, как и в Сакмарской зоне, на некоторых участках имели место мощные проявления активного вулканизма, в результате чего формировались породы базальтовой формации (лавы и туфы). В кратковременные перерывы отлагались кремнистые и битуминозные кремнисто-глинистые граптолитовые сланцы и известняки, которые встречаются в виде линз, прослоев и пачек (сугралинская свита, по Н. И. Леоненок, 1955). На остальной территории в это время преобладали кремнистые фации, среди которых эффузивы и пирокласты играют второстепенную роль. Этот тип разреза сходен с сакмарской свитой Южного Урала, к которой описываемый комплекс пород обычно и относится.

Изучение разрезов силурийских пород в разных частях Косистекско-Аксуйского мегасинклинория показывает, что вулканическая деятельность как по масштабам, так и по характеру вулканических аппаратов проявилась неодинаково. На севере, ближе к р. Уралу, преобладали трещинные излияния лавы базальтового состава, которые представлены диабазом и спилитами. Южнее извержения происходили преимущественно из вулканов центрального типа, обусловивших мощные накопления обломочного вулканогенного материала того же базальтового состава. Здесь, кроме того, наблюдаются многочисленные силлы субвулканических диабазов. Местами вулканизм носил островной характер, о чем свидетельствует краснокаменное изменение пород. Несколько иначе вулканические явления протекали в Каргалинских горах, где среди вулканитов широкое распространение получили кремнистые породы. Наличие кремнистых пород указывает на то, что вулканизм здесь протекал в подводных условиях, причем из трещин выделялись в основном пары и термы, выносившие большое количество растворенного кремнезема. Поступление в морской бассейн большого количества кремнезема способствовало развитию планктона, из остатков которого впоследствии образовались граптолитовые сланцы. Временами происходили подводные излияния базальтовых лав, которые наблюдаются в виде отдельных потоков шаровых лав, реже массивных диабазов и диабазовых порфиритов.

http://jurassic.ru/

Позднесилурийский вулканизм не отличался особой активностью. В пределах Косистекско-Аксуйского синклинория вулканогенные породы встречаются спорадически среди осадочных отложений карабутакской свиты лудловского возраста (Леоненок, 1955). Продукты вулканизма представлены лавами и туфолавами базальтового состава. Туфы среднего и кислого состава играют ничтожную роль. Очевидно, вулканические пеплы приносились сюда по воздуху из соседних районов Урала. Самостоятельных же центров извержения здесь не было.

Таким образом, к концу силура происходило затухание вулканической деятельности вплоть до полного прекращения ее в середине лудлова. Лудловский, жединский и раннекобленцкий века, по-видимому, были временем интенсивного размыва в связи с общим воздыманием Уральского хребта.

Раннедевонский подэтап эффузивного магматизма в пределах Косистекско-Аксуйского мегасинклинория нашел отражение в вулканогенных породах базальтового состава (шандинская и чанчарская свиты), имеющих крайне ограниченное распространение. На Южном Урале этому подэтапу отвечает формирование пород андезито-базальтовой формации (ирендыкская свита) и пород диабазо-альбитофировой формации (карамалыташская свита).

Ирендыкская свита в том составе, в каком она представлена на Южном Урале, т. е. лавы и пирокласты авгито-плагиоклазовых порфиритов (андезито-базальтовая формация), в казахстанской части Урала почти отсутствует. В сопоставляемой с ирендыкской шандинской свите Косистекско-Аксуйского мегасинклинория лавы встречаются редко и подчинены туфам, туффитам и туфогенным песчаникам, сходным по составу с аналогичными породами ирендыкской свиты.

С карамалыташской свитой может быть сопоставлена чанчарская свита, представленная вулканогенными породами основного состава (диабазы и спилиты) в нижней части разреза и кислого состава (альбитофиры и туфы) в верхней части. Таким образом, вулканизм раннедевонского подэтапа на Орь-Илекской возвышенности был значительно слабее, чем на Южном Урале, и ему также предшествовал перерыв в осадконакоплении. В основном преобладали излияния из вулканов центрального типа, реже трещинного, причем можно говорить о закономерной смене продуктов вулканизма основного состава кислыми.

Ограниченное распространение вулканогенных пород эйфельского возраста, по-видимому, объясняется значительным размывом их живетской трансгрессией. Поэтому по остаткам вулканогенных пород чанчарской свиты не представляется возможным дать полную характеристику вулканизма и истории его формирования в данный подэтап магматизма.

На западном склоне Орь-Илекской возвышенности, в Косистекско-Аксуйском мегасинклинории, наиболее ранние проявления интрузивного магматизма ордовикско-раннедевонского этапа представлены преимущественно интрузиями габбровой формации — габбро, габбро-амфиболитов и габбро-диабазов.

Наиболее крупным из габброидных массивов является Кокпектинский, вытянутый вдоль р. Кокпекты в северо-западном направлении на 20 *км*, при ширине в 2—4 *км*. В центральной части массива габбро массивное, средне- и крупнозернистое, в периферической наблюдаются более мелкозернистые его разности, рассланцованные и иногда превращенные в габбро-амфиболиты. По составу выделяются нормальные, амфиболовые и оливиновые габбро. В периферической части массива, ближе к контакту с гипербазитами, габбро амфиболизированы и пронитизированы. К кокпектинскому габброидному комплексу, очевидно,

http://jurassic.ru/

следует отнести и более мелкие массивы габбро, расположенные северо-западнее, среди ордовикских и силурийских отложений.

К этому же этапу относятся габброидные массивы на левобережье р. Урал, расположенные к юго-западу, югу и юго-востоку от Хабарнинского ультраосновного массива.

Габброиды кокпектинского комплекса располагаются по периферии крупных гипербазитовых массивов (Кемпирсайского и Хабарнинского). С габбровой формацией связаны, возможно, и более основные дифференциаты — гипербазиты некоторых небольших по размеру интрузий, а также эклогиты р. Мамыт (восточнее Кемпирсайского массива). Габброиды прорывают отложения кембрия (?), ордовика, силура и встречаются в гальках кобленцских конгломератов. Этим определяется их возраст и принадлежность к описываемому магматическому этапу, в течение которого они внедрялись, по-видимому, неоднократно.

Большинство массивов габбровой формации тяготеет к разломам, с которыми, очевидно, следует связывать подъем и внедрение магмы, давшей эффузивные формации. Такая тесная связь площадного распространения базальтовых вулканогенных пород и интрузий габбровой формации одного и того же этапа магматизма заставляет предполагать происхождение их из одних и тех же глубинных магматических очагов.

О проявлениях самостоятельной гипербазитовой формации ордовикско-раннедевонского этапа в Косистекско-Аксуйском мегасинклинории достоверно не известно. Однако учитывая, что на восточном склоне Южного Урала, в районе пос. Байгускарово, наблюдается несогласное налегание верхнесилурийских вулканогенных толщ на ультраосновные породы и вмещающие их нижнесилурийские толщи, можно предполагать их существование и на Орь-Илекской возвышенности среди многочисленных мелких гипербазитовых интрузий, прорывающих отложения ордовика. По-видимому, в этот этап формировались и небольшие тела гранитоидов. На это указывает нахождение в кобленц-эйфельских конгломератах шандинской свиты наряду с кремневой, диабазовой, порфиритовой, спилитовой, альбитофировой, известняковой и другими гальками галек изверженных пород — розовых среднезернистых калиевых гранитов, серых диоритов и гранодиоритов, которые уже в додевонское время обнажались на дневной поверхности и подвергались размыву во время трансгрессии кобленцского моря. Особый интерес вызывает калиевый гранит, который в додевонских отложениях пока нигде не встречен. Возможно, что гальки гранитоидов являются продуктами размыва более древних формаций.

В пределах Косистекско-Аксуйского мегасинклинория интрузивный магматизм среднедевонско-раннетурнейского этапа представлен многочисленными телами ультраосновных пород гипербазитовой формации.

Наиболее крупными массивами гипербазитов в пределах обнаженной части этой зоны являются Чанчарский, Удеттинский, Аксуйский, Велиховский и др. К югу от р. Аксу породы фундамента перекрыты отложениями мела и палеогена, под которыми геофизическими исследованиями и бурением пояс интрузий гипербазитов прослеживается далеко на юг, вплоть до верховьев оврага Саралжинды в районе Шошкакольских гор. Самый южный массив этой зоны и самый крупный — Даульский обнажается на небольшом отрезке балки Даул (Южное Примугоджарье). Эти обнажения, кстати сказать, являются самым южным выходом на поверхность складчатых пород Уральской системы.

Аксуйский массив, расположенный южнее Кемпирсайского, сложен аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами. Обособления

http://jurassic.ru/

дунитов в массиве лишены оболочек пироксенитов. По типу дифференциации Аксуйский массив относится к дунито-перидотитовым массивам с подчиненным участием габброидных пород. По серпентинитам Аксуйского массива на ряде участков образуется кора выветривания нонтронитового типа.

Породы Улеттинского массива представлены апоперидотитовыми (апогарцбургитовыми) серпентинитами с подчиненным количеством аподунитовых серпентинитов. Хромшпинелиды в этих породах представлены алюмохромитом.

Даульский массив сложен серпентинизированными дунитами, гарцбургитами и лерцолитами. По данным Л. И. Колотилова (1965 г.), гипербазиты Даульского массива близки к кемпирсайским. Серпентиниты массива по данным буровой разведки содержат до 0,3% сульфидного никеля, по ним образуется никеленосная кора выветривания.

Велиховская габбро-пироксенитовая интрузия располагается на границе Косистекско-Аксуйского мегасинклинория и Кемпирсайского мегантиклинория. В экзоконтакте габброидов с известняками силура отмечаются амфиболо-гранатовые скарны с линзами магнетитов. Массив представлен габброидами различной дифференциации. Это преимущественно пироксеновые и амфиболо-пироксеновые габбро, а также пироксениты. Последние содержат вкрапленность и прожилки титаномагнетита, на некоторых участках образующего промышленные концентрации.

КЕМПИРСАЙСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ

Докембрийский тектоно-магматический цикл

Вулканическая деятельность. Геотектонический режим Кемпирсайского мегантиклинория как структурно-фациальной зоны в докембрии был переходным от мио- к эвгеосинклинальному, поэтому характер магматизма здесь существенно иной, чем в Мугоджарском мегантиклинории, где в это время существовали типичные геосинклинальные условия. Вулканическая деятельность в пределах Кемпирсайского мегантиклинория проявилась в небольших масштабах. Наиболее древними вулканогенными породами являются эффузивы основного состава и туфы, превращенные в хлорито-кварцевые и хлорито-серицитовые сланцы, слагающие прослои и пачки в дангазанской свите. В период формирования вышележащей каялинской свиты, очевидно, имели место лишь кратковременные проявления вулканизма. Вулканогенные породы представлены в основном метаморфизованными эффузивами и туфами базальтового, андезито-базальтового и реже дацитового состава, превращенными в зеленые сланцы и порфиритоиды. Местами в них отмечаются реликты шаровых лав, указывающих на подводный характер излияния.

К концу докембрийского тектоно-магматического цикла вулканогенные образования андезито-базальтовой формации на отдельных участках сменяются лавами и туфами липарито-дацитовой формации, представленными рассланцованными дацитовыми порфиритами, порфиритоидами и рассланцованными серицитизированными альбитофирами и их туфами. Описанные толщи широко распространены в районе поселков Лушниковка, Богеты, Богумбай и по рекам Эбеты, Шошка и Актоби.

Интрузивный магматизм докембрийского цикла изучен очень слабо. В северной части Кемпирсайского мегантиклинория отмечаются метаморфизованные ультраосновные породы перидотитовой

http://jurassic.ru/

формации, по-видимому, отвечающие по возрасту богетысайскому комплексу Мугоджарского мегантиклинория. К ним относится Эбетинский массив перидотитовых серпентинитов. В том же районе широко распространены жильные и субвулканические тела порфиритов, интенсивно рассланцованных, а также мелкие интрузивные тела гранодиоритов и габброидов.

Палеозойский тектоно-магматический цикл

Вулканическая деятельность. В пределах Кемпирсайского мегантиклинория палеозойский цикл представлен лишь ордовикско-раннедевонским этапом. Ордовикско-раннедевонский этап, так же как и в Косистекско-Аксуйском мегантиклинории, делится на три подэтапа: ордовикско-раннесилурийский, силурийский и раннедевонско-эйфельский.

Наиболее древние проявления вулканизма ордовикско-раннесилурийского подэтапа датируются нижним тремадоком и представлены редкими линзовидными телами диабазов и их туфов (р. Шошка). В отложениях верхнего тремадока, по данным В. С. Шарфмана, встречаются более мощные пачки туфов диабазовых порфиритов с подчиненным количеством потоков диабазов и спилитов. Более интенсивной была вулканическая деятельность в аренигско-лландейлское время. Состав пород сходен с составом более молодых, силурийских, эффузивов и их туфов. Это преимущественно лавы и пирокластические породы базальтовой формации, распространенные по правобережью и левобережью р. Урал. В позднем ордовике базальты сменяются липаритобазальтами, среди диабазов все чаще появляются прослои кварцевых альбитофиров и туфов кислого состава. Излияния постепенно вытесняются выбросами пирокластического материала, а затем отложениями кремнистых сланцев и яшм, переслаивающихся с терригенными осадками. К концу подэтапа намечается спад активности вулканов и постепенное затухание их. Активную магматическую стадию вулканизма полностью заместила фумарольная деятельность, в результате которой в водных бассейнах происходило осаждение кремнистых пород.

Силурийский подэтап характеризуется преимущественным развитием кремнистых фаций, среди которых встречаются редкие потоки спилитов, диабазов и дацитовых порфиритов, а также субвулканические дайковые и межпластовые тела пород основного состава, известные на северном погружении Кемпирсайского антиклинория. Суммарная мощность продуктов вулканизма крайне мала (первые сотни метров), но она резко увеличивается в зонах, примыкающих к Кемпирсайскому антиклинорию с запада и востока. На этом вулканическая деятельность в Кемпирсайском мегантиклинории полностью прекращается.

Интрузивная деятельность ранних этапов палеозойского цикла в Кемпирсайском мегантиклинории проявлена широко. Интрузии кембрийского этапа достоверно не установлены. Некоторые исследователи (Н. П. Херасков) считали кембрийскими межпластовые габброидные тела и дайки габбро-диабазов, известные в северной части Орь-Илекского междуречья.

Интрузивный магматизм ордовикско-раннедевонского этапа был более значительным, он представлен преимущественно интрузиями габбровой формации, которые обычно отмечаются по периферии крупных гипербазитовых массивов. Наиболее мощные проявления интрузивного магматизма известны в среднем девоне, когда были сформированы крупнейшие массивы ультраосновных пород гипербазитовой

http://jurassic.ru/

формации. Среднедевонский магматизм на Орь-Илекской возвышенности начался внедрением даек диоритов и диоритовых порфиритов, известных среди вулканогенно-осадочных пород шандинской и чанчарской свит. Диориты представлены среднезернистыми разностями с биотитом в виде сильно удлиненных кристаллов. Время внедрения диоритов определяется довольно точно: они прорывают кобленц-эйфельские и верхнеэйфельские отложения и встречаются в виде гальки в живетском конгломерате. Кроме диоритов, встречаются дайки лампрофиров, по-видимому, связанных с этими же диоритами.

Основной этап интрузивного магматизма принадлежит гипербазитовой формации.

Наиболее крупным массивом ультраосновных пород является Кемпирсайский, расположенный в центральной части одноименного антиклинория на водоразделе рек Орь, Илек и Урал. Он вытянут в меридиональном направлении на 80 *км* при ширине от 1 *км* на севере до 50 *км* на юге. Общая площадь его около 1200 *км*^{2}. К северу от него расположен Хабарнинский массив, лишь южная часть которого находится на территории Западного Казахстана. Эти массивы размещены вдоль крупной Кокпектинско-Даульской зоны глубинных разломов, расположенной на сочленении Центрально-Уральского поднятия с Тагило-Магнитогорским прогибом.

На Южном Урале в настоящее время выделяются две ассоциации гипербазитов: дунито-гарцбургитовая (перидотитовая формация) и дунито-клинопироксенитовая (по Л. Д. Булыкину, 1966 г.), или габбро-пироксенито-дунитовая (по Д. С. Штейнбергу и др.). Обе ассоциации встречаются совместно в Приуралтауской зоне главного гипербазитового пояса Урала, к которому приурочен и главный гипербазитовый массив Орь-Илекской возвышенности — Кемпирсайский, а также Хабарнинский, Халиловский и другие массивы Южного Урала. Совместное нахождение обеих ассоциаций в одном и том же поясе объясняется разновозрастностью интрузий ультраосновных пород, входящих в упомянутый гипербазитовый пояс.

Вмещающими породами для Кемпирсайского плутона являются вулканогенно-осадочные толщи нижнего и среднего палеозоя, а также верхнепротерозойские метаморфические сланцы.

Кемпирсайский массив, согласно данным геофизических исследований А. А. Непомнящих (1959 г.) и А. П. Бачина (1966 г.), представляет собой резко удлиненный в север-северо-западном направлении лакколит, его мощность в южной части достигает 3,5—4,0 *км*, а к северу постепенно уменьшается. В южной части массива, в районе продуктивных хромитоносных площадей, геофизическими работами установлен подводящий канал шириной до 3—5 *км* и длиной до 13 *км*, вытянутый в субмеридиональном направлении. В средней части массива отмечается гравитационный минимум, обусловленный, по мнению А. П. Бачина, глубинной интрузией гранитов, внедрившихся в Кемпирсайский массив гипербазитов. Этим, в частности, объясняется глубоко идущая серпентинизация гипербазитов.

Состав и строение массива очень сложны. По В. П. Логинову и др. (1940 г.) и А. А. Непомнящих (1959 г.), строение массива представляется зональным: ядро сложено дунитами, а периферия — дунито-гарцбургитами и далее, к краевой части, — перидотитами. По данным Н. В. Павлова, различаются следующие главнейшие разновидности пород массива: лерцолиты, амфиболовые перидотиты, порфировидные гарцбургиты, полосчатые гарцбургиты (дунито-гарцбургиты), верлиты, дуниты и энстатитовые дуниты, сульфидсодержащие дуниты и оливиниты, соссюритизированные и амфиболизированные форелленштейны

http://jurassic.ru/

(троктолиты) и пироксеновые габбро, хромитовые дуниты и хромитовые руды различного сложения.

Все перечисленные породы в различной степени серпентинизированы, вплоть до образования серпентинитов, утративших признаки первичного состава.

Широко развита дайковая серия, среди которой выделяются породы ультраосновной магмы: бронзититы, антиполититы, горнблендиты, сульфидсодержащие диопсидиты и вебстериты. Породы габбровой магмы представлены габбро-диабазами, беербахитами, оливиновыми норитами, а также условно относимыми к этой группе пород плагиогранитами и плагиоклазитами.

Массив в главной своей массе сложен гарцбургитами. Все остальные разновидности, включая и дуниты, встречаются в резко подчиненном количестве.

В качестве акцессорных примесей в дунитах содержатся ванадий, медь, цинк, свинец, галлий, германий, скандий, молибден и сурьма. Перидотиты характеризуются несколько повышенным содержанием ванадия и скандия, а их разности с сульфидной минерализацией отличаются некоторым увеличением халькофильных элементов (медь, цинк и сурьма). Наиболее хромитоносными являются дифференцированные участки массива. Хромитовые залежи связаны с наиболее основными дифференциатами — дунитами, которые в юго-восточной части массива размещаются в определенных тектонических зонах, сформированных еще в магматическую стадию.

Возраст Кемпирсайского массива устанавливается в основном как позднеживетский (Водорезов и Розман, 1956). В непосредственной близости от Кемпирсайского плутона конгломераты и полимиктовые песчаники верхнего девона содержат гальку и обломки серпентинитов и хромшпинелидов. Эти породы залегают несогласно на отложениях ордовика, силура и нижнего девона. Определения абсолютного возраста массива по флогопиту показали 404±18 млн. лет (Павлов, 1968). Есть основание полагать, что в возрастном отношении массив многофазный, и какая-то часть его внедрилась несколько раньше, может быть еще в силуре. Это тем более вероятно, что, как удалось установить в 1962 г., расположенный в той же полосе гипербазитов Байгускаровский ультраосновной массив на Южном Урале является многофазным. По-видимому, подъем ультраосновной магмы происходил в той же зоне долгоживущих глубинных западноуральских разломов, что и на Южном Урале.

ЗАПАДНО-МУГОДЖАРСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ

Магматические породы, развитые в пределах Западно-Мугоджарского мегасинклинория, относятся к единому палеозойскому тектоно-магматическому циклу, охватывающему период от ордовика до перми включительно. Этот крупный тектоно-магматический цикл в пределах мегасинклинория расчленяется на два этапа: ордовикско-раннедевонский и среднедевонско-раннетурнейский. Каждый этап в свою очередь подразделяется на два подэтапа: первый — на силурийский и раннедевонский, второй — на среднедевонский и позднедевонский.

Для ордовикско-раннедевонского этапа характерно чрезвычайно интенсивное проявление основного вулканизма, с которым связано образование базальтовой и андезито-базальтовой формаций, последовательно сменяющих друг друга. Интрузивный магматизм этого этапа изучен слабо. Сюда, возможно, относятся небольшие тела гипербазитов и габбро.

http://jurassic.ru/

Среднедевонский подэтап характеризуется локальным развитием пород андезито-дацитовой формации при общем ослаблении вулканической активности. Вулканизм проявляется вдоль осевых линий наиболее прогнутых участков мегасинклинория. Интрузивный магматизм представлен преимущественно габбро-плагиогранитовой формацией, где доминируют габброиды. Позднедевонский этап начинается с излияний основных лав, относимых к андезито-базальтовой формации. Вулканизм проявляется в чрезвычайно узких зонах и к концу позднего девона полностью затухает. Интрузивные образования данного этапа не изучены.

Вулканическая деятельность. В пределах Западно-Мугоджарского мегасинклинория в ордовикско-раннедевонском этапе достоверно выделяется силурийский* и раннедевонский вулканизм. Более дробное деление ввиду отсутствия биостратиграфических данных пока произвести не удается, поэтому высказываемые некоторыми исследователями (А. А. Абдулин и др., 1966 г.) мнения о ранне- и позднесилурийском этапах вулканизма фактическими данными не подтверждаются.

Силурийский вулканизм, связанный с начальным этапом формирования геосинклинали в обстановке устойчивого прогибания, являлся наиболее интенсивным. В этот период формируется базальтовая формация, слагающая все три выделенные свиты силура: актогайскую, мугоджарскую и куркудукскую (А. А. Абдулин и др., 1966 г.). Продукты начального этапа силурийского вулканизма, представленные диабазами и спилитами, приурочены к линейным зонам, вытянутым на десятки и сотни километров вдоль границы с Мугоджарским мегантиклинорием, отчетливо подчеркивая связь вулканизма с глубинными разломами. Для этого периода характерно преимущественное излияние лав при почти полном отсутствии пирокластического материала. Вулканическая деятельность, очевидно, протекала в глубоководных условиях. Несколько позже преобладающими фациями вулканогенных пород становятся потоки подушечных лав, содержащие линзовидные обособления гиалокластитов с перлитовой отдельностью и витрокластических туфов, и протяженные, относительно маломощные покровы эффузивов, чередующихся с пластами тонкослоистых яшм и алевролитов. Выдержанность состава и строения потоков эффузивов на значительном расстоянии, небольшое количество пирокластического материала, очевидно, свидетельствует о формировании их из вулканических аппаратов трещинного типа. Места длительного существования зон извержений на современном эрозионном срезе фиксируются полями сближенных даек диабазов среди различных частей разреза. Поля вытянуты в меридиональном направлении и размещены большей частью вдоль гранитного разлома между Западно-Мугоджарским мегасинклинорием и Мугоджарским мегантиклинорием, а также образуют ряд выходов в срединной части антиклинория. Широкое развитие лав подушечного сложения, наличие прослоев осадочных нормально-слоистых пород говорят о подводных условиях их формирования, причем глубина бассейна к концу силурийского вулканического этапа заметно уменьшается. Мощность вулканогенных пород около 2500 *м*.

Породы силурийского подэтапа вулканизма слагают ложе Западно-Мугоджарского мегасинклинория и развиты на всем его протяжении. Они представлены диабазами, базальтовыми и андезито-базальтовыми

* В пачках яшмовидных кремнистых пород среди шаровых лав мугоджарской свиты Т. Я. Кривцовой встречены радиолярии, определенные Б. М. Садрисламовым как силурийские.

http://jurassic.ru/

порфиритами, спилитами, вариолитами и в незначительном количестве туфами того же состава, т. е. являются продуктами излияния недифференцированной базальтовой магмы.

Силурийские эффузивы по химизму принадлежат как к породам нормального ряда, так и спилитовой серии, хотя средний состав пород более близок к составу мирового базальта, чем к составу среднего спилита.

По содержанию окиси титана (1,9—2,9%) и условной закиси железа (12,4—15,8%) они относятся к группе высокотитанистых и высокожелезистых пород. Содержание окиси магния (5—6%) близко к нормальному в базальтах. Суммарное содержание окиси натрия и калия (4—6,5%) выше, чем в базальтах усредненного ряда. В составе щелочей резко преобладает натрий (3—5%), калия обычно 0,2—0,4%. Породы обычно недонасыщены кремнеземом ($Q<0$) и большинство их принадлежит к группе базальта с примерно одной величиной кварцевого числа (5—10). Величина анортитового числа (α) в них изменяется в широких пределах от 10 до 65, что свидетельствует о неравномерной альбитизации подушечных лав.

Силурийские вулканиты постепенно меняют свой состав от платобазальтов до андезито-базальтов. Для последних характерно уменьшение количества титана (1,5%) и несколько повышенное содержание калия (0,5—1,0%).

Раннедевонский вулканизм начинается после перерыва, имевшего место в конце силура, и завершает начальный этап развития Западно-Мугоджарского синклинория. Продукты извержений этого периода встречаются разобщенными участками в срединной части синклинория, будучи приурочены к крупным негативным структурам типа грабен-синклиналей. Наибольшая мощность их отмечается на юге. На западном крыле синклинория вулканиты нижнего девона появляются лишь эпизодически в узких тектонических блоках вблизи Западно-Мугоджарской зоны разломов. Все это свидетельствует о начале смещения центров активного вулканизма с запада на восток. Эти центры фиксируются участками развития пород субвулканической (дайки, силлы) и жерловой фаций. Такие участки располагаются или вблизи зоны глубинных разломов (Шулдак-Мынжасарский разлом, Западно-Мугоджарская зона разломов), или же по обрамлению крупных синклиналей (Берчогурской, Средне-Орской, Аульинской, Кундыздинской), подчеркивая тем самым тектонический характер их границ. Продукты раннедевонского вулканизма, соответствующие андезито-базальтовой формации, представлены подушечными лавами базальтового, андезито-базальтового и андезитового составов, разнообразными туфами (агломератовыми, лапиллиевыми и т. д.) основного и среднего состава, покровами диабазов и андезитовых порфиритов, изредка покровами андезитов кайнотипного облика. Количество лав и пирокластов в разрезе примерно одинаково. К концу этапа трещинный тип извержений значительно уступил место извержениям центрального типа. Мощность нижнедевонских вулканитов около 1000 *м*.

Нижнедевонские эффузивы и туфы по химизму близки к андезито-базальту. По сравнению с силурийскими эффузивами они характеризуются пониженными содержаниями окиси титана (1—1,5%) и условной окиси железа (10—11%), преобладанием железа над магнием.

Среднедевонский вулканизм. Тектоническая мобильность территории в течение среднего девона вызвала появление в разные периоды вулканической деятельности пород различного состава, не образующих непрерывного последовательного ряда по их основности. В целом среднедевонский вулканизм относится к андезито-дацитовой формации.

http://jurassic.ru/

Продукты раннеэйфельского вулканизма представлены преимущественно миндалекаменными андезито-дацитовыми порфиритами в эффузивной и субвулканической фациях. Пирокластический материал, обычно тонкий, отмечается в подчиненном количестве. В конце среднего девона вулканическая деятельность отмечалась вдоль осевых линий наиболее прогнутых участков Западно-Мугоджарского мегасинклинория: на юге (Берчогурская мульда) и на севере, к югу от г. Орска, где они описаны А. А. Петренко (1953б) под названием Киргильдинской и Анастасьевской полос. В кремнистых сланцах, переслаивающихся с туфами и туффитами андезитового состава, встречена псилофитовая флора среднего девона.

Излияния в этот период происходили из вулканов центрального типа и представляли маломощные потоки андезитовых порфиритов разного состава (авгитовых, роговообманковых). Значительная тектоническая и сейсмическая активность периодически вызвала образование мощных грязе-каменных потоков (лахар), которые транспортировали огромную массу обломочных вулканогенных пород и отлагали ее в прибрежных частях морского бассейна. В относительные периоды вулканического затишья отлагались туфогенно-терригенные породы.

Среднедевонские эффузивы по химизму относятся к известково-щелочной серии. Общей их особенностью является значительная роль калия в составе щелочей. Пироксеновые порфириты близки к андезитам, более кислые разности соответствуют дацитам. Породы пересыщены глиноземом и обладают повышенным отношением железа к магнию. С породами субвулканической фации, которые в виде даек и другой формы тел залегают среди вулканогенных пород среднего девона и по составу отвечают диабазам, андезитовым и дацитовым порфиритам, редко липаритовым порфирам, пространственно и генетически связано основное медноколчеданное оруденение Западно-Мугоджарского мегасинклинория.

Позднедевонский подэтап. Франский вулканизм происходил после длительного перерыва в вулканической деятельности, проявления его незначительны. Вулканогенные породы спорадически появляются в отдельных пунктах региона и имеют переменный состав. Это маломощные потоки базальтовых и андезитовых (пироксеновых) порфиритов, редко более кислых разностей. Характерной особенностью химизма вулканогенных пород является значительная роль калия в составе щелочей, благодаря которой они могут быть отнесены к андезито-трахитам. Фигуративные точки составов располагаются вблизи вариационной линии пород нормального ряда известково-щелочной серии.

Излиянием франских эффузивов фактически заканчивается вулканизм в Западно-Мугоджарском мегасинклинории.

В заключении краткого обзора вулканической деятельности можно указать на следующие особенности ее в Западно-Мугоджарском мегасинклинории:

1. В течение палеозойского тектоно-магматического цикла выделяются четыре этапа вулканизма (силурийский, раннедевонский, среднедевонский и позднедевонский), в каждом из которых наблюдается в общих чертах последовательная смена продуктов вулканической деятельности.

2. Судя по особенностям распределения малых элементов в эффузивных породах и их химическому составу, вулканогенные породы начального этапа развития мегасинклинория ($S—D_1$) образовались из одного магматического очага. Заметные геохимические и петрохимические отличия этих пород от эффузивов среднего и позднего девона

http://jurassic.ru/

позволяют предполагать для последних другие (вторичные по отношению к основному) вулканические очаги.

3. Магма, сформировавшая все вулканогенные породы, эволюционировала от основных к средним, как исключение до кислых.

4. Изменение состава пород влекло за собой изменение и характера излияний, трещинного в начале и центрального в конце.

5. Наиболее интенсивные проявления вулканизма приходятся на начальные этапы развития синклинория (силур — ранний девон), в среднем и позднем девоне его масштабы и интенсивность очень резко сокращаются.

6. В составе вулканогенных пород основные лавы резко преобладают над средними. Роль последних заметно возрастает в среднем девоне. Лавы кислого состава отсутствуют.

7. Пирокластические породы существенную роль играют только в раннедевонском этапе вулканизма.

8. Вулканогенные породы начального этапа (силур — ранний девон) являются вмещающими для большинства проявлений и месторождений медноколчеданных руд, тогда как вулканическая деятельность среднего девона по времени совпадает с образованием большинства рудопроявлений.

Интрузивная деятельность. Интрузивные образования в пределах Западно-Мугоджарского мегасинклинория развиты очень широко, являясь по существу производными единой габбро-плагиогранитной формации ранне-среднедевонского возраста. Особняком стоят единичные небольшие массивы плагиогранит-порфиров, которые объединены в группу самостоятельных малых интрузий среднедевонского возраста.

Выделяемая габбро-плагиогранитная формация ранне-среднедевонского возраста является комагматичной вулканогенным образованиям силура — раннего девона Западно-Мугоджарского мегасинклинория. Породы этой формации пространственно и генетически связаны между собой, приурочены к одним и тем же структурам, слагают единые массивы, обнаруживают петрохимическую, геохимическую и минералогическую связь, близки по возрасту и составляют один комплементарный ряд пород.

Габбро-плагиогранитная формация Западных Мугоджар может быть сопоставлена с габбро-перидотитовой формацией Урала, завершающей ранние этапы развития зеленокаменной зоны восточного склона Урала.

Габбро-плагиогранитная формация представлена тремя субформациями: 1) ультрабазитовой доранне девонского возраста, 2) габбровой доранне девонского возраста, 3) плагиогранитной среднедевонского возраста.

Породы ультрабазитовой субформации представлены плагиоклазовыми перидотитами и плагиоклазовыми пироксенитами; габбровой субформации — габбро-норитами, габбро, оливиновыми габбро и габбро-норитами, роговообманковыми габбро, пироксено-роговообманковыми габбро, шлировыми выделениями плагиоклазовых вебстеритов среди габбро-норитов, кварцевыми габбро-норитами и габбро, а также амфиболизированными и серпентинизированными их разностями. Плагиогранитную субформацию образуют амфиболовые плагиограниты с подчиненным количеством кварцевых диоритов и диоритов.

С габбровой и плагиогранитной субформациями связано огромное количество даек, среди которых четко выделяются дайки первого и второго этапов.

http://jurassic.ru/

Ультрабазитовая субформация в пределах Западно-Мугоджарского мегасинклинория представлена шестью мелкими телами, залегающими среди массивов габброидов (Каиндинский массив, массивы горы Байбек и Северный Джамантау). Форма тел дайкоподобная, изометричная и удлиненно-вогнутая. Сложены они плагиоклазовыми лерцолитами, верлитами, горнблендитами, плагиоклазовыми вебстеритами и диопсидитами и апоперидотитовыми серпентинитами. В массиве Северный Джамантау конфигурация массива серпентинитов согласна с полосчатостью в габбро-норитах.

Контакты серпентинизированных перидотитов с пироксенитами резкие, перидотиты слагают ядра или ксенолиты среди пироксенитов. Границы перидотитов с габброидами также резкие, первично магматические структуры последних как бы обтекают массивы ультрабазитов. Пироксениты также имеют резкий контакт с габбро-норитами и содержат инъекции последних. Кроме габброидов в пироксенитах к северу от горы Байбек много инъекций плагиогранитов и кварцевых диоритов, причем последние нередко содержат ксенолиты пироксенитов. Таким образом, догаббровый возраст пироксенитов и перидотитов несомненен, причем перидотиты древнее пироксенитов.

Процессы серпентинизации и амфиболизации широко развиты в ультрабазитах. В серпентинитах горы Байбек встречены прожилки мощностью 3—4 *мм* поперечноволокнистого хризотил-асбеста.

Габбровая субформация пользуется наибольшим распространением, слагая крупные массивы в пределах собственно Мугоджарского хребта (массивы гор Сандыктау, Северного Джамантау, Аиантау, Байбек, Бохтыбай, Каиндинский и Айрыкский). Как уже указывалось выше, состав пород довольно разнообразен. Преобладающими разностями являются габбро-нориты, за ними по степени распространения следуют габбро, менее распространены кварцевые и оливиновые разновидности габбро-норитов и габбро. Оливиновые габброиды и габбронориты не являются разновозрастными образованиями, а представляют фациальные разновидности. Между перечисленными породами нигде нет интрузивных контактов.

Самым крупным является Бохтыбайский массив, вытянутый в субмеридиональном направлении и сложенный офитовым габбро и его альбитизированными, соссюритизированными и амфиболизированными разновидностями.

Каиндинский массив протягивается меридионально от широты р. Шулдак на юге до р. Борло на севере и представлен всеми породами габбро-плагиогранитной формации от перидотитов до плагиогранитов. В массиве выделены все фациальные разновидности габбровых пород. Каиндинский массив представляет довольно круто падающее трещинного типа тело, внедрившееся вдоль границ Западно-Мугоджарского мегасинклинория и Мугоджарского мегантиклинория.

Среди габбро-норитов к западу от горы Каратау встречены расслоенные, полосчатые габбро-нориты, в которых пироксенитовые полосы чередуются с плагиоклазовыми и габбро-норитовыми.

Форма массивов габброидов в основном вытянутая в субмеридиональном направлении, крупные массивы напоминают тела трещинного типа с довольно крутым падением. Мелкие тела габброидов представляют типичные штоки. Контакты габброидов с вмещающими их эффузивами силура чаще сравнительно прямолинейные, габброиды содержат большое количество ксенолитов вмещающих пород. Вмещающие породы ороговикованы.

Массивы габброидов сопровождаются большим количеством даек, которые обычно располагаются в самих массивах. Среди даек можно

http://jurassic.ru/

выделить дайки первого и второго этапов. Дайки первого этапа представлены габбро-пегматитами, плагиоклазитами, мелкозернистыми габбро, оливиновыми габбро и габбро-норитами, редко плагиоклазовыми пироксенитами, дайки второго этапа — диабазами, диабазовыми порфиритами, габбро-диабазами.

Геохимическая специализация пород габбровой субформации проявлена в повышенном содержании кобальта, хрома, частично никеля и меди. По-видимому, с габбровой субформацией в определенной степени связано незначительное медное оруденение.

Породы плагиогранитной субформации слагают относительно небольшие штокообразные тела. Как правило, они не образуют самостоятельных массивов и встречаются обычно совместно с габброидами. Представлены преимущественно амфиболовыми плагиогранитами микропегматитовой и гранитовой структуры с подчиненным количеством биотито-амфиболовых и пироксено-амфиболовых разновидностей кварцевых диоритов и диоритов. Они встречены в массивах Южный Джамантау, Каиндинском, Байбек, Актасты-Каратау и др. Наибольшие штокообразные тела плагиогранитов и их контаминированных разновидностей наблюдаются в восточном борту Аульинской мульды, в районе гор Даутау, в верховьях р. Кундызды, а также образуют цепочку штоков вдоль Шулдак-Мынжасарского разлома. Апикальные и краевые части массивов обычно сложены гибридизированными разновидностями натровых гранитоидов (кварцевые диориты, диориты, контаминированные плагиограниты с план-параллельной текстурой). В редких случаях плагиограниты с план-параллельной текстурой слагают отдельные массивы (массивы по р. Тамды, в районе гор Даутау, Майбулактау, Катынадыр), которые обычно переполнены ксенолитами вмещающих основных пород.

Породы плагиогранитной субформации оказывают интенсивное контактовое воздействие на вмещающие толщи, которые в непосредственном контакте представлены роговиками, а в удалении от контакта сильно амфиболизированы. На контакте плагиогранитов и габбро нередко образуются оторочки метасоматического кварцевого пироксено-амфиболового габбро.

Плагиограниты и кварцевые диориты сопровождаются дайками мелко- и микрозернистых диоритов и кварцевых диоритов, плагиогранитов, плагиоаплитов, гранато-турмалиновых и гранато-мусковитовых пегматитов (дайки первого этапа), амфиболовых плагиогранит-порфиров с флюидальной текстурой, диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов (дайки второго этапа). Изредка отмечаются ксенолитовые дайки кварцевых диабазов и эксплозивные брекчиевые дайки.

Геохимическая специализация натровых гранитоидов выражается в повышенном содержании меди, ванадия, марганца, титана, кобальта, никеля, хрома.

С породами плагиогранитной формации связано медно-молибденовое, ртутное и полиметаллическое оруденение.

Габбро-плагиогранитная формация Западно-Мугоджарского мегасинклинория по петрохимическим особенностям в общих чертах сходна с габбро-перидотитовой (дунито-пироксенито-габбро-тоналитовой) формацией Урала. По химизму породы габбро-плагиогранитной формации относятся к дифференцированному известково-щелочному ряду. Незначительное количество плагиогранитов и диоритов обогащено алюминием. Химический состав пород закономерно изменяется от основных к кислым: наблюдается увеличение роли кремнезема, алюминия, натрия и уменьшение — магния и железа. Количество калия возрастает очень незначительно.

http://jurassic.ru/

Бóльшая часть пород содержит меньше щелочей, чем усредненные типы тех же пород по Дэли. Кислые члены ряда представлены натровыми гранитоидами. Незначительное количество лейкократовых кварцевых диоритов по составу приближается к натровым сиенитам. Породы габбро-плагиогранитной формации несколько перенасыщены кремнеземом, а основные ее члены темноцветными минералами, а также содержат большое анортитовой составляющей в плагиоклазах по сравнению со средними типами пород по Дэли.

Как уже указывалось выше, в пределах Западно-Мугоджарского мегасинклинория в группу самостоятельных малых интрузий среднедевонского возраста отнесены штокообразные тела биотитовых и биотито-роговообманковых плагиогранит-порфиров, которые встречены всего лишь в двух местах — у родника Шекарабулак и на р. Шулдак. Шток гипабиссальных плагиогранит-порфиров вблизи родника Шекарабулак имеет в плане форму овала с длинной осью около 120 *м*. В строении штока участвуют две разности плагиогранит-порфира (биотитовый и биотито-роговообманковый), различающиеся по петрографическому составу, химизму и магнитным свойствам.

Биотитовый плагиогранит-порфир первой фазы внедрения обладает ясно выраженной порфировой структурой: вкрапленники по размерам в 15—20 раз превосходят зерна основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом (олигоклаз-андезит), кварцем и биотитом.

Роговообманково-биотитовые плагиогранит-порфиры второй фазы внедрения в основном аналогичны по составу породам первой фазы внедрения, отличаясь от них лишь присутствием во вкрапленниках своеобразной длинностолбчатой роговой обманки и калиевого полевого шпата в основной массе. По петрохимическим особенностям плагиогранит-порфиры первой фазы внедрения относятся к породам нормального ряда, пересыщенным кремнеземом и умеренно богатым щелочами.

Плагиогранит-порфиры второй фазы внедрения относятся к ряду пород, богатых щелочами и пересыщенных кремнеземом и алюминием. С этим массивом пространственно связано золотое оруденение (месторождение Юбилейное).

Внедрением самостоятельных малых интрузий плагиогранит-порфиров заканчивается геосинклинальная стадия развития Западно-Мугоджарского мегасинклинория. Незначительные проявления более молодого интрузивного магматизма известны на крайнем юге, в Берчогурской синклинали, где среди турнейских отложений несколькими буровыми скважинами были встречены согласно залегающие тела диоритов.

Вулканогенные и интрузивные породы Западно-Мугоджарского мегасинклинория в общем метаморфизованы слабо. Региональным метаморфизмом, приведшим к образованию минеральных ассоциаций фации зеленых сланцев, охвачены лишь нижние части разреза вулканогенных отложений силура. Здесь развиваются альбит, хлорит, серицит, клиноцоизит, пумпеллиит, эпидот. Вблизи тектонических нарушений, где значительная роль принадлежала динамометаморфизму, диабазы интенсивно рассланцованы и амфиболизированы (эпидото-амфиболитовая фация метаморфизма), превращены в амфиболиты и амфиболовые сланцы. Интересно отметить резкое уменьшение степени регионально-метаморфических изменений к верхам разреза нижнего девона и преобладание здесь преимущественно автометаморфических изменений. В гиалокластитах, переслаивающихся с подушечными лавами силура, иногда отмечается неизмененное стекло, на что указывал еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1905 г.). Среди эффузивов среднего девона встречены андезитовые порфириты кайнотипного облика со слабо измененным

http://jurassic.ru/

стекловатым базисом. Явления гидротермального метаморфизма с интенсивными процессами метасоматоза распространены в пределах медноколчеданных рудных полей.

Контактовый метаморфизм развит локально, в узких зонах экзоконтактов интрузивов габбро-плагиогранитной формации. Во вмещающих вулканогенных породах силура и девона отмечаются интенсивное ороговикование и частичная перекристаллизация пород основного состава с образованием неравномернозернистого офитового габбро. На контакте даек с вмещающими породами силура также наблюдается перекристаллизация в узкой приконтактовой зоне и образование роговиков. Далее от контакта во вмещающих породах заметна лишь амфиболизация.

Метаморфизм интрузивных пород связан преимущественно с явлениями автометаморфизма, гораздо в меньшей степени с динамотермальным и региональным метаморфизмом.

Автометаморфизм габброидов выражен в локальном проявлении амфиболизации пироксенов и соссюритизации плагиоклазов. С более поздними процессами метаморфизма, по-видимому, связана локальная альбитизация и серпентинизация. В восточной части Каиндинского интрузива, в северной части массива Джамантау и некоторых других местах в дайках габбро и вмещающих их интрузивных породах наблюдается образование волокнистого амфибола, актинолита, тремолита, талька, бастита по пироксенам, замещение оливина серпентинитом, хлоритом, мусковитом, иддингситом, халцедоном и вторичным магнетитом, а также частичная соссюритизация плагиоклазов. Эти метаморфические изменения проявлены локально и пространственно приурочены к зонам тектонических нарушений, к интрузиям натровых гранитоидов габбро-плагиогранитной формации.

МУГОДЖАРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ

Мугоджарский мегантиклинорий представляет собой южную оконечность Восточно-Уральского поднятия. Специфической особенностью Мугоджарского мегантиклинория по сравнению с более северными районами является то, что в его пределах чрезвычайно широко развиты проявления докембрийского тектоно-магматического цикла. Хотя изучение докембрийского магматизма связано со значительными трудностями в силу интенсивного метаморфизма всех докембрийских образований, тем не менее состав метаморфических пород позволяет утверждать, что докембрий характеризовался широким проявлением как эффузивных, так и интрузивных процессов, выразившихся в формировании гранитной, базальтовой и гипербазитовой формаций.

Как уже указывалось выше, в пределах Мугоджарского мегасинклинория докембрийский тектоно-магматический цикл условно может быть разделен на два этапа. Первый этап, соответствующий времени образования пород южномугоджарской серии, характеризовался мощными проявлениями базальтоидного вулканизма. Интрузивный магматизм представлен гранитоидами. В течение второго этапа (время формирования пород талдыкской серии) вулканическая деятельность несколько ослабевает, наряду с ней довольно широко проявлен интрузивный магматизм. Происходит формирование интрузий гипербазитовой и в меньшей степени гранитовой формаций.

В течение палеозойского тектоно-магматического этапа Мугоджарский мегантиклинорий развивался в основном как геоантиклинальная структура. Господствующим становится интрузивный магматизм, вулканическая деятельность спорадически отмечается лишь в узких проги-

http://jurassic.ru/

бах, приуроченных к зонам региональных глубинных разломов. На ранних этапах очень широко проявились процессы гранитизации (см. раздел «Метаморфизм»), завершился палеозойский цикл внедрением гипербазитов и громадной массы гранитоидов позднепалеозойской гранитовой формации.

Докембрийский тектоно-магматический цикл

Вулканическая деятельность докембрийского цикла оставила свои следы в виде широко распространенных амфиболитов, из чего можно заключить, что среди вулканогенных образований преобладают производные базальтовой магмы. Эффузивная деятельность протекала с перерывом на протяжении каждого из выделенных этапов докембрийского тектоно-магматического цикла. Начало и конец этапа характеризуются обычно прерывистыми и незначительными по объему проявлениями вулканизма, в середине этапа наблюдается максимальная вулканическая активность и формируются мощные толщи вулканогенных пород (чилисайская и улыталдыкская свиты).

Интрузивная деятельность. Интрузивные образования в пределах Мугоджарского мегантиклинория представлены породами, относящимися к гипербазитовой и гранитной формациям. Приурочены они к первому и второму этапам докембрийского тектоно-магматического цикла. К самым древним докембрийским интрузиям Г. И. Водорезов (1952) условно относит биотито-плагиоклазовые среднезернистые граниты, залегающие в виде редких валуноподобных образований среди мелкозернистых, сильно рассланцованных биотитовых плагиогнейсов в низовьях р. Жинишке, и массивные или слабо рассланцованные средне- и крупнозернистые амфиболиты, встреченные там же. По мнению Г. И. Водорезова, глыбы гранитов и амфиболитов образовались при размыве каких-то древних интрузивов, происходившем одновременно с осадконакоплением южномугоджарской серии. Однако в последнее время появилась точка зрения, что эти граниты и амфиболиты являются будинированными дайками, возраст которых моложе, чем возраст вмещающих пород южномугоджарской серии.

Наиболее древними проявлениями интрузивного магматизма, очевидно, нужно считать согласные тела крупнозернистых габбро-амфиболитов, залегающие среди пород южномугоджарской серии. Они, возможно, комагматичны вулканогенным образованиям базальтовой формации, давшим в результате регионального метаморфизма мощные толщи амфиболитов.

Гранитная формация первого этапа докембрийского цикла представлена гранитоидами милысайского комплекса, образующими крупный одноименный массив и ряд более мелких тел в бассейне рек Милысай и Улыталдык. Милысайский массив в виде конформного тела выполняет ядро крупной антиклинальной складки, образованной породами нижней южномугоджарской серии, что позволяет предполагать позднепротерозойский возраст гранитоидов. Массив сложен биотитовыми и двуслюдяными плагиогнейсо-гранитами, гнейсо-гранитами, лейкократовыми плагиогранитами.

Близки по времени формирования к милысайским гранитоидам породы балаталдыкского интрузивного комплекса, к которому относится одноименный массив гранитоидов, расположенный в бассейне р. Балаталдык. Массив сложен лейкократовыми и мусковитовыми плагиогнейсо-гранитами, катаклазированными гнейсо-гранитами и гнейсовидными гранитами. Абсолютный возраст балаталдыкских гранитов составляет 720—1020 млн. лет.

http://jurassic.ru/

По составу и структуре гранитоиды, особенно милысайские, очень сходны с гранитогнейсами южномугоджарской серии. Для них характерно замещение плагиоклаза калиевыми полевыми шпатами, как это имеет место в гранито-гнейсах. На этом основании некоторые исследователи (А. В. Миловский и Р. В. Гетлинг) данные гранитные интрузии считают ультраметаморфическими образованиями.

Интрузивная деятельность второго этапа началась с формирования гипербазитовой формации, представленной богетысайским комплексом ультраосновных пород (Богетысайский, Каракудукский и Шолаккайрактинский массивы), имеющих важное практическое значение, поскольку с ними связаны рудопроявления антофиллит-асбеста, талька, вермикулита и магнезита. Интрузивные тела отличаются небольшими размерами (от десятков до первых сотен метров), форма их линзовидная и штокообразная. Они образуют поля сближенных тел площадью до 10 *км*^{2}. В процессе регионального метаморфизма гипербазиты почти полностью переработаны. Центральные части тел обычно сложены оталькованными, антофиллитизированными и карбонатизированными серпентинитами. Вокруг них нередко располагается асбестовая оторочка мощностью до 20 *м*, на контактах с вмещающими породами часто наблюдается зона, обогащенная вермикулитом, мощностью 1—5 *м*. Вмещающими породами для богетысайского комплекса служат преимущественно отложения талдыкской серии.

Гранитоиды второго этапа представлены мелкими штокообразными телами, сложенными среднезернистыми биотитовыми, реже лейкократовыми плагиогранитами гнейсовидного облика. Граниты залегают среди пород талдыкской серии.

С гранитными интрузиями докембрийского цикла тесно связаны многочисленные дайковые образования, среди которых наиболее широко развиты пегматитовые и кварцевые жилы и дайки гнейсо-аплитов. В пегматитовых полях Талдыкского района выделяется целый ряд жил с промышленным содержанием слюды-мусковита.

Гнейсо-аплиты изверженного происхождения, особенно представленные в дайковых фациях, макроскопически неотличимы от аплитовидных мелкозернистых парагнейсов, образовавшихся в результате гранитизации осадочных пород.

Палеозойский тектоно-магматический цикл

Магматизм начальных этапов палеозойского тектоно-магматического цикла изучен очень слабо. Особенно это касается вулканической деятельности. Поэтому метаморфизованные вулканогенные породы, представленные разнообразными зелеными сланцами и порфиритоидами, развитыми в узких, но очень протяженных грабен-синклинальных зонах, мы вынуждены отнести к условно выделяемому раннепалеозойскому тектоно-магматическому этапу. Раннепалеозойский этап соответствует времени формирования шебектинской и тойманской толщ. В составе шебектинской толщи преобладают первично туфогенные породы, эффузивы имеют подчиненное значение. Тойманская свита сложена целиком первично эффузивными породами.

Вулканическая деятельность поздних этапов палеозойского цикла достоверно известна лишь в девоне и нижнем карбоне. Так, в Домбаровской грабен-синклинали в угленосных отложениях верхнего турне Е. А. Перепечиной (1947) отмечались не только межпластовые дайки диабазов, но и небольшие покровы диабазов и их туфов.

Гораздо более интенсивная вулканическая деятельность происходила в Южных Мугоджарах, в результате которой сформировалась

http://jurassic.ru/

толща вулканогенных пород риолито(липарито)-андезитовой формации среднедевонско-раннекаменноугольного возраста.

Площади развития пород этой формации приурочены к зоне длительно развивающихся глубинных разломов в сводовой части Мугоджарского мегантиклинория, где они слагают прерывистую полосу меридионального простирания протяженностью около 125 *км* — от р. Улыталдык на юге до оз. Белькопа на севере. Т. В. Билибина (1963), впервые выделившая риолито-андезитовую формацию, отнесла ее к верхнему девону, причем указывала, что вулканогенные породы трансгрессивно залегают на гранитах Кайрактинского массива. Работами последних лет достоверно установлено, что граниты Кайрактинского массива прорывают вулканогенные породы, которые рассекаются дайками мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров, являющихся жильной фацией вышеупомянутых гранитов. В туфогенных песчаниках, переслаивающихся с туфами андезито-дацитовых порфиритов, встречена фауна каменноугольного облика. Абсолютный возраст эффузивов, определенный калий-аргоновым методом, равен 400—340 млн. лет. *.

Преобладающими породами в составе формации являются андезитовые и андезито-дацитовые порфириты и их туфы, в меньшем количестве присутствуют риолитовые фельзит-порфиры и вулканическое стекло кислых пород. Весьма характерной особенностью пород риолито-андезитовой формации является присутствие значительного количества акцессорных минералов: апатита, титаномагнетита, реже циркона, рутила и, как исключение, ортита.

Неоднородное строение основной массы лав и пирокластических пород и постоянная смещенность пепловых и лавовых выбросов сближают их с палеоигнимбритами. Излияния большей части эффузивов происходили в наземных условиях, которые в заключительные этапы частично сменялись прибрежно-морскими, свидетельством чего являются прослои туфогенных песчаников с морской фауной. Общая мощность вулканогенных пород около 1000 *м*, причем пирокластические породы преобладают под лавами.

По химизму андезитовые и андезито-дацитовые порфиры соответствуют усредненному составу авгитового и роговообманкового андезитового порфирита по Дэли. Риолитовые фельзит-порфиры и сферолитовые порфиры отвечают липариту и щелочному трахиту; для них характерна перенасыщенность кремнеземом ($Q=20$), относительно высокая роль щелочей (8—9%) и преобладание калия над натрием.

Интрузивная деятельность. В пределах Мугоджарского мегантиклинория интрузивный магматизм ордовикско-раннедевонского этапа распространен незначительно. Он представлен интрузиями гипербазитовой и габбровой формации, к которым относятся улендысайский и шолаккайрактинский интрузивные комплексы.

Улендысайский комплекс объединяет ряд мелких интрузий ультраосновных пород, к наиболее значительным среди них относятся Улендысайский и Балаталдыкский массивы.

Улендысайский массив, пространственно приуроченный к району нижнего течения р. Улендысай, образует конкордантное полого падающее в восточном направлении тело площадью 10×1,5—2 *км*. В его строении участвуют серпентиниты, талько-карбонатные и талько-тремолитовые породы, и лишь в центральной части массива отмечаются серпентинизированные перидотиты. К восточному висячему боку массива тяготеет никелевое оруденение в виде редкой вкрапленности пирротина

* Устное сообщение С. С. Карагодина (УГУ).

http://jurassic.ru/

и пентландита, заключенной в апоперидотитовых серпентинитах; содержание никеля достигает 0,4%, кобальта 0,1%.

Шолаккайрактинский комплекс габброидов включает крупный сложно построенный массив Акчеко, расположенный на водоразделе Акпансая и Кургансая, а также серию мелких массивов, встреченных в южной части Мугоджарского мегантиклинория. Массив Акчеко (площадь 80 *км*^{2}) представляет собой вытянутое в меридиональном направлении тело, залегающее среди сланцево-гнейсовой толщи докембрия. В северной части габброиды прорваны гранитами Борлинской интрузии. Массив Акчеко сложен габбро-норитами, кварцевыми габбро, кварцевыми диоритами и меланократовыми гранодиоритами, связанными между собой постепенными переходами и представляющими собой ряд непрерывной дифференциации пород. Процессы автометаморфизма габброидов выразились в полной амфиболизации пироксенов и соссюритизации плагиоклазов.

Началом магматических проявлений позднепалеозойского интрузивного магматизма в пределах Мугоджарского мегасинклинория нужно считать внедрение небольших тел ультрабазитов гипербазитовой формации, вытянутых в цепочки вдоль зон глубинных разломов, ограничивающих главным образом узкие грабен-синклинали (Балкымбайская, Тикбутакская и др.). Ультрабазиты представлены серпентинизированными перидотитами, которые в зоне гипергенеза подвергнуты процессам окремнения, окварцевания, карбонатизации и ожелезнения. Подробно ультрабазиты не изучены.

В размещении позднепалеозойских гранитных интрузий в зоне Мугоджарского мегантиклинория наблюдается закономерность, выраженная в образовании меридиональных гранитных поясов (рис. 1).

Первый гранитный пояс, — Западно-Мугоджарский, протягивается вдоль западной периферии Мугоджарского мегантиклинория и связан с глубинным разломом, разделяющим эту структуру и Западно-Мугоджарский мегасинклинорий. Большинство массивов этого пояса западной краевой частью прорывают вулканогенные породы силуро-девона, а с востока интрудируют глубоко метаморфизованные породы докембрия и нижнего палеозоя.

Второй пояс, Центрально-Мугоджарский, проходит по осевой части Мугоджарского мегантиклинория. Гранитные массивы этого пояса почти целиком локализуются среди докембрийских метаморфических пород.

Третий пояс, Восточно-Мугоджарский, связан с одноименной зоной глубинных разломов, проходящей вдоль восточной периферии Мугоджарского мегантиклинория и в северной части образующей веер из нескольких ветвей, контролирующих размещение интрузий. Бо́льшая часть гранитных массивов Мугоджар вытянута в меридиональном направлении в соответствии с общим уральским направлением структур. Исключение составляет лишь Ащисайский массив, ориентированный в субширотном направлении.

В Западно-Мугоджарский гранитный пояс входят следующие массивы (с севера на юг): Кошенсайский, Борлинский (совместно с Богетсайским) и Тастысайский. Для массивов этого пояса характерна чрезвычайная пестрота петрографического состава пород, обусловленная многофазностью формирования и широким проявлением процессов гибридизации, калиевого и натриевого метасоматоза и окварцевания.

В становлении Борлинского массива — крупнейшего в Западно-Мугоджарском поясе — достаточно четко выделяются две фазы внедрения. Первая фаза представлена мелко- и среднезернистыми диори-

http://jurassic.ru/

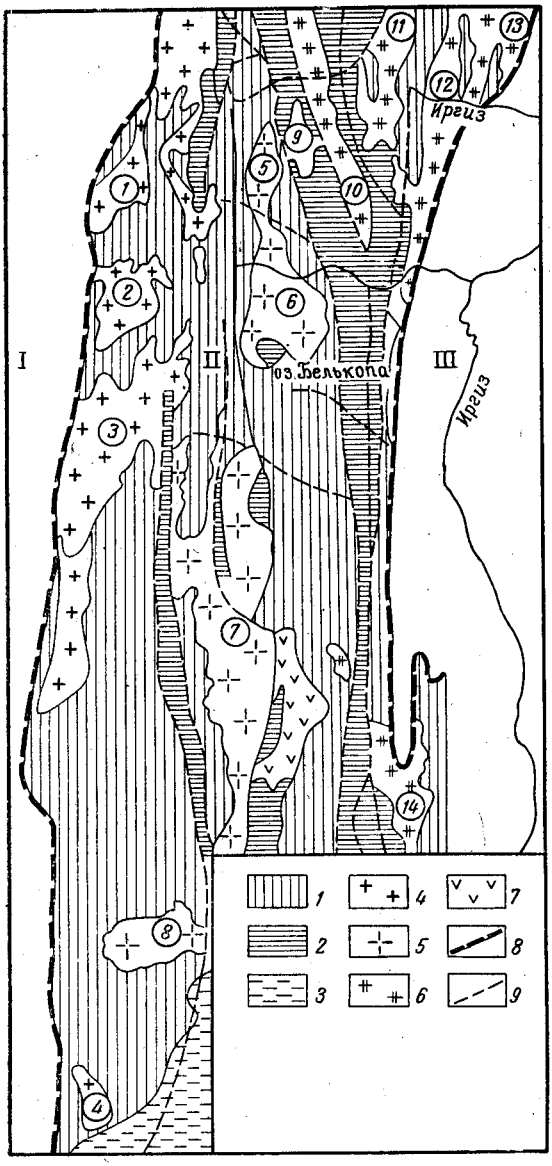


Рис. 1. Схема размещения герцинских гранитных интрузий Мугоджарского мегантиклинория

1 — породы метаморфического комплекса; *2* — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, выполняющие мегасинклинории и грабен-синклинали; *3* — площади развития мезо-кайнозойского чехла; *4* — гранитоиды Западно-Мугоджарского пояса (борлинский комплекс); *5* — гранитоиды Центрально-Мугоджарского пояса (кайрактинский комплекс); *6* — гранитоиды Восточно-Мугоджарского пояса; *7* — каледонские интрузии основного состава; *8* — границы структурных зон; *9* — разломы. *Структурные зоны: I* — Западно-Мугоджарский мегасинклинорий, *II* — Мугоджарский мегантиклинорий, *III* — Иргизский мегасинклинорий.

Гранитные массивы (цифры в кружках): 1 — Кошенсайский, 2 — Богетсайский, 3 — Борлинский, 4 — Тастысайский, 5 — Жосинский, 6 — Белькопинский; 7 — Кайрактинский, 8 — Ащисайский, 9 — Суллыкарагандинский и Аралчинский, 10 — Шотский, 11 — Актастинский, 12 — Тикбутакский и Кызылсайский, 13 — Талдысайский, 14 — Акбулаксайский

тами. Со второй фазой связано образование ортоклазо-микроклиновых биотитовых и биотито-амфиболовых гранитов, гранитов-рапакиви, аляскитовых и щелочных гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов. Граниты-рапакиви являются гибридными породами, возникшими на контакте диоритов и гранитов второй фазы, и через рапакивиобразные граниты постепенно переходят в биотито-амфиболовые граниты с порфировидной структурой. Граносиениты и кварцевые сиениты наблюдаются среди гранитов в виде обособлений неправильной формы и связаны с гранитами постепенными переходами.

Жильная серия борлинских гранитов исключительно обильна и разнообразна. В нее входят: мелкозернистые граниты, кварцевые сиениты и аплиты, диорит-порфириты, фельзит-порфиры, щелочные гранит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры.

По петрохимическим особенностям среди гранитоидов Борлинского массива преобладают породы, пересыщенные глиноземом; породы нормального ряда имеют подчиненное значение. Все породы бедны полевошпатовой известью, железом и магнием. Общее количество щелочей (8—9%) высокое, калий несколько преобладает над натрием. Содержание свободной кремнекислоты высокое (Q = =34—42).

Граниты, пересыщенные глиноземом, по сравнению со средним составом по Дэли отвечают аплитовым и аляскитовым гранитам, а нормального ряда — щелочным гранитам, резко обед-

http://jurassic.ru/

ненных темноцветными минералами. Граниты-рапакиви наиболее близки рапакиви района Питкяранты.

Нижней возрастной границей гранитоидов Борлинского массива является нижний карбон, так как на правобережье р. Орь, южнее пос. Бугетсай, граниты прорывают фаунистически охарактеризованные визейские отложения.

В гранитоидах Кошенсайского массива, представленных гранодиоритами, биотитовыми и амфиболовыми гранитами, широко проявлены процессы катаклаза и милонитизации, сопровождающиеся образованием бластических структур. Кошенсайские гранитоиды по петрохимическим особенностям являются преимущественно породами нормального ряда с некоторым преобладанием в составе щелочей натрия над калием.

Центрально-Мугоджарский пояс гранитных интрузий позднепалеозойского этапа включает Жосинский, Белькопинский, Кайрактинский и Ащисайский массивы. Состав пород здесь более однороден, чем в массивах Западно-Мугоджарского пояса. Преобладают нормальные биотитовые, амфиболо-биотитовые граниты, реже аляскитовые и щелочные граниты. Жильная серия представлена мелкозернистыми аляскитовыми участками, образующими дайки и штоки с неправильными лапчатыми ограничениями, а также гранит-порфирами. Основными акцессорными минералами в гранитах являются магнетит, апатит, циркон.

Наиболее крупный массив — Кайрактинский — приурочен к сводовой части Мугоджарского мегантиклинория, к зоне глубинных разломов, ранее, очевидно, служивших путями для подъема магмы, сформировавшей риолито-андезитовую формацию. Первая интрузивная фаза представлена среднезернистыми кварцевыми диоритами, образующими небольшой массив в среднем течении р. Есекжал; вторая фаза — различными гранитами, в которых отмечается большое количество ксенолитов кварцевых диоритов. Центральная часть массива сложена крупнозернистыми биотито-роговообманковыми микроклинпертитовыми гранитами порфировидной структуры, периферия — равномернозернистыми биотитовыми гранитами. Вдоль западной границы массива отмечается широкое развитие катакластических структур.

Как уже отмечалось выше, в последнее время установлена нижняя возрастная граница Кайрактинского интрузива, а именно к югу от р. Карабутак граниты прорывают вулканогенные породы риолито-андезитовой формации среднедевонско-раннекаменноугольного возраста.

Средний химический состав групп пород Центрально-Мугоджарского гранитного пояса характеризуется пересыщенностью глиноземом. Исключение составляют только порфировидные биотитовые граниты Белькопинского массива, относящиеся к нормальному ряду. Содержание щелочей среднее (7,5—8%), при почти повсеместном, но небольшом преобладании калия над натрием. Количество полевошпатовой извести (c) изменяется довольно в широких пределах (от 0,7 до 3). Содержание железа и магния низкое. Количество свободной кремнекислоты ($Q=33—35$) соответствует нормальному граниту Дэли.

Восточно-Мугоджарский пояс, связанный с одноименной зоной разломов, ограничивающей Мугоджарский мегантиклинорий с востока, включает группу массивов (Актастинский, Тикбутакский, Талдысайский, Шотский, Копасайский, Акбулаксайский и др.), которые сложены в основном микроклиновыми и ортоклаз-микроклиновыми биотитовыми гранитами, равномернозернистыми и порфировидными.

http://jurassic.ru/

Шотский гранитный массив представляет собой крупную интрузию трещинного типа, приуроченную к зоне Шотского грабена, выполненного отложениями нижнего карбона. Протяженность массива более 50 *км* при ширине 2—4 *км*. Породы массива в основном представлены порфировидными аляскитовыми и биотитовыми микроклиновыми гранитами. Контакты гранитов с вмещающими породами в большинстве случаев тектонические. На участках проявления дизъюнктивной тектоники граниты массива подвергались воздействию пневматолито-гидротермальных процессов (альбитизации, грейзенизации, мусковитизации, окварцеванию и т. п.). Граниты Шотского массива прорывают турнейскую толщу осадочных пород. Абсолютный возраст их, определенный калий-аргоновым методом по биотиту в лаборатории КазИМС, равен 272 млн. лет. Этот же возраст подтверждается М. А. Гаррис (1961). Необходимо отметить, что вблизи пос. Уйтас на гранитах Шотского массива отмечаются аркозовые конгломераты, состоящие почти целиком из гальки лейкократовых катаклазированных гранитов, по облику не отличимых от шотских, и сцементированные аркозовым материалом. Стратиграфическое положение конгломератов пока не ясно.

В Восточно-Мугоджарском гранитном поясе по размерам выделяется Тикбутакский массив гранитоидов, расположенный в верховьях р. Иргиз и представляющий собой гигантское дайкообразное тело протяженностью около 200 *км* при ширине 15—17 *км*. В его строении участвуют главным образом плагиоклазо-микроклиновые биотитовые граниты равномернозернистой структуры, реже лейкократовые граниты. По восточному эндоконтакту массива отмечаются биотито-роговообманковые гранодиориты и диориты, представляющие собой первую интрузивную фазу формирования массива. Из акцессориев в породах массива отмечены: гранат, монацит, ксенотим, циркон, сфен, ильменит, апатит, колумбит. Характерной особенностью пород Тикбутакского массива являются чрезвычайно широко проявленные процессы катаклаза и милонитизации с последующим огнейсованием, что еще в недавнее время служило причиной для отнесения этих гранитоидов к докембрийскому интрузивному циклу.

Породами жильной серии являются широко распространенные дайки мелкозернистых аплитовидных гранитов и пегматитовые жилы плагиоклазо-микроклинового состава с биотитом, гранатом, турмалином и изредка бериллом. Пегматитовые жилы сконцентрированы в крупные пегматитовые поля, приуроченные главным образом к восточному эндоконтакту массива и несут редкометальную минерализацию. Петрохимические особенности гранитоидов Тикбутакского массива позволяют отнести большинство из них к породам, пересыщенным глиноземом и очень бедным железом (1%) и магнием (0,1—0,4%). Количество полевошпатовой извести невелико ($c'=1—1,8$), суммарное содержание щелочей высокое (8,5%), причем калий преобладает над натрием.

Абсолютный возраст гранитов Тикбутакского массива, определенный калий-аргоновым методом, 275 млн. лет; ураново-свинцовый метод дает 300 ± 20 млн. лет (по монациту).

К наиболее молодой фазе становления Восточно-Мугоджарского гранитного пояса относится Талдысайский гранитный массив, своей северо-западной частью примыкающий к Тикбутакскому массиву. Южная часть массива подвергалась интенсивной милонитизации: граниты повсеместно превращены в сланцеватые породы с грубо- и тонкомилонитовой структурой (гранитовые сланцы). В северной части массива катаклаз и милонитизация отмечаются лишь вдоль узких зон различной протяженности, ширина которых изменяется от десятков

http://jurassic.ru/

сантиметров до сотен метров. В строении массива участвуют биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые ортоклазо-микроклиновые граниты, в небольшом количестве отмечаются плагиограниты. По структуре выделяются порфировидные и среднезернистые разновидности. Широко развит процесс альбитизации. Группа акцессорных минералов Талдысайского массива состоит из циркона, апатита, рутила, сфена, ильменита и колумбита. Породы жильной фации описываемой интрузии представлены гранит-аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами, из которых наиболее интересны в практическом смысле пегматиты, образующие Верхне-Иргизское пегматитовое поле, расположенное в экзоконтакте Талдысайского массива среди гнейсовой толщи докембрия и сложенное альбитизированными пегматитами. Изучение петрохимии Талдысайского массива показало, что он, как и большинство интрузий Мугоджарского мегантиклинория, сложен породами, пересыщенными алюминием, а содержание щелочей в них (7,5—8,5%) обычное для среднего типа гранита по Дэли; отличием является лишь преобладание натрия над калием. Геохимическое изучение указывает на редкометальную специализацию массива по совокупности таких элементов, как ванадий, цирконий и ниобий.

О возрасте Талдысайского гранитного массива точные геологические сведения отсутствуют. Результаты определений абсолютного возраста различных образований Талдысайского массива дают весьма большой временной разброс, но преобладают значения в интервале 230—270 млн. лет.

Акбулакский гранитный массив, расположенный в самой южной части Восточно-Мугоджарского пояса, представлен преимущественно крупнопорфировидными, участками огнейсованными биотитовыми и двуслюдяными, реже лейкократовыми гранитами. Акцессорные минералы в гранитах представлены магнетитом, цирконом, апатитом, сфеном, колумбитом, монацитом и ортитом. Граниты характеризуются высоким содержанием щелочей (8—9,5%), незначительным преобладанием калия над натрием и относятся к нормальному ряду по петрохимическим данным.

В целом позднепалеозойские гранитоиды Мугоджарского мегантиклинория, занимая различное геологоструктурное положение, довольно четко различаются по своим петрохимическим, геохимическим и металлогеническим особенностям.

Породы Центрально-Мугоджарского пояса наиболее богаты кремнеземом и титаном. Гранитоиды Восточно-Мугоджарского пояса обогащены щелочами и бедны титаном, марганцем и магнием. Западно-Мугоджарский пояс имеет промежуточные петрохимические характеристики пород. Наряду с возрастанием суммы щелочей в гранитоидах при движении с запада на восток, увеличивается и роль натрия по сравнению с калием, достигая максимума в плагиогранитах малых интрузий. Содержание таких элементов-примесей, как медь, цинк, никель и стронций, убывает в восточном направлении от Западно-Мугоджарского к Восточно-Мугоджарскому поясу, содержание же других элементов (олово и галлий) в этом же направлении закономерно возрастает.

С гранитоидами Мугоджарского мегантиклинория связаны рудопроявления молибдена и вольфрама, ниобия, тантала и золота различных генетических типов и различных по масштабу оруденения.

В гранитных массивах Западно-Мугоджарского пояса имеют место концентрации молибдена, вольфрама и золота, которые фиксируются как непосредственно в рудопроявлениях южной части Борлинского

http://jurassic.ru/

массива, так и по многочисленным ореолам рассеяния. Рудопроявления золота представлены кварцевыми жилами.

Граниты Восточно-Мугоджарского пояса характеризуются повышенным содержанием ниобия, тантала и циркония. С гранитными массивами этого пояса связаны поля редкометальных пегматитов. Здесь же выявлено поле вольфрамо-молибденовых кварцевых штокверков. В целом граниты Восточно-Мугоджарского пояса несут наиболее многочисленную и наиболее богатую редкометальную минерализацию.

Несколько обособленное положение в истории магматизма Мугоджар занимают щелочные породы, выделенные в самостоятельный борсыкайский комплекс. Интрузии борсыкайского комплекса образуют пояс щелочных массивов, прослеженных по восточной периферии Мугоджарского мегантиклинория в меридиональном направлении, в зоне Старо-Карабутакского глубинного разлома, более чем на 60 *км*. К этому поясу приурочены (с юга на север): Борсыкайский массив щелочных и нефелиновых сиенитов, Карасырский массив щелочных сиенитов, Уймолинское поле граносиенит-порфиров и Приозерный массив сиенитов и щелочных гранитов. Таким образом, в направлении с юга на север в пределах зоны развития щелочных пород наблюдается общее постепенное изменение состава их в сторону уменьшения щелочности.

Щелочные породы борсыкайского комплекса пространственно тесно связаны с породами гранитного ряда, в частности с гранитоидами Восточно-Мугоджарского гранитного пояса. В то же время они не имеют с ними постепенных переходов, отделены от гранитов во времени формирования и, таким образом, представляют собой вполне самостоятельную, наиболее позднюю фазу интрузивного магматизма Мугоджар с возрастной границей, по данным определения абсолютного возраста, в 232—250 млн. лет (Гаррис и др., 1961).

Наиболее изученный Борсыкайский массив сложен амфиболовыми и биотитовыми сиенитами, которые прорываются сериями жильных тел нефелиновых сиенитов. В зоне эндо- и экзоконтакта массива широко развит жильный комплекс пород, представленный сиенит-аплитами, сиенит-порфирами и сиенит-пегматитами. Нефелиновые сиениты разделяются по составу темноцветных минералов на биотитовые, амфиболовые и пироксеновые, по структуре среди них выделяются все разности от аплитов до пегматитов. По минеральному составу и соотношению петрогенных элементов нефелиновые сиениты относятся к миаскитовому типу и очень близки к аналогичным породам вишневогорско-ильменского комплекса. По степени альбитизации четко выделяются нефелиновые сиениты, альбитизированные либнеритизированные сиениты и альбититы.

Основными петрохимическими и геохимическими особенностями щелочных пород Борсыкайского массива являются следующие: 1) большая роль щелочей во всех породах и значительное превышение содержания натрия над калием в нефелиновых сиенитах, 2) незначительная роль кальция в формировании пород; 3) малая роль титана и, как следствие, редкость или полное отсутствие его минералов в породах; 4) малая роль углекислоты и воды в постмагматических процессах; 5) проявление акцессорной иттриевой минерализации в щелочных породах и пегматитах; 6) широкое распространение минералов марганца в нефелиновых сиенитах и наличие его в виде существенной примеси в породообразующих минералах, а также в акцессорных; 7) широкое распространение минералов тория (в виде акцессориев) в нефелиновых сиенитах; 8) повышенное содержание редких земель (в виде акцессорных минералов) в породах щелочного комплекса.

http://jurassic.ru/

Установлено, что в ряду щелочных пород борсыксайского комплекса нефелиновый сиенит — щелочной сиенит — граносиенит-аплит — щелочной гранит наиболее высокую концентрацию редких металлов, интересную в практическом отношении, несут субщелочные разности. Проведенными исследованиями по изучению зависимости содержания ниобия от степени альбитизации пород было установлено (Волошин, 1966), что альбитизация на более поздних стадиях натриевого метасоматоза уже не сопровождается увеличением концентрации ниобия, а, наоборот, ведет к значительному обеднению породы этим элементом. Этот вывод имеет определенное практическое значение для правильной ориентации поисковых работ.

Таким образом, щелочная провинция Урала не ограничивается районом Вишневых и Ильменских гор, а протягивается далеко на юг, в Мугоджары, где также представляет интерес в смысле своей редкометальной рудоносности.

ИРГИЗСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ

Магматические породы, развитые в пределах Иргизского мегасинклинория, относятся к палеозойскому тектоно-магматическому циклу, который разделяется на ордовикско-раннедевонский (?), среднедевонско-раннетурнейский и позднетурнейско-намюрский этапы.

В среднедевонско-раннетурнейском этапе возможно выделить среднедевонский и позднедевонско-раннетурнейский подэтапы. Позднетурнейско-намюрский этап представлен лишь средневизейско-намюрским подэтапом.

Выделямый условно ордовикско-раннедевонский этап характеризуется проявлениями базальтового вулканизма, в результате которого была сформирована толща эффузивов основного состава с прослоями и пачками кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, превращенных в процессе регионально-контактового метаморфизма в зеленые (альбито-актинолито-кварцевые, альбито-эпидото-кварцевые и др.) сланцы, а в нижних частях разреза — в полевошпато-роговообманковые сланцы и биотито-амфиболовые гнейсы (нижнее течение р. Узынкайракты). Более поздние магматические проявления этого этапа известны в виде силлоподобных послойных тел диабазов в толще углистых филлитов и метаморфизованных песчаников, лежащих согласно на зеленых сланцах.

Продукты среднедевонского вулканизма известны лишь в северной части мегасинклинория, в верховьях р. Иргиз, где они представлены метаморфизованными миндалекаменными диабазами, а чаще зелеными сланцами. Среднедевонский, живетский, возраст пород устанавливается по находкам спорово-пыльцевых комплексов в прослоях углисто-кремнистых сланцев среди эффузивов (Костик, 1965). Условно среднедевонскими считают шаровые лавы миндалекаменных базальтовых порфиритов, обнажающиеся в нижнем течении р. Кияктысай. Своеобразие этих образований заключается в полном отсутствии темноцветных минералов как во вкрапленниках, так и в основной массе (за исключением хлорита, развитого по стекловатому мезостазису), и в интенсивном окварцевании пород.

По химизму среднедевонские эффузивы характеризуются преобладанием железа над магнием, повышенной щелочностью (3,5—4,5%), резким преобладанием натрия над калием и пониженным содержанием полевошпатовой извести, что приближает их к спилитовой серии.

Характерной особенностью среднедевонских вулканогенных пород является сравнительно высокая степень метаморфизма их и неравно-

http://jurassic.ru/

мерность его проявления. Участками проявлен регионально-контактовый метаморфизм, выразившийся в образовании ассоциации минералов фации зеленых сланцев, а породы эпидото-амфиболитовой фации приурочены к узким зонам интенсивного рассланцевания, связанным с многочисленными разрывными нарушениями и частично контактовыми воздействиями интрузивов. Вулканическая деятельность позднедевонско-раннетурнейского подэтапа фиксируется пачками туфов андезито-дацитовых порфиритов среди полимиктовых песчаников и глинистых сланцев того же возраста. Туфы имеют наземный облик, о чем свидетельствуют следы дождевых капель (пизолитовые туфы) на поверхностях напластования и многочисленные отпечатки флоры. Весьма вероятно, что упомянутые туфы являются «отголосками» интенсивной вулканической деятельности в пределах Мугоджарского мегантиклинория, сформировавшей мощную пачку эффузивно-пирокластических пород риолито-андезитовой формации.

Интрузии описываемого этапа отнесены к перидотитовой и габбровой формациям. Интрузии перидотитовой формации распространены довольно широко, образуя три обособленных зоны развития гипербазитов: Карабутакскую, Егакаринскую и Бурыктальскую, отчетливо фиксирующихся положительными аномалиями магнитного и гравитационного полей.

В Карабутакской зоне, на границе с Мугоджарским мегантиклинорием, выявлено значительное количество тел ультраосновных пород, наиболее крупным из которых является массив Бильге, сложенный главным образом дунитами и гарцбургитами. На юге Карабутакской зоны серпентиниты были вскрыты картировочной скважиной в Карашолакской мегантиклинали в 60 *км* к северо-востоку от г. Челкар.

В Егакаринской зоне пока изучена лишь Соркольская интрузия, в строении которой участвуют перидотитовые серпентиниты, бедные никелем. Южнее Соркольского массива прослеживается группа гравитационных и магнитных аномалий, по-видимому, обусловленных телами ультраосновных пород. Они уходят на юг в район Северного Приаралья. Некоторые из них были проверены одиночными буровыми скважинами; при разбуривании Бесобинской магнитной аномалии выявлен крупный гипербазитовый массив.

Металлогеническая специализация Бурыктальской зоны четко проявлена в промышленных концентрациях силикатных никеле-кобальтовых руд. В частности, промышленное содержание никеля установлено в Богеткольском массиве, расположенном в южной части Бурыктальской зоны ультраосновных интрузий и сложенном серпентинизированными дунитами и перидотитами. Возраст интрузий перидотитовой формации считается раннекаменноугольным, так как они нигде не прорывают отложений моложе нижнего турне, а галька ультраосновных пород встречена в туфогенных конгломератах поздневизейского возраста на р. Кияктысай. Мнение о их более молодом, послераннекаменноугольном возрасте (Киселев и др., 1966) не подтверждается фактическим материалом.

К образованиям габбровой формации отнесены габброидный массив Текелетау и многофазный Аксуатский массив. Массив Текелетау вытянут в северо-восточном направлении, занимая площадь около 130 *км*^{2}. По составу массив неоднороден, бо́льшая часть его сложена амфиболизированным габбро, в подчиненном количестве отмечаются габбро-нориты, часто серпентинизированные, кварцевое габбро и габбро-диориты. В зонах разрывных нарушений габбро превращено в габбро-амфиболиты. Между перечисленными разновидностями наблюдаются постепенные переходы. Несколько обособленное положение

http://jurassic.ru/

в массиве занимают серпентиниты, образующие небольшие по площади тела в виде штоков и даек. Выделяются хризотиловые и антигоритовые серпентиниты. Часто они интенсивно силицифицированы. Взаимоотношения их с габброидами неясны.

Многофазный Аксуатский массив представляет собой непрерывную серию дифференциации: пироксениты — габбро-нориты — габбро-диориты — плагиограниты — гранодиориты — микроклиновые граниты. Между всеми перечисленными разновидностями пород наблюдаются рвущие контакты. Преимущественно развиты диориты и плагиограниты. Габбро образует серию небольших штокообразных или причудливой формы тел часто порфировидной структуры, иногда с небольшим количеством кварца. Микроклиновые граниты лейкократового облика встречены вблизи юго-восточной границы массива.

Химизм интрузивных пород не изучен. Возраст их предположительно принят как позднедевонско-раннетурнейский на том основании, что они прорывают вулканогенные и осадочные породы среднего и верхнего девона.

Интенсивная вулканическая деятельность в пределах Иргизского синклинория отмечается в позднем визе—намюре. В этот период была сформирована мощная (до 2000 *м*) толща вулканогенных пород, представляющих собой контрастную серию спилит—липарит с преобладанием вулканитов основного состава. Прослои и линзы известняков содержат фауну позднего визе—намюра.

Продукты основного вулканизма представлены преимущественно лавами афирового и порфирового облика, пирокластический материал, обычно тонкообломочный, составляет не более 20% общего объема пород. Андезито-дацитовые порфириты и липаритовые порфиры слагают протяженные на десятки километров покровы мощностью в первые сотни метров, образованные лавами и лавовыми брекчиями. Прослои туфов очень редки. В нижних частях наиболее мощных горизонтов лавовых брекчий смешанного состава часто заметно грубополосчатое сложение, а породы по внешнему виду напоминают игнимбриты, которые в последнее время обнаружены на многих медноколчеданных рудных полях Урала.

Эффузивы основного состава образуют потоки шаровых лав, в цементе которых часто отмечаются осадочные породы — известняки, кремнистые алевролиты. Наличие известняков и кремнистых алевролитов с морской фауной и преимущественно зеленокаменный характер изменения вулканогенных пород основного состава свидетельствуют о подводном характере излияний. Вулканиты кислого состава изливались в наземных условиях. Эффузивная деятельность сопровождалась образованием большого количества субвулканических тел преимущественно основного состава в виде даек, штоков и лакколитов.

Площади развития нижнекаменноугольных вулканогенных пород сопровождаются огромным количеством даек диабазов, которые в виде протяженных поясов залегают в более древних отложениях и являются, очевидно, корнями вышеописанных эффузивов. Насыщенность дайками вмещающих пород достигает 70—90%.

К концу намюра вулканическая деятельность, очевидно, полностью прекращается. Небольшие вспышки вулканизма отмечены и в среднем карбоне, они приурочены к зонам глубинных разломов и представлены андезитами.

По химизму нижнекаменноугольные эффузивы соответствуют типичной серии: спилит—кварцевый липарит. Для основных членов ряда характерны значительное колебание содержания SiO_2 (47—57%),

http://jurassic.ru/

преобладание железа над магнием, высокое содержание титана (1,5—2,2%), повышенная щелочность (5,5—6,0%), резкое преобладание натрия над калием, пониженное содержание полевошпатовой извести. Величина анортитового числа (a) изменяется в широких пределах от 10 до 40%, что свидетельствует о неравномерной альбитизации подушечных лав.

С нижнекаменноугольными эффузивами пространственно связаны медноколчеданные рудопроявления.

Вулканогенные породы претерпели интенсивный зеленокаменный метаморфизм с повсеместным образованием таких минералов, как альбит, хлорит, актинолит, серицит, эпидот, пумпеллиит, уралит, кальцит, пренит. Часто отмечается рассланцевание пород. Характерно, что в эффузивах пироксен лишь хлоритизирован, в то время как в дайках — корнях эффузивов — пироксен замещается зеленой (не уралитовой) роговой обманкой, причем степень амфиболизации зависит от глубины эрозионного среза. По всей вероятности, интенсивное зеленокаменное перерождение вулканогенных пород связано с присутствием в них медноколчеданного оруденения.

Интрузивная деятельность, по Е. А. Мазиной (1966 г.), позднетурнейско-намюрского этапа проявилась в формировании пород габбро-гранитной формации. Интрузии габбро-гранитной формации представляют собой секущие трещинные тела, дискордантные по отношению к вмещающим породам. Преобладают крутопадающие штоки, реже встречаются лакколитообразные тела, вытянутые вдоль разломов. Интрузивы залегают в двух субмеридиональных зонах, соответствующих Миялинскому и Соркольскому глубинным разломам. Интрузивные тела имеют гипабиссальный характер, о чем свидетельствуют порфировидные структуры, отсутствие микроклина среди калишпата, наличие микропегматита, зональный характер плагиоклаза.

Существенным признаком рассматриваемой формации является ассоциация габбро и гранитов в пределах единых массивов. Резко преобладают граниты, габбро распространены весьма ограниченно, а породы промежуточного состава имеют гибридный характер. Формирование интрузий происходило в две фазы: в первую формировались габбро, во вторую — граниты. Габбро инъецируется гранитным материалом, который рассекает его сетью маломощных прожилков с образованием эруптивных брекчий. В гранитах содержится большое количество ксенолитов. На контакте с габбро и в краевых фациях гранитов, обогащенных ксенолитами, отчетливо выражены характерные для формации явления гибридизма и ассимиляции. Породы жильной серии представлены аплитами, микрогранитами, гранит-аплитами. Дайки второго этапа представлены микродиабазами и гранит-порфирами. Граниты по химизму характеризуются следующими особенностями: 1) несколько пониженной щелочностью за счет K_2O (a равно 11,7—13,5) и постоянным преобладанием натрия над калием (n редко меньше 67); 2) лейкократовым характером (b изменяется в пределах 3,6—3,7), 3) резко пониженным содержанием полевошпатовой извести (c колеблется от 0,6 до 2,3). Габбро обладают непостоянным химическим составом, с резкими колебаниями в содержании большинства окислов.

В контактовых ореолах интрузий визе-намюрские вулканиты скарнированы, эпидотизированы, амфиболизированы и хлоритизированы. Мощность зон метасоматических изменений достигает 100—150 *м*. С зонами скарнирования ассоциирует магнетитовое оруденение.

По структурным и петрохимическим особенностям описываемые интрузии весьма сходны с интрузиями магнитогорского комплекса.

http://jurassic.ru/

Время формирования интрузий предположительно определяется как средний карбон, так как они прорывают фаунистически охарактеризованные отложения позднего визе—намюра. Абсолютный возраст гранитов равен 317 млн. лет.

ЗАУРАЛЬСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ

Зауральский мегантиклинорий является крайним восточным структурным элементом Мугоджар и входит в описываемую территорию своей западной частью. Изучен этот район очень слабо, так как породы фундамента почти полностью перекрыты отложениями палеогена. К ордовикско-раннедевонскому этапу вулканизма в пределах Зауральского мегантиклинория условно отнесены зеленокаменно измененные эффузивы базальтовой формации, залегающие среди терригенных пород.

Интрузивные образования этого района отнесены к гранодиоритовой субформации позднепалеозойской гранитной формации Урала. Интрузивы этой формации (массивы Сулаккаринский, Теректинский, Каракольский, Аккольский и др.) приурочены главным образом к зоне граничного глубинного разлома, отделяющего Зауральский мегантиклинорий от Иргизского мегасинклинория, глубоко заходя в пределы последнего. Они представлены крупнозернистыми биотито-роговообманковыми гранодиоритами (первая фаза) и среднезернистыми биотитовыми гранитами (вторая фаза), между которыми отмечаются интрузивные контакты. Выделяются массивы однофазные (Теректинский, Сулаккаринский, Аккольский) и двухфазные (Каракольский). В западной части самого крупного Каракольского массива среди гранодиоритов наблюдается большое количество ксенолитов состава микроклиновых гранитов с микропегматитовой структурой, аналогичных выделяемым в составе габбровой формации Иргизского мегасинклинория. Размеры ксенолитов варьируют от нескольких квадратных сантиметров до 5—10 $м^2$. Граниты Каракольского массива, слагающие его юго-восточную часть, обладают по сравнению с гранодиоритами повышенной магнитной восприимчивостью. В небольшом количестве присутствуют диориты, представляющие собой продукты ассимиляции гранодиоритовой магмы вмещающих основных эффузивов визе—намюра. Жильная серия представлена пегматитами, мелкозернистыми гранитами и гранодиорит-порфирами и кварцевыми жилами.

О химизме гранитоидов данных нет. Для пород гранодиоритовой субформации отчетливо намечается вольфрамо-молибдено-медно-цинковая металлогеническая специализация.

В заключение обзора магматических проявлений по каждой структурно-фациальной зоне можно отметить следующие закономерности, характерные для палеозойского магматизма описываемой части Западного Казахстана.

1. По мере развития палеозойской геосинклинали максимумы магматических проявлений перемещались с запада на восток. В западной части региона, в Косистекско-Аксуйской, Кемпирсайской и Западно-Мугоджарской структурно-фациальных зонах, наиболее мощные магматические проявления произошли в ордовикско-нижнедевонский этап, в то время как в восточных структурных зонах — Мугоджарской, Прииргизской и Зауральской — максимумы палеозойского магматизма связаны в основном с каменноугольным и верхнепалеозойским магматическими этапами.

2. Для палеозойского вулканизма характерны следующие особенности:

http://jurassic.ru/

а) вулканическая деятельность приурочена преимущественно к прогибам (Косистекско-Аксуйский, Западно-Мугоджарский и Прииргизский), в поднятиях проявления вулканизма незначительны;

б) внутри каждого этапа состав продуктов вулканизма постепенно менялся от основного к более кислому, хотя преобладают везде вулканогенные породы основного состава. Для всего палеозойского цикла такую закономерность установить не удается;

в) в составе вулканитов эффузивные образования резко преобладают над пирокластическими;

г) формирование вулканогенных пород происходило преимущественно в подводных условиях.

3. Для интрузивных пород региона общие выводы могут быть сведены к следующему:

а) в эволюции интрузивного магматизма палеозойского цикла намечается определенная направленность в изменении состава пород от основных к кислым и щелочным. В начальные этапы развития преобладают гипербазиты и габброиды, в конечные — гранитоиды;

б) интрузивные тела приурочены главным образом к зонам долгоживущих глубинных разломов, расположенных на границе прогибов и поднятий. Весьма вероятно, что эти же разломы служили путями для подъема магмы, сформировавшей эффузивные породы.

4. С разными циклами и этапами и различными формациями эффузивного и интрузивного магматизма генетически связаны месторождения и рудопроявления хрома, никеля, меди, золота, редких металлов и других полезных ископаемых, в том числе:

а) с позднепротерозойскими интрузиями гипербазитов в Мугоджарах — месторождения антофиллит-асбеста;

б) с вулканогенными породами среднедевонского этапа — крупные месторождения медноколчеданных руд, а с малыми интрузиями плагиогранитов этого этапа — месторождения золота;

в) с ультраосновными интрузиями кемпирсайского комплекса — крупнейшие месторождения хрома и никеля;

г) с габброидами велиховского интрузивного комплекса — месторождения титаномагнетитовых руд с платиноидами;

д) с гранитоидами иргизского комплекса — железорудные месторождения в скарнах;

е) с позднепалеозойскими гранитоидами — месторождения золота и редких металлов;

ж) со щелочными породами — редкометальные оруденения.

МЕТАМОРФИЗМ

В пределах Казахстанской части Урала широко представлены все виды метаморфических изменений пород, но наиболее полно проявлены процессы регионального метаморфизма. Особенно интенсивному метаморфизму подвергались докембрийские толщи Мугоджарского мегантиклинория, по данным изучения которых составлена настоящая глава.

В докембрии Мугоджар выделяются две метаморфические серии пород: южномугоджарская (нижняя) и талдыкская (верхняя). Узынкайрактинская серия отнесена к нижнему палеозою.

Метаморфические породы южномугоджарской и талдыкской серий слагают бо́льшую часть Мугоджарского мегантиклинория, они представлены гнейсовидными гранитами, разнообразными гнейсами, мигматитами, амфиболитами, кварцитами и кристаллическими сланцами.

http://jurassic.ru/

Преобладают плагиогнейсы — биотитовые, двуслюдяные, амфиболовые, гнейсы с гранатом, силлиманитом и др.

Метаморфические породы Мугоджар принадлежат к фации зеленых сланцев и альмандино-амфиболитовой фации, некоторые породы условно можно отнести к гранулитовой фации метаморфизма.

Ниже дана характеристика пород различных метаморфических фаций, рассмотрены петрохимия и петрология главных типов метаморфических пород (гнейсов и амфиболитов), обсуждаются значения их абсолютного возраста, приводятся этапы тектоно-магматической активности в Мугоджарах и дано сравнение их с таковыми для соседних регионов. Кратко рассмотрены также некоторые структурные особенности метаморфических пород и виды метаморфизма, процессы мигматизации, гранитизации и связь метаморфизма с образованием пегматитов.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ АЛЬМАНДИНО-АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

Главная масса метаморфических пород Мугоджар относится к альмандино-амфиболитовой фации метаморфизма. Все породы южномугоджарской и талдыкской серий метаморфизованы в условиях этой фации. Наиболее распространены среди них плагиогнейсы, широко развиты амфиболиты и в меньшей степени — кристаллические сланцы и кварциты. Среди плагиогнейсов преобладают биотитовые плагиогнейсы, реже встречаются амфиболовые, амфиболо-биотитовые, гранато-биотитовые, силлиманитовые, двуслюдяные и другие гнейсы.

Биотитовые плагиогнейсы — светлые средне- и крупнозернистые породы с типичной гнейсовидной текстурой. Они характеризуются гранобластовой и лепидогранобластовой структурой и состоят из плагиоклаза № 20—32 (40—60%), кварца (20—30%), биотита (10—20%), граната (0—10%). Акцессорные минералы: циркон, апатит, рутил, магнетит. Гранат замещается биотитом, мусковит развит неравномерно и замещает биотит.

Среди амфиболитов в зависимости от минерального состава можно выделить несколько разностей: собственно амфиболиты, пироксеновые амфиболиты, гранатовые амфиболиты и очень редко биотитовые амфиболиты. Текстура пород массивная и полосчатая, характерны гранобластовая, нематогранобластовая и порфиробластовая структуры. Минеральный состав амфиболитов колеблется в широких пределах: плагиоклаза (№ 32—42) 15—50%; роговой обманки 35—85%; кварца 0—10%; граната 0—20%; салита 0—25%; биотита 0—10%. Акцессорные минералы представлены сфеном, магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом и ортитом. Более основные плагиоклазы (№ 40—42) типичны для пироксеновых и гранатовых амфиболитов. Характер и оптические свойства амфиболов из амфиболитов разных серий приводятся в табл. 4.

Среди метаморфических пород Мугоджар важно отметить кварциты и кварцитовидные породы. Особенно интересны графитистые кварциты, которые благодаря своему темному цвету и прочности являются важнейшим маркирующим горизонтом в регионе. Графитистые кварциты состоят на 70—95% из кварца и на 5—25% из графита. Изредка они содержат мусковит (2—10%) и акцессорные минералы: апатит, рутил, магнетит. Интересно, что по мере усиления степени метаморфизма происходит увеличение размера зерен кварца и графита, графит из пылевидных скоплений образует все более крупные чешуйки и количество его уменьшается (возможно, что это кажущееся явление в шлифах, так как тонкую пыль трудно учесть количественно). Графи-

http://jurassic.ru/

Таблица 4

Характер амфибола и плагиоклаза в амфиболитах Мугоджар

Серии	Характер амфибола	Окраска по *Ng*	2*V*	*c* : *Ng*	Характер плагиоклаза
Узынкай-рактинская (верхняя)	Актинолит	Бледно-зеленая, бледно-голубовато-зеленая	(—) 81—84°	16—23°	Альбит
Талдыкская (средняя)	Буровато-зеленая роговая обманка	Бледно-буроватая, часто зональная с голубовато-зеленой каймой и бурым ядром	(+) 85—92°	10—21°	Зональность обратная: центральная часть — олигоклаз № 23—26, периферическая — олигоклаз-андезин № 29—31
	Голубовато-зеленая роговая обманка	Голубовато-зеленая разной интенсивности	(—) 67—75°	17—20°	Олигоклаз-андезин № 29—37
Южно-Мугоджарская (нижняя)	Голубовато-зеленая роговая обманка	Голубовато-зеленая, зеленая разной интенсивности	(—) 66—73°	16—23°	Андезин № 32—40
	Бурая роговая обманка	Бурая, зеленовато-бурая	(—) 78—84°	12—22°	Андезин № 35—45

тистые кварциты массивной текстуры в процессе метаморфизма приобретают полосчатое строение. Ранее была показана возможность расчленения графитистых кварцитов разных метаморфических серий Мугоджар по содержанию в них азота и дан изотопный состав углерода графита (Миловский и Волынец, 1967).

Помимо графитистых кварцитов в регионе известны светлые кварциты (без графита), а также слюдистые кварциты.

Наибольшим распространением среди кристаллических сланцев пользуются двуслюдяные и биотитовые, хотя в отдельных районах распространены также амфиболовые, кианитовые, ставролитовые, фибролитовые, слюдяно-гранатовые и прочие разновидности.

Плагиогнейсы Мугоджар характеризуются двумя главными парагенетическими ассоциациями минералов: 1) биотит — гранат — плагиоклаз — кварц; 2) биотит — плагиоклаз — кварц. Иногда встречаются гнейсы с силлиманитом.

Для кристаллических сланцев типичны следующие минеральные ассоциации: 1) кианит—ставролит—плагиоклаз—биотит—кварц; 2) гранат—биотит—плагиоклаз—кварц; 3) биотит—кианит—плагиоклаз—кварц; 4) биотит—ставролит—плагиоклаз—кварц.

Парагенетические ассоциации плагиогнейсов и кристаллических сланцев соответствуют альмандино-амфиболитовой фации. Причем первые отвечают силлиманито-альмандиново-мусковитовой, а вторые — наиболее низкой, ставролито-альмандиновой субфации. О метаморфизме довольно высоких ступеней амфиболитовой фации свидетельствует и состав гранатов с высокой альмандиновой, средней пироповой

http://jurassic.ru/

и низкой спессартиновой составляющими (Myashiro, 1953) (табл. 5). Причем с увеличением степени метаморфизма содержание марганца в гранатах уменьшается, а закисного железа увеличивается.

Таблица 5

Состав гранатов из метаморфических пород Мугоджар

Окислы и минералы	Гранато-биотитовый плагиогнейс (Обр. 654)	Кристаллический сланец с гранатом (Обр. 508)	Гранатовые амфиболиты	
			обр. 606ж	обр. 140/1
TiO_2	0,38	0,42	0,56	0,67
Al_2O_3	20,52	21,87	18,42	20,83
Fe_2O_3	7,57	4,17	7,92	3,66
FeO	26,19	24,93	22,72	25,19
MnO	1,70	5,68	1,70	1,70
MgO	5,35	4,25	5,58	5,00
CaO	1,40	1,43	5,18	4,68
Сумма	100,61	99,89	100,26	99,22
Альмандин	70,9	64,0	57,0	62,0
Пироп	21,0	17,0	22,0	19,7
Спессартин	3,7	12,7	3,7	4,0
Гроссуляр	0,5	6,3	3,8	8,0
Андрадит	3,5	—	13,5	6,3

Примечания. Обр. 654 — южно-мугоджарская серия, р. Каинды; обр. 508 — талдыкская серия, р. Борлы; обр. 606ж — южно-мугоджарская серия, р. Улыталдык; обр. 140/1 — талдыкская серия, р. Кандыкара.

В настоящее время имеются некоторые данные, свидетельствующие о том, что степень метаморфизма пород талдыкской и южно-мугоджарской серий несколько убывает по направлению с юга на север. Так, по простиранию главных структур с юга на север уменьшается количество пород с силлиманитом и кианитом и увеличивается роль кристаллических сланцев и кварцитов за счет гнейсов. Процессы гранитизации наиболее сильно проявлены также на юге Мугоджар.

Таким образом, создается впечатление, что наиболее глубоко метаморфизованные породы характерны для самых южных районов Мугоджар (бассейны рек Улыталдык, Каинды и Карасай). Характерно и весьма широкое распространение в этих местах мигматитов и так называемых «инъекционных» гнейсов. Все это свидетельствует о некотором уменьшении интенсивности процесса регионального метаморфизма в северном направлении, и дальнейшие исследования, возможно, выявят метаморфическую зональность.

Характеризуя породы альмандино-амфиболитовой фации, надо иметь в виду, что интенсивность метаморфизма некоторых пород близко отвечает гранулитовой фации. Об этом могут свидетельствовать отдельные глубоко метаморфические породы, в которых отсутствуют гидроксилсодержащие минералы (амфибол, биотит). К ним относятся гранулиты — породы, нередко описываемые в Мугоджарах как «аплитовидные породы» и аплито-гнейсы (Фонарёв и др., 1966). Гранулиты — среднезернистые светлоокрашенные породы, состоящие из

http://jurassic.ru/

плагиоклаза № 20—32 (10—35%), микроклин-микропертита (15—50%), кварца (20—40%), титаномагнетита (2—3%, реже более). Наблюдается замещение плагиоклаза микроклином. В очень небольших количествах присутствуют биотит (до 5%) и амфибол. В гранулитах бассейна р. Кандыкара обнаружен моноклинный пироксен. Из акцессорных минералов гранулиты содержат циркон и рутил. Структура пород гранобластовая, текстура неяснополосчатая, массивная. Полосчатость выявляется, в частности, в цепочечном расположении зерен магнетита.

Хорошо прослеживаются постепенные переходы гранулитов к породам, в которых линзы грубозернистого кварца перемежаются тонкозернистыми агрегатами полевых шпатов. Такие породы условно ранее назывались «полевошпатовыми кварцитами» (Фонарев и др., 1966). Состав их: плагиоклаз № 10—30 (25—40%), микроклин (5—40%), кварц (45—65%), очень редки магнетит, биотит, мусковит, акцессорные минералы (циркон и рутил). Структура пород бластопсаммитовая, переходная к гранобластовой, текстура грубополосчатая в крупнозернистых разностях пород и тонкополосчатая в мелкозернистых. Эти породы имеют облик метаморфизованных первично осадочных пород. Об их осадочном происхождении свидетельствуют геологическое положение: согласное переслаивание с кварцитами и гнейсами, четкая полосчатость, химический состав, отвечающий составу аркозовых песчаников, реликтовая бластопсаммитовая структура и перекристаллизованный цемент. К этим породам, вероятно, применим термин «лептит». Происхождение описанных выше пород за счет аркозовых песчаников устанавливается достаточно четко (Фонарев и др., 1966).

В гранулитах удается установить, что магнетит замещается биотитом, а гранулиты с магнетитом постепенно переходят в мелкозернистые биотитовые гнейсы (р. Карасай). Условным можно считать отнесение гранулитов к гранулитовой фации (нет водных минералов), а биотитовых гнейсов — к альмандино-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. При этом интересно, что гранулиты слагают характерные пологие куполообразные структуры (водораздел рек Каинды и Карасай), а биотитовые гнейсы находятся в периферических частях подобных куполов.

Косвенно на принадлежность пород региона к гранулитовой фации могут указывать находки эклогитоподобных пород в бассейнах рек Кандыкара и Улыталдык, а также находки сапфирина среди глубоко метаморфизованных толщ *. Эклогитоподобные породы пространственно связаны с гранулитами и находятся в одной и той же толще. Это темно-зеленые массивные мелкозернистые образования, часто с гранатом. Они характеризуются порфиробластовой и гранобластовой мозаичной структурами. Породы состоят из моноклинного пироксена (45%), амфибола (25%), плагиоклаза (10%), граната (5%), среди акцессориев преобладает рутил. Плагиоклаз представлен андезин-лабрадором № 48—52. Пироксен по составу отвечает диопсид-жадеиту ($c—Ng=38°$, $(+)2V=72°$, $Ng—Np=0{,}023$). Амфибол представлен бурой и бледно-голубовато-зеленой роговой обманкой. Бурая роговая обманка ($(-)2V=80—90°$, $c:Ng=27°$, $Ng—Np=0{,}022$) замещается голубовато-зеленой. Последняя образует келифитовые оторочки вокруг граната и замещает пироксен и гранат. Гранат выделяется в виде порфиробластов величиной 5—8 *мм*.

Кварц-фибролитовые породы (кварца 60—70%, фибролита 25—30%), распространенные на контакте с гранулитами (правобережье

* Сообщение Г. А. Костик.

http://jurassic.ru/

р. Каинды), также свидетельствуют по крайней мере о силлиманито-альмандиновой субфации амфиболитовой фации метаморфизма. Эти породы также не содержат водных минералов, если не считать мусковита, образовавшегося в результате диафтореза по силлиманиту.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ФАЦИИ ЗЕЛЕНЫХ СЛАНЦЕВ

Породы узынкайрактинской (верхней) серии обычно слагают сравнительно небольшие опущенные тектонические блоки среди более древних и более метаморфизованных пород Мугоджарского мегантиклинория. Они представлены различными метаморфическими сланцами (филлитовидными, альбито-актинолитовыми и др.), графитистыми кварцитами, актинолитовыми амфиболитами, а также метаморфизованными полимиктовыми песчаниками и алевросланцами.

Для мамбеткулской толщи характерны альбито-актинолитовые, кварц-альбито-актинолитовые и кварц-альбито-хлорито-актинолитовые сланцы. В милысайской и шебектинской толщах присутствуют хлорито-серицито-альбито-кварцевые и эпидото-альбито-хлорито-кварцевые сланцы. Иногда они приближаются по составу к алевросланцам и алевропесчаникам с содержанием обломочного материала до 25%. Обломки (величина их 0,2—0,4 *мм*) представлены кварцем и плагиоклазом; цемент перекристаллизован с образованием хлорита, серицита и альбита.

Актинолитовые амфиболиты имеют темно-зеленый цвет, фибробластовую структуру, мелкозернисты. Они состоят в основном из актинолита (30—80%), альбита (10—40%) и графита (10—20%).

Породы узынкайрактинской серии метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев и отличаются полным отсутствием процессов мигматизации и гранитизации, в них нет пегматитовых жил.

Парагенетические ассоциации метаморфических сланцев узынкайрактинской серии следующие: 1) кварц—альбит—мусковит (серицит)—хлорит, 2) кварц—альбит—эпидот—биотит. Эти ассоциации отвечают кварц-альбито-мусковито-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену, 1961).

Интересно отметить выявленную А. А. Абдулиным, М. А. Касымовым и другими метаморфическую зональность в породах шебектинской толщи (Водорезов и др., 1968), выражающуюся в постепенных переходах от песчаников к более метаморфизованным породам (низовья р. Улыталдык, р. Шебектысай, низовья р. Балаталдык).

Заканчивая обзор регионально метаморфизованных пород, следует указать, что нижнепалеозойские и верхнерифейские осадочные породы Орь-Илекской возвышенности (бассейн р. Эбеты) метаморфизованы очень слабо. Они практически не достигают по интенсивности метаморфизма фации зеленых сланцев и представлены песчаниками, алевросланцами и другими слабо метаморфизованными породами. И, наконец, нужно отметить, что магматические породы также подвергались региональному метаморфизму. Об этом свидетельствует широко развитое зеленокаменное перерождение основных вулканогенных пород и туфов как в Мугоджарах (в нижних частях разреза вулканогенных отложений силура), так и на Орь-Илекском водоразделе. Это перерождение сводится к образованию минеральных ассоциаций, характерных для фации зеленых сланцев, — развиваются хлорит, альбит, серицит, клиноцоизит, эпидот, пумпеллиит. Вблизи тектонических нарушений как основные, так и кислые эффузивы рассланцованы, превращены в сланцы.

http://jurassic.ru/

ПЕТРОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ГЛАВНЫХ ТИПОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД МУГОДЖАР

Среди метаморфических пород Мугоджар выделяются две генетически различные группы: 1) первично осадочные породы (парапороды) — кварциты, филлитовидные и кристаллические сланцы, плагиогнейсы; 2) первично магматические породы основного состава (ортопороды) — зеленые сланцы, зеленокаменные породы, амфиболиты.

И те, и другие подвергаются метасоматическим изменениям и гранитизации. В последнем случае происходит усреднение составов пород и приближение к составу гранита.

Петрохимическое изучение метаморфических образований Мугоджар необходимо для выявления характера поведения химических элементов в процессе прогрессивного метаморфизма осадочных и магматических пород и для установления первичной природы двух типичных метаморфических пород — плагиогнейсов и амфиболитов.

Из первично осадочных пород рассмотрим метаморфизованные пелитовые породы, представленные филлитовидными сланцами узынкайрактинской (верхней) серии, биотитовыми и двуслюдяными сланцами и плагиогнейсами, часто с гранатом, кианитом, фибролитом и ставролитом талдыкской (средней) серии и плагиогнейсами биотитовыми и двуслюдяными с гранатом, реже с силлиманитом, в южно-мугоджарской (нижней) серии.

Для изучения химического состава метаморфизованных пелитовых пород были высчитаны средние составы и стандартные отклонения для трех групп пелитовых пород, отвечающих последовательно усиливающейся степени метаморфизма: филлитовидных сланцев, кристаллических сланцев и плагиогнейсов. Для сравнения приведены средние составы глинистых сланцев балаталдыкской свиты палеозоя, гранитогнейсов южно-мугоджарской серии гнейсовидных гранитов милысайского комплекса (табл. 6). Следует оговориться, что такое сравнение возможно только в том случае, если состав исходных глинистых пород принять однотипным для всех серий.

Таблица 6

Средний состав метаморфизованных пелитовых пород Мугоджар

Окислы	Низкая ступень метаморфизма				Средняя ступень метаморфизма		Высокая ступень метаморфизма				Гранитоиды Милысайского массива (γPCm)	
	глинистые сланцы		филлитовидные сланцы		кристаллические сланцы		плагиогнейсы биотитовые		гранито-гнейсы биотитовые			
	$\bar{c}$ (n=2)	S	$\bar{c}$ (n=5)	S	$\bar{c}$ (n=4)	S	$\bar{c}$ (n=12)	S	$\bar{c}$ (n=9)	S	$\bar{c}$ (n=4)	S
SiO_2	57,72	4,98	55,80	5,86	69,40	6,17	62,89	4,38	74,94	2,20	73,60	2,60
TiO_2	0,80	0,09	1,06	0,12	0,84	0,09	0,79	0,14	0,26	0,10	0,11	0,03
Al_2O_3	19,79	1,13	19,33	0,22	14,60	3,45	16,50	2,32	12,76	1,29	24,23	1,15
Fe_2O_3	8,38	9,83	4,05	1,54	3,13	1,16	1,78	1,03	1,34	0,63	1,27	0,93
FeO	3,55	5,10	4,51	1,96	2,43	0,50	5,13	2,30	1,21	0,58	1,08	0,18
MnO	0,05	0,04	0,11	0,03	0,06	0,02	0,14	0,04	0,05	0,02	0,04	0,02
MgO	1,56	1,27	3,32	1,38	1,37	0,56	2,59	0,73	0,68	0,51	0,49	0,27
CaO	0,49	0,25	1,96	2,30	1,21	0,57	2,72	0,65	1,44	0,68	2,10	1,08
Na_2O	1,46	0,15	1,95	1,25	2,06	0,58	3,39	0,53	4,75	0,64	3,70	0,61
K_2O	0,83	0,16	3,56	2,12	2,39	0,89	2,20	0,45	2,46	1,51	2,03	0,95

$\bar{c}$ — среднее арифметическое, S — стандартное отклонение (стандарт), n — число анализов.

http://jurassic.ru/

Химический состав метаморфизованных глинистых отложений зон различных ступеней метаморфизма не остается неизменным. Из данных табл. 6 видно, что при переходе от слабо метаморфизованных глинистых пород к породам средней и высокой ступеней метаморфизма, соответствующим талдыкской и южно-мугоджарской сериям, а от последних к гранито-гнейсам и гнейсо-гранитам увеличивается содержание кремнезема и щелочей, особенно натрия. Содержание кальция увеличивается от узын-кайрактинской серии к южно-мугоджарской и падает в гранито-гнейсах и гранитоидах Милысайского массива. С другой стороны, содержание железо-магнезиальных компонентов и глинозема постепенно уменьшается. Однако объяснить указанные изменения в составе различно метаморфизованных глинистых пород только степенью прогрессивного метаморфизма нельзя, ибо породы разновозрастны, и эти изменения состава могут быть объяснены различным первоначальным составом пелитовых пород. Иначе говоря, изменения химического состава пелитовых пород, наблюдаемые с увеличением степени метаморфизма, могут быть объяснены либо интенсивными и различными по характеру процессами метаморфизма и метасоматоза первоначально однотипных глинистых осадков, либо различной первоначальной природой этих осадков в различных сериях и свитах.

Все химические анализы метаморфизованных пелитовых пород были пересчитаны по методу Ниггли и показаны в виде фигуративных точек. Филлитовидные сланцы, двуслюдяные сланцы, биотитовые сланцы с гранатом располагаются в поле глинистых осадков. Бóльшая часть фигуративных точек плагиогнейсов находится в поле изверженных пород на тетраэдрах П. Ниггли, но смещена к границе поля глинистых пород. Примерно $^1/_3$ фигуративных точек плагиогнейсов попадает в поле глинистых пород. Эти данные свидетельствуют о первично осадочной природе плагиогнейсов (парагнейсы).

Метаморфические породы основного состава представлены амфиболитами, присутствующими во всех трех метаморфических сериях докембрия Мугоджар, зелеными сланцами верхней узынкайрактинской серии и зеленокаменными породами (метаэффузивы основного состава) тойманской свиты нижнего палеозоя.

С увеличением степени метаморфизма происходит закономерное изменение состава и строения основных метаморфических пород. Это выражается в увеличении размера зерен от верхней серии к нижней и особенно четко в изменении состава амфибола и ассоциирующего с ним плагиоклаза. Для актинолитовых амфиболитов и зеленых сланцев верхней серии характерной является ассоциация актинолита, очень бледно окрашенного по оси *Ng*, с альбитом. В низах серии иногда появляется голубовато-зеленая роговая обманка. Характерным амфиболом средней серии является голубовато-зеленая роговая обманка, ассоциирующая с зональным плагиоклазом (олигоклаз-андезин № 24—37), а в верхних частях серии — зональная роговая обманка, по оптическим свойствам приближающаяся к актинолиту. Наконец, амфиболиты нижней серии содержат примерно в равных количествах бурую роговую обманку (главным образом в пироксеновых разностях) и голубовато-зеленую, аналогичную таковой в средней серии, в ассоциации с андезином № 32—45 (см. табл. 4).

Метаморфизм основных пород верхней серии соответствует низкотемпературной ступени фации зеленых сланцев, а метаморфизм основных пород нижней и средней серий — альмандино-амфиболитовой (по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену) или амфиболитовой фации (по П. Эскола).

http://jurassic.ru/

Средний химический состав амфиболитов разных метаморфических серий и метаэффузивов Мугоджар приведен в табл. 7.

Для выяснения генезиса метаморфизованных основных пород Мугоджар все химические анализы их были пересчитаны по методу П. Ниггли. Оказалось, что фигуративные точки составов амфиболитов всех трех серий докембрия, зеленокаменных пород тойманской свиты и метаэффузивов основного состава карбона очень близки и все ложатся в разных сечениях тетраэдра П. Ниггли в поле изверженных пород. Как видно из данных табл. 7, средние химические составы амфиболитов всех трех серий докембрия мало отличаются между собой и близки к среднему составу метаэффузивов карбона и тойманской свиты. При сравнении со средними составами диабаза и базальта по Р. Дэли и спилита по Дж. Ферхугену обнаруживается особенная близость амфиболитов к составу среднего диабаза. Все это свидетельствует о первично магматическом происхождении амфиболитов.

Наиболее вероятными первичными породами при образовании амфиболитов были эффузивы основного состава, а также основной туфогенный материал. Поскольку мы не видим существенных изменений в химическом составе амфиболитов во всех трех сериях и палеозойских метаэффузивах, можно предполагать, что вулканическая деятельность в течение всего геологического развития Уральской геосинклинали была примерно одинаковой (имеется ввиду состав магмы). Этот вывод кажется очень важным, так как указывает на единый источник всех магматических проявлений как в докембрии, так и в палеозое. Кроме того, при картировании амфиболитов нельзя подходить к ним как к осадочным слоистым породам и необходимо стремиться выявлять элементы залегания, характерные для вулканических пород. Пачки, сложенные целиком амфиболитами, должны рассматриваться как метаморфизованные вулканогенные толщи.

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ЭТАПЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В МУГОДЖАРАХ

К настоящему времени для территории Мугоджар имеется более ста определений абсолютного возраста метаморфических горных пород калий-аргоновым методом (Миловский и Кнорре, 1965). С методической целью были проведены определения по мусковиту и биотиту из одних и тех же образцов, при этом более древние значения возраста получены по мусковиту. Определения, выполненные по стерильно отобранным мусковитам и мусковитовым концентратам, существенных различий в возрасте не показали. Для толщ, в составе которых имеются амфиболиты и гнейсы, значения абсолютного возраста по амфиболитам (и по амфиболам из этих амфиболитов) оказываются древнее, чем по слюдам из гнейсов.

Поскольку отдельные определения показали заведомо докембрийский возраст, было высказано предположение о докембрийском, рифейском, возрасте нижней (южно-мугоджарской) и средней (талдыкской) серий. Узынкайрактинская серия отнесена к нижнему палеозою.

Наиболее древние значения абсолютного возраста нужно рассматривать как результат наибольшего сохранения в минералах радиогенного аргона при процессах наложенного метаморфизма. В большинстве случаев радиологические данные показывают омоложенный возраст пород, а именно палеозойский. Причина несоответствия геологического и абсолютного возрастов объясняется тем, что в байкальскую, каледонскую и герцинскую эпохи складчатости существовавшие к тому времени породы были частично или полностью перекристаллизованы или мета-

http://jurassic.ru/

Таблица 7

Средний химический состав метаморфизованных основных пород Мугоджар

Окислы	Тойманская свита (метаэффузивы)		Верхняя серия (актинолитовые амфиболиты)		Средняя серия (амфиболиты)		Нижняя серия (амфиболиты)		Гранитизированные амфиболиты		Средний базальт по Р. Дэли	Средний спилит по Ф. Тернеру	Средний диабаз по Р. Дэли
	$\bar{c}(n=8)$	S	$\bar{c}(n=9)$	S	$\bar{c}(n=15)$	S	$\bar{c}(n=34)$	S	$\bar{c}(n=4)$	S			
SiO_2	48,59	2,08	50,07	1,73	49,71	2,15	49,84	2,7	58,61	2,60	49,06	51,22	50,48
TiO_2	1,36	0,28	1,63	0,03	1,22	0,35	1,23	0,73	0,63	0,24	1,36	3,22	1,45
Al_2O_3	15,15	0,69	15,23	1,51	14,82	1,52	14,46	1,52	15,27	0,48	15,70	13,66	15,34
Fe_2O_3	3,24	1,24	2,57	1,40	3,18	1,27	3,57	2,27	2,17	0,72	5,38	2,84	3,84
FeO	7,16	1,00	7,67	2,36	8,62	1,16	8,52	1,84	4,46	1,18	6,37	9,20	7,78
MnO	0,15	0,03	0,20	0,02	0,20	0,04	0,19	0,05	1,18	0,03	0,31	0,25	0,20
MgO	8,06	1,46	6,60	0,76	7,31	2,95	6,92	1,74	4,25	1,14	6,17	4,55	5,79
CaO	9,71	1,18	9,05	0,19	10,21	1,37	10,01	2,65	6,80	0,41	8,97	6,89	8,94
Na_2O	2,97	0,56	2,97	0,56	2,54	0,71	2,58	0,78	3,72	0,75	3,11	4,93	3,07
K_2O	0,21	0,20	0,21	0,20	0,42	0,18	0,67	0,28	1,74	1,21	1,52	0,75	0,97

$\bar{c}$ — среднее арифметическое, S — стандартное отклонение, n — число анализов.

соматически изменены. Это привело по существу к образованию новых пород и минералов, которые и сохранились до настоящего времени, т. е. большой разброс полученных значений абсолютного возраста следует объяснять сложной геологической историей региона. Поэтому значения возраста, в частности по слюдам, не зависят от стратиграфического положения пород, а отображают лишь возраст наложенных процессов. Для метаморфических пород Мугоджар имеется слишком мало значений абсолютного возраста, отражающих истинное время их образования, и слишком много таких, которые нужно считать «омоложенными». При этом нужно отметить что «омоложенные» значения абсолютного возраста характерны не только для Мугоджар, но и для других регионов, где распространены глубоко метаморфизованные породы, например для Восточного Саяна, фундамента Русской плиты и др. Поэтому к настоящему времени и сложилось мнение, что значения абсолютного возраста по калий-аргоновому методу зависят от перекристаллизации пород, связанной с метаморфизмом и воздействием магматических пород.

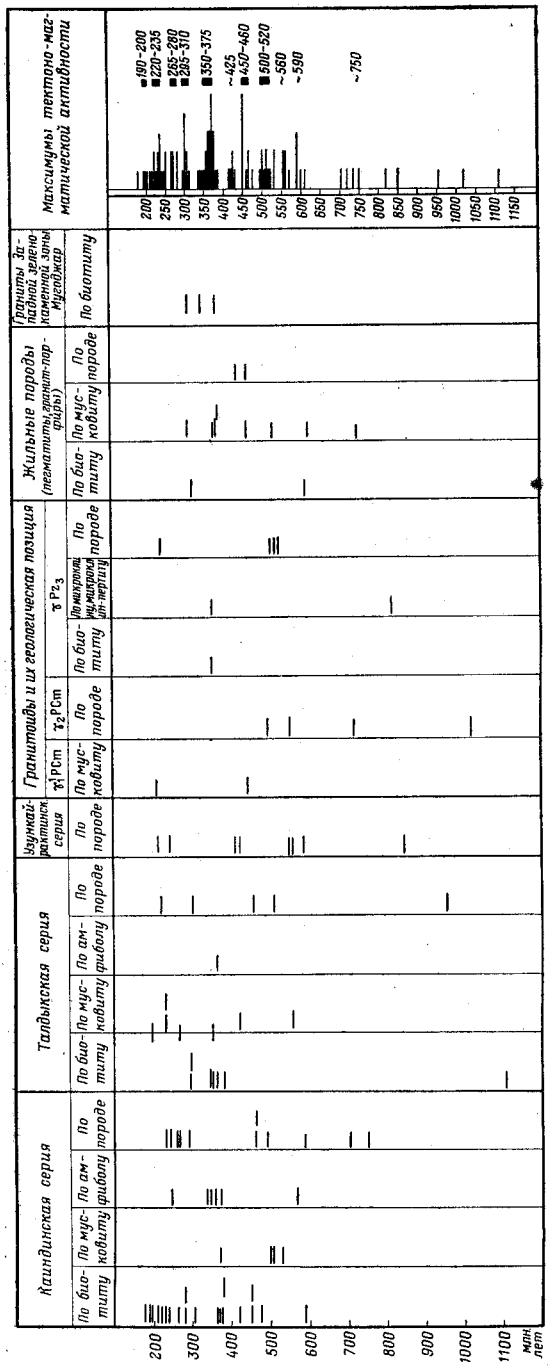


Рис. 2. Сопоставление значений абсолютного возраста (калий-аргоновый метод) метаморфических горных пород и гранитоидов Мугоджар и максимумы тектоно-магматической активности (млн. лет)

Если докембрийские породы со времени их образования испытали ряд существенных метаморфических и метасоматических преобразований, то вполне вероятно, что периоды, когда эти преобразования имели место, могли быть отображены в значениях абсолютного возраста. Таким образом, если сгруппировать полученные значения абсолютного возраста,

http://jurassic.ru/

то они выявят вероятные этапы тектоно-магматической активности в Мугоджарах.

На рис. 2 сведены известные к настоящему времени значения возраста по данным калий-аргонового метода отдельно по породам и минералам. Справа на рисунке видна группировка значений, которая, по сути дела, выявляет этапы тектоно-магматической активности в Мугоджарах. Как видно, таких этапов было несколько, причем особенно четко выделяются этапы, отвечающие времени около 300, 360, 450 и 510 млн. лет. Итак, значения абсолютного возраста отображают не истинный возраст пород, а время наибольшей интенсивности тектоно-магматических процессов.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАМОРФИЗМА В МУГОДЖАРАХ

Касаясь структурных особенностей метаморфических пород Мугоджар, нужно отметить, что они выявляют все те структурные (и текстурные) элементы, которые характерны для глубоко метаморфизованных пород докембрия других регионов (Балтийского, Украинского и Алданского щитов, Восточного Саяна, Енисейского кряжа и др.).

В процессе регионального метаморфизма породы приобрели полосчатость, выражающуюся в чередовании прослоев или полос пород, отличающихся содержанием главных породообразующих минералов, и кристаллизационную сланцеватость, обусловленную закономерной параллельной ориентировкой биотита и мусковита. Ориентировка последних одновременно плоско-параллельная и линейно-параллельная, так что на плоскостях сланцеватости отчетливо можно видеть линейность. При наличии в гнейсах порфиробластов полевого шпата последние также бывают ориентированы параллельно простиранию сланцеватости.

При изучении метаморфических пород Мугоджар предполагалось, что полосчатость и кристаллизационная сланцеватость везде совпадают с залеганием пород, поэтому при картировании простирание и падение кристаллизационной сланцеватости отмечались как элементы залегания породы. Изучение линейности в метаморфических породах Мугоджар затруднено тем, что имеется очень мало естественных обнажений, в вертикальной плоскости которых можно было бы наблюдать погружение линейности. Тем не менее подмечено, что в целом для Мугоджар погружение линейности происходит в южном направлении. Это находится в согласии с отмеченным выше увеличением интенсивности метаморфизма для более южных районов по сравнению с более северными. Интересно отметить то обстоятельство (требующее проверки), что по мере перехода от гнейсов к гранито-гнейсам и к гнейсовидным гранитам угол погружения линейности (по биотиту) увеличивается (р. Балаталдык).

Будинаж-структуры характерны для глубокометаморфических пород нижней метаморфической серии. Будины основных пород встречены в частности в прекрасных обнажениях гнейсов на левобережье р. Жинишке.

Геологическая характеристика дает основание предполагать, что будинированные ультраосновные породы в процессе метасоматических изменений образовали рудные тела Богетсайского месторождения антофиллит-асбеста. Об этом свидетельствуют линзовидная форма рудных тел (размеры от 15×75 до 40×120 *м*), согласное с вмещающими породами залегание и склонение рудных тел и падение кристаллизационной сланцеватости в гнейсах. Образование метасоматической зональности и антофиллито-карбонато-тальковых пород связано с метасоматически-

http://jurassic.ru/

ми изменениями гипербазитов в один из этапов тектоно-магматической активности.

Контактовый метаморфизм в Мугоджарах проявлен локально вокруг интрузивных пород. Практический интерес имеют контактово-метасоматические месторождения магнетита в скарнах в Приригизье.

Дислокационный метаморфизм весьма широко проявлен в Мугоджарах. С этим видом метаморфизма связано образование мощных зон дробления и милонитизации, образование филлонитов, катаклазитов, милонитов и некоторых других пород. Особенно сильно дислокационный метаморфизм проявлен в зонах дизъюнктивных нарушений, известных в Мугоджарах как грабен-синклинали. Последние представляют собой узкие, вытянутые с юга на север через весь регион опущенные тектонические блоки, в которых находятся породы узынкайрактинской метаморфической серии нижнего палеозоя и образования более молодого возраста. В грабен-синклиналях залегают и породы балаталдыкской свиты, представленные филлитовидными сланцами, филлонитами, милонитами и другими породами. Породы балаталдыкской свиты литологически разнообразны и, вероятно, разновозрастны; объединяют их только структурное положение в грабен-синклиналях и наличие дислокационного метаморфизма (филлонитизация, катаклаз).

Мощные зоны милонитизации и катаклаза пород прослеживаются по границам метаморфических пород Мугоджарского мегантиклинория с Западно-Мугоджарским мегасинклинорием. Такую зону можно отметить, например, от р. Карасай на юге до р. Улыталдык на севере. Интенсивно развиты процессы дислокационного метаморфизма также в восточных и центральных частях Мугоджарского мегантиклинория.

Катаклазиты и милониты по биотитовым плагиогнейсам особенно широко распространены в борсыксайской свите (реки Шолаккайракты, Акбура, Токбура, Тикаша). Они характеризуются бластокатакластической и бластомилонитовой структурой, очковой, часто сланцеватой текстурой. «Очки» обычно крупные (5—6 *мм*) и представлены полевыми шпатами и кварцем, связующая их масса — тонкозернистым (0,02—0,04 *мм*) кварц-биотито-полевошпатовым материалом. «Очки» плагиоклаза и кварца ориентированы по простиранию пород. Очковые гнейсы известны также в верховьях р. Каинды.

Мощная зона катаклаза и милонитизации пород отчетливо выражена и в Северных Мугоджарах, по р. Кугутык, где распространены катаклазиты и очковые гнейсы. Все породы, обязанные своим происхождением дислокационному метаморфизму, вытянуты в виде узких зон в меридиональном направлении согласно общему простиранию структур региона.

С глубинными разломами связано образование зон окварцевания («вторичные кварциты») и яшмовидных пород на Орь-Илекской возвышенности, в нижнем течении р. Орь и в других местах.

Регрессивный метаморфизм пород также пространственно связан с зонами тектонических нарушений и катаклаза пород. Диафториты и диафторитические изменения пород, выражающиеся в хлоритизации биотита, граната, в мусковитизации силлиманита и вообще в образовании более низкотемпературных минеральных ассоциаций, известны во многих местах Мугоджар.

Процессы гранитизации развиты в Мугоджарах исключительно широко. Наблюдаются всевозможные постепенные переходы от плагиогнейсов к плагиогранитам. Нередко одновременно с процессом плагиогранитизации происходит калиевая гранитизация пород, но калиевые граниты для Мугоджар не характерны. Процесс плагиогранитизации связан с привносом кремнезема и калия и выносом железа, магния и

http://jurassic.ru/

кальция. Гранитизация амфиболитов приводит к образованию амфиболовых гранито-гнейсов.

В результате процесса гранитизации (ультраметаморфизма) образовались гнейсовидные граниты Милысайского массива в Южных Мугоджарах. Милысайский массив, расположенный в бассейнах рек Милысай и Улыталдык, имеет согласные контакты с метаморфическими породами южно-мугоджарской серии. Ориентировка гнейсоватости в гранитоидах совпадает с направлением кристаллизационной сланцеватости в гнейсах. Характерна также реликтовая «теневая» полосчатость в гранитоидах, подобная полосчатости в менее гранитизированных плагиогнейсах. Очертания структур метаморфических пород (контакты, складки) продолжаются без изменения в гранитоидах. В последних, особенно в контактовых частях, наблюдаются непереработанные ксенолиты и отдельные пачки амфиболитов, кварцитов, гнейсов. В контактовых зонах не наблюдается ни зон закалки, ни секущих прожилков или апофиз гранитоидов. И, наконец, присутствие типичных метаморфических структур и текстур пород и отсутствие магматических, а также широкое развитие процессов метасоматического замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом — все это указывает не на магматическое происхождение милысайских гранитоидов, а на образование их в процессе метасоматической переработки гнейсовых толщ. Петрохимические данные подтверждают этот вывод (см. табл. 6).

С процессом гранитизации пород близко связано образование мигматитов. Последние распространены в бассейнах рек Карасай, Каинды, Улыталдык, Узынкайракты, Карабутак и приурочены к породам нижней метаморфической серии. Мигматиты являются продуктом интенсивного метаморфизма и представляют собой смешанные породы: они состоят из метаморфизованных пород субстрата и гранитного или пегматитового вещества. Изучение мигматитов показало, что жилки гранитного состава не являются инъекцией. Вероятно, что при раздельном плавлении разнородного материала в зоне ультраметаморфизма первым плавился материал, отвечающий по составу гранитам. Этот материал и при последующей консолидации создал прерывистые и причудливой формы прослои и жилы гранитного и пегматитового состава — мигматиты. Среди мигматитов Мугоджар можно отметить все разновидности, однако наиболее распространены послойные мигматиты, или артериты. Гораздо менее распространены диктиониты и агматиты (р. Жинишке). Птигматиты обнаружены во многих местах развития мигматитов, теневые мигматиты встречены в бассейнах рек Узынкайракты и Улыталдык.

В связи с рассмотрением процесса метаморфизма представляется интересным процесс образования пегматитов.

Все поля слюдоносных и керамических пегматитов (Карасайское, Милысайское, Улыталдыкское, Балаталдыкское и др.) приурочены к глубоко метаморфизованным породам — гнейсам. Было подмечено, что пегматиты пространственно связаны с двуслюдяными кианитовыми и слюдяно-гранатовыми гнейсами и сланцами. Образование слюдоносных пегматитов рек Карасай, Кандыкара и других следует рассматривать не как результат внедрения пегматитового материала из магматического очага, а как результат метаморфического и метасоматического изменения пород. Об этом свидетельствуют совершенно одинаковый минеральный состав пегматитов и вмещающих пород, причем наличие апатита или шерла в пегматитах находится в прямой зависимости от присутствия этих минералов во вмещающих их толщах. Метасоматические процессы — гидролиз полевых шпатов, образование кварц-мусковитового комплекса — совершенно одинаковы в пегмати-

http://jurassic.ru/

тах и вмещающих породах. И, наконец, содержание элементов-примесей в минералах (Cr, V, Ni и щелочей в биотитах) из пегматитовых жил и вмещающих пород также одинаково. Структурное положение пегматитовых жил связано со структурами вмещающих пород: простирание и падение жил совпадает с простиранием и падением кристаллизационной сланцеватости, а склонение жил — с погружением линейности. Все это свидетельствует лишь о структурном отличии слюдоносных пегматитов от вмещающих пород. Слюдоносные пегматиты Мугоджар образовались, таким образом, одновременно с вмещающими породами в процессе их метаморфизма и метасоматических изменений (образование кварц-мусковитового комплекса), и лишь структурные условия предопределили жилообразную или линзовидную форму тел и блоковое сложение их. В отличие от слюдоносных пегматитов редкометальные пегматиты Мугоджар (Тикбутакское и др.), вероятно, имеют иное происхождение и связаны с внедрением пегматитового материала во вмещающие их породы. Полости с морионом и дымчатым кварцем в Кайрактинском гранитном массиве следует рассматривать как пегматиты камерного типа.

С процессами метаморфизма и метасоматоза пород генетически связаны месторождения и проявления следующих полезных ископаемых Мугоджар и Орь-Илекской возвышенности:

1) высокоглиноземного сырья (кианит и силлиманит), месторождения которого известны в бассейне р. Улыталдык (кианит);
2) антофиллит-асбеста (Богетсайское и другие месторождения);
3) хризотил-асбеста (Эбетинское месторождение) и талька;
4) слюдоносные и керамические пегматиты (Карасайское и др.);
5) мориона и дымчатого кварца;
6) флогопитовые и вермикулитовые проявления магнезиальных скарнов на водоразделе рек Шот и Баксайс;
7) скарновые месторождения магнетита в Прииргизье;
8) месторождения мраморов (Велиховское);
9) проявления графита.

Весьма вероятны перспективы обнаружения в пределах казахстанской части Урала метаморфогенных месторождений золота, метасоматических и контактово-метасоматических месторождений цветных и редких металлов, метаморфизованных россыпей.

http://jurassic.ru/

Глава 2

ТЕКТОНИКА

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

Район Орь-Илекской возвышенности, Мугоджар и юго-западной части Тургайской равнины, являясь южной оконечностью Урала, имеет в общих чертах сходное с последним тектоническое строение. Изучением этого района занимались многие исследователи — М. М. Пригоровский, С. Н. Никитин, А. А. Петренко, Г. И. Водорезов, И. И. Горский, Т. В. Билибина, Л. И. Киселев, А. Л. Яншин, Р. Г. Гарецкий, Н. П. Херасков, П. Я. Авров, Е. А. Мазина, Н. К. Овечкин, Р. А. Сегедин, Г. С. Трошин, А. А. Абдулин, П. Л. Смольяников, Б. И. Комиссаров и др.

Первые схемы тектонического строения Мугоджар, основанные на материалах среднемасштабных геологических съемок (1938—1940 гг.), были предложены Г. И. Водорезовым и А. А. Петренко. В дальнейшем в связи с проведением геологосъемочных и картосоставительских работ крупного и среднего масштаба были составлены тектонические схемы для отдельных районов, из которых следует отметить схемы Г. И. Водорезова и А. Л. Яншина (1947) для Мугоджар, Н. П. Хераскова (1948) для Южного Урала (включая Орь-Илекскую возвышенность), Е. П. Бойцовой, Е. А. Мазиной и др. (1955 г.) для юго-западной части Тургайской равнины, А. Л. Яншина (1953) для Приаралья, П. Я. Аврова (1957) для Актюбинского Приуралья, Р. Г. Гарецкого (1962) для Примугоджарья. Последняя схема отражает продолжение Уральской складчатой системы, скрытое под кайнозойскими осадками.

В 1957 г. И. И. Горским разработана наиболее полная схема тектонического строения Урала, в южной оконечности которого им выделены (с запада на восток) Предуральский прогиб, Зилаирский синклинорий, антиклинорий Уралтау, Магнитогорский синклинорий, антиклинальная зона гранитных интрузий, Восточно-Уральский синклинорий, Зауральский антиклинорий. Краткие сведения о тектонике казахстанской части Урала приведены в объяснительной записке к тектонической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000, изданной в 1957 г. под редакцией Н. С. Шатского.

В 1957—1962 гг. проводились региональные магнитные и гравиметровые съемки, которые дали новые сведения о геологическом строении полузакрытой и закрытой частей периферии Мугоджар (Комиссаров, 1963; Грешнер, Бачин, Иванов, 1963; Яншин, 1962; Гарецкий, 1962).

В 1961 г. для открытой части южной оконечности Урала геологами Западно-Казахстанской комплексной экспедиции П. Л. Смольниковым и И. А. Мудровым на основании обобщения и систематизации большого фактического материала была составлена тектоническая карта Мугоджар среднего масштаба, явившаяся геологоструктурной основой для прогнозно-металлогенических исследований (П. Л. Смольников, 1966 г.).

В 1961—1965 гг. А. А. Абдулиным и другими получены новые данные по тектонике Мугоджар. Заслуживают также внимания исследова-

http://jurassic.ru/

ния по вопросам соотношения палеозойских структур Восточного Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана (А. А. Абдулин и др., 1966 г.).

В 1964 г. в связи с составлением комплексной металлогенической карты Урала группой геологов Западно-Казахстанской экспедиции была составлена тектоническая карта масштаба 1 : 500 000 открытой части казахстанского Урала и погребенных палеозойских структур ее обрамления (Комиссаров и Смольяников, 1966; Милецкий и Комиссаров, 1966).

В строении домезозойских складчатых структур как всего Урала, так и южной его оконечности принимают участие два структурных этажа *: нижний, представленный образованиями доуралид (байкалидами), и верхний, сложенный геосинклинальными образованиями уралид (Журавлев, Перфильев, Херасков, 1965).

Впервые деление геосинклинальных отложений Урала на уралиды и доуралиды провел Н. П. Херасков (1948) на Южном Урале. Разделение уралид и доуралид Н. П. Херасков обосновывал существенными отличиями их структурного плана, частым несовпадением по контурам основных структурных элементов доуралид с аналогичными элементами уралид, что особенно характерно для южных частей Урала, где во многих местах структуры уралид имеют явно наложенный характер. Образования уралид обычно залегают на доуралидах с резким угловым, а иногда и азимутальным несогласием. Все это вместо взятое позволяет рассматривать доуралиды и уралиды как два более или менее самостоятельных геосинклинальных цикла тектонического развития Уральской складчатой системы. Доуралиды обнажаются в ядрах крупных поднятий уралид и обычно сильно метаморфизованы, гранитизированы и прорваны многочисленными интрузиями, относящимися как к доуралидам, так и к уралидам.

Недостаточная изученность стратиграфии отложений доуралид не позволяет провести достаточно уверенно верхнюю возрастную границу комплекса доуралид. Одни авторы (Шатский, 1960) ее считают рифейской, другие — кембрийской (Львов, 1957).

По данным определений абсолютного возраста, проведенного калий-аргоновым методом, верхняя возрастная граница доуралид лежит в пределах 1,1—1,8 млрд. лет, что соответствует позднему протерозою (Миловский и Кнорре, 1965).

Нижний возрастной предел уралид в разных местах Урала различен. В Башкирском мегантиклинории отложения доуралид, относящиеся к рифею, несогласно перекрываются верхнеордовикскими песчаниками, принадлежащими комплексу уралид.

В Уралтауско-Кемпирсайском мегантиклинории контакты отложений кембрия (?) (акайская толща) с более молодыми породами тектонические. Предполагается наличие между ними несогласия.

Переход от доуралид к уралидам сопровождался довольно значительной перестройкой структурного плана, которая не могла быть одновременной на всей территории Урала. По-видимому, она произошла в конце кембрия и в начале ордовика, но при этом в западных частях Урала она наступила ранее, нежели в восточных (Журавлев и др., 1965). Это обусловило некоторое различие в истории тектонического развития районов Орь-Илекской возвышенности, Мугоджар и Замугоджарья.

Образования нижнего структурного этажа (доуралиды) в описываемом районе, так же как и на Южном Урале, подразделяются на два

* Значение терминов «структурный этаж» и «структурный ярус» здесь принято в соответствии с «Обзором геологических поднятий и терминов в применении к металлогении» под редакцией Е. Т. Шаталова. Изд-во АН СССР, 1963.

http://jurassic.ru/

структурных яруса: верхнепротерозойский и кембрийский, — сформировавшихся в геосинклинальных условиях.

В пределах Мугоджар и Орь-Илекской возвышенности широко представлены образования верхнепротерозойского структурного яруса. Кембрийский структурный ярус очень незначительно развит на Орь-Илекской возвышенности, и выделение его в этом районе весьма условно.

Уралиды, слагающие верхний структурный этаж, включают несколько структурных ярусов, сформировавшихся в основном в эвгеосинклинальных условиях, и лишь на юго-западной периферии южной оконечности Урала отмечаются отложения, сформировавшиеся в миогеосинклинальных условиях, которые наступили в этом районе в позднем девоне. В верхнем структурном этаже геосинклинальной области выделяются следующие структурные ярусы (снизу вверх): а) ордовикско-нижнедевонский, подразделенный на ордовикско-нижнесилурийский и верхнесилурийско-нижнедевонский подъярусы; б) среднедевонско-нижнетурнейский, разделенный на среднедевонский и верхнедевонско-нижнетурнейский подъярусы; в) верхнетурнейско-намюрский, включающий верхнетурнейско-нижневизейский и средневизейско-намюрский подъярусы; г) верхнепалеозойский, подразделенный на средне-верхнекаменноугольный и нижнепермский подъярусы.

Ордовикско-нижнедевонский структурный ярус охватывает начальные этапы формирования Уральской геосинклинали. Нижняя граница его определяется наличием крупного стратиграфического и азимутального несогласия в основании ордовикских отложений. Верхняя граница яруса проводится по стратиграфическому несогласию в кобленц-эйфельских отложениях, которое отчетливо наблюдается в Мугоджарах.

Ордовикско-нижнесилурийский структурный подъярус наиболее полно представлен на Орь-Илекской возвышенности. В его основании залегают терригенные породы (глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты) с подчиненными пачками эффузивов основного состава палеонтологически доказанного тремадокского яруса. Выше тремадокских осадочных пород местами согласно, а местами с размывом и, по-видимому, стратиграфическим несогласием лежит преимущественно вулканогенный комплекс куагашской и косистекской свит, возраст которых определен по палеонтологическим данным как арениг—лландейло. Верхнюю часть этого структурного подъяруса здесь составляет комплекс вулканогенных (эффузивы и туфы) и осадочных (преимущественно кремнистые сланцы) пород лландовери—венлока, выделяемых обычно в сакмарскую и сугралинскую свиты.

В Мугоджарах к ордовикско-нижнесилурийскому структурному подъярусу относится комплекс осадков, условно датируемых как раннепалеозойские и включающих щебектинскую и тойманскую свиты.

Верхнесилурийско-нижнедевонский структурный подъярус на Орь-Илекской возвышенности в нижней своей части представлен осадками карабутакской свиты преимущественно терригенных морских отложений, залегающих несогласно на кремнистых породах и эффузивах лландовери—венлока и содержащих богатую фауну позднесилурийского (лудловского) возраста. Верхняя граница этого структурного подъяруса проводится по подошве кобленц-эйфельских отложений, в которых находятся обломки различных пород карабутакской свиты, в том числе известняков с фауной (Водорезов, 1961б).

В Мугоджарах к этому подъярусу относится комплекс вулканогенных пород западной зеленокаменной полосы, относимых к силуру.

Резкая смена тектонических условий, возникшая в конце кобленцского века и связанная, по-видимому, с общим воздыманием геосин-

http://jurassic.ru/

клинали, выразилась в сокращении вулканической деятельности в эвгеосинклинальных зонах и увеличении накопления грубообломочных пород в миогеосинклинали. Это свидетельствует о проявлении, начиная с конца кобленца или начала эйфеля, следующего этапа тектономагматического цикла, выразившегося в формировании среднедевонского — нижнетурнейского структурного яруса.

Наиболее распространены образования этого структурного яруса на Орь-Илекской возвышенности, известны они также в Мугоджарских горах и по западному борту Тургая, где еще недостаточно изучены.

С тектонической фазой, проявившейся в живетское время, по-видимому, связан заключительный этап формирования Кемпирсайского и Хабарнинского ультраосновных массивов (Водорезов и Розман, 1956).

На Орь-Илекской возвышенности и в Мугоджарских горах в среднем девоне отчетливо проявилась вспышка вулканизма с излиянием магмы среднего и кислого состава, охватывающая весь средний девон (чанчарская свита — эйфель; улутауская свита — живет), что позволяет выделить среднедевонский структурный подъярус.

Начиная с позднего девона процессы вулканизма в пределах Орь-Илекской возвышенности и в Мугоджарах полностью затухают, а эвгеосинклиналь, по-видимому, претерпела воздымание, сопровождавшееся внедрением интрузивных масс основного и среднего состава.

В этот период по периферии южной оконечности Урала развивались наложенные прогибы (Бакайский, Берчогурский, Челкарский), в которых на протяжении позднего девона вплоть до раннего турне непрерывно происходило интенсивное накопление обломочных пород, причем во франское время (егиндинская свита) преобладали кремнистые фации, а в фамене и нижнем турне (зилаирская свита) граувакковые фации. Это позволяет выделить в истории тектонического развития палеозойской геосинклинали южной оконечности Урала верхнедевонско-нижнетурнейский подъярус.

Следующий, верхнетурнейско-намюрский структурный ярус особенно широко развит в районе западного борта Тургая (Прииргизский мегасинклинорий), где он представлен в нижней, турнейской части вулканогенно-осадочными породами. В районе Орь-Илекской возвышенности и в Мугоджарах он сложен терригенными и карбонатными породами.

В период позднего турне — раннего визе в осадконакоплении преобладали осадочные породы преимущественно глинисто-кремнистых фаций, содержащих углистый материал, а подчас и прослои углей. Заканчивается разрез этого комплекса осадков толщей нижневизейских известняков, которые характерны для большей части районов Урала. Этот период осадконакопления выделяется в верхнетурнейско-нижневизейский структурный подъярус.

В Прииргизском мегасинклинории, начиная со сренего визе, отмечается интенсивное накопление вулканогенных пород андезито-базальтового состава, которое длилось (судя по фаунистическим характеристикам) вплоть до намюра. Эти образования объединяются нами в средневизейско-намюрский структурный подъярус.

Завершающий этап геосинклинального развития южной оконечности Урала характеризуется почти полным прекращением седиментации осадков в эвгеосинклинальной области, которая претерпевала, повидимому, в этот период воздымание, о чем свидетельствуют редкие находки конгломератов, условно относимых к верхнему палеозою. К этому же времени относится внедрение крупных батолитовых гранитных интрузий в Мугоджарах. Это позволяет выделить в истории эвгеосинклинального развития южной оконечности Урала верхнепалеозой-

http://jurassic.ru/

ский структурный ярус, охватывающий период от среднего карбона до нижнего триаса.

В миогеосинклинальной области южной оконечности Урала в среднекаменноугольное время в связи с общим воздыманием геосинклинали осадки среднего карбона претерпели значительный размыв и почти не сохранились. Но начиная с верхов среднего карбона и в течение всего позднего карбона, в условиях периклинального прогиба произошло накопление мощных карбонатных толщ, что позволяет выделить в позднепалеозойском этапе формирования геосинклинали средне-верхнекаменноугольный структурный подъярус.

В юго-западной части региона развиты сильно дислоцированные пермские и триасовые отложения, позволяющие выделить в геосинклинали последний пермско-нижнетриасовый структурный подъярус.

В основу тектонического районирования южной оконечности Урала (рис. 3) положен принцип выделения структурно-фациальных зон, которые подразделены на эвгеосинклинальные поднятия и прогибы, миосинклинальный, периклинальный и краевой прогибы, в пределах которых выделяются структуры второго порядка — мегантиклинории и мегасинклинории. Структурами третьего порядка, осложняющими мегантиклинории и мегасинклинории, являются антиклинории и синклинории, горст-антиклинали и грабен-синклинали. К структурам четвертого порядка отнесены антиклинали и синклинали.

Центрально-Уральское поднятие в пределах Западного Казахстана прослеживается вдоль Орь-Илекской возвышенности и ограничивается Сакмарско-Кокпектинским разломом на западе и Кемпирсайско-Даульским — на востоке. Оно представляет собой полосу выходов складчатых структур протерозоя и палеозоя шириной около 50 *км*, которая протягивается от границ Казахстана к югу более чем на 200 *км*. Восточная часть поднятия ограничена с юга по широте 51° Ойсылкаринским разломом, а западная — прослеживается вплоть до р. Аксу и ее правого притока Куласу, южнее которого сплошь развиты мезо-кайнозойские отложения.

Восточная часть поднятия сложена главным образом образованиями байкалид, к западу от которых, отделяясь Плакунским разломом, прослеживается субмеридиональная полоса уралид. Байкалиды слагают собой Уралтауско-Кемпирсайский мегантиклинорий (на Южном Урале называется Уралтауским), а уралиды образуют Косистекско-Аксуйский мегасинклинорий, который является южным продолжением Кусинско-Зилаирского мегасинклинория Южного Урала.

Уралтауско-Кемпирсайский мегантиклинорий шириной около 30 *км*, прослеживается с севера на юг в пределах Казахстана более чем на 100 *км*. Он является выступом докембрийско-кембрийских (?) образований доуралид и сильно осложнен дизъюнктивной тектоникой. В осевой части структуры залегает огромный Кемпирсайский гипербазитовый массив, к северо-востоку, западу и юго-востоку от которого прослеживаются разобщенные выходы образований верхнепротерозойского структурного яруса, объединяющиеся в целом в Кемпирсайский антиклинорий. К северо-западу от него развит комплекс нижнеордовикских отложений, слагающих Хабарнинский синклинорий.

Кемпирсайский антиклинорий включает несколько антиклиналей и синклиналей, выделенных Х. С. Розман, Р. А. Сегединым и Н. И. Леоненок (1952 г.). В северо-восточной части антиклинория расположена Эбитинская антиклиналь, имеющая ширину около 15 *км* и протяженность с севера на юг около 70 *км*. В ее южной осевой части преобладают отложения лангазанской свиты верхнего протерозоя (Горохов, 1964), а на северо-западном крыле развиты образования каялинской

http://jurassic.ru/

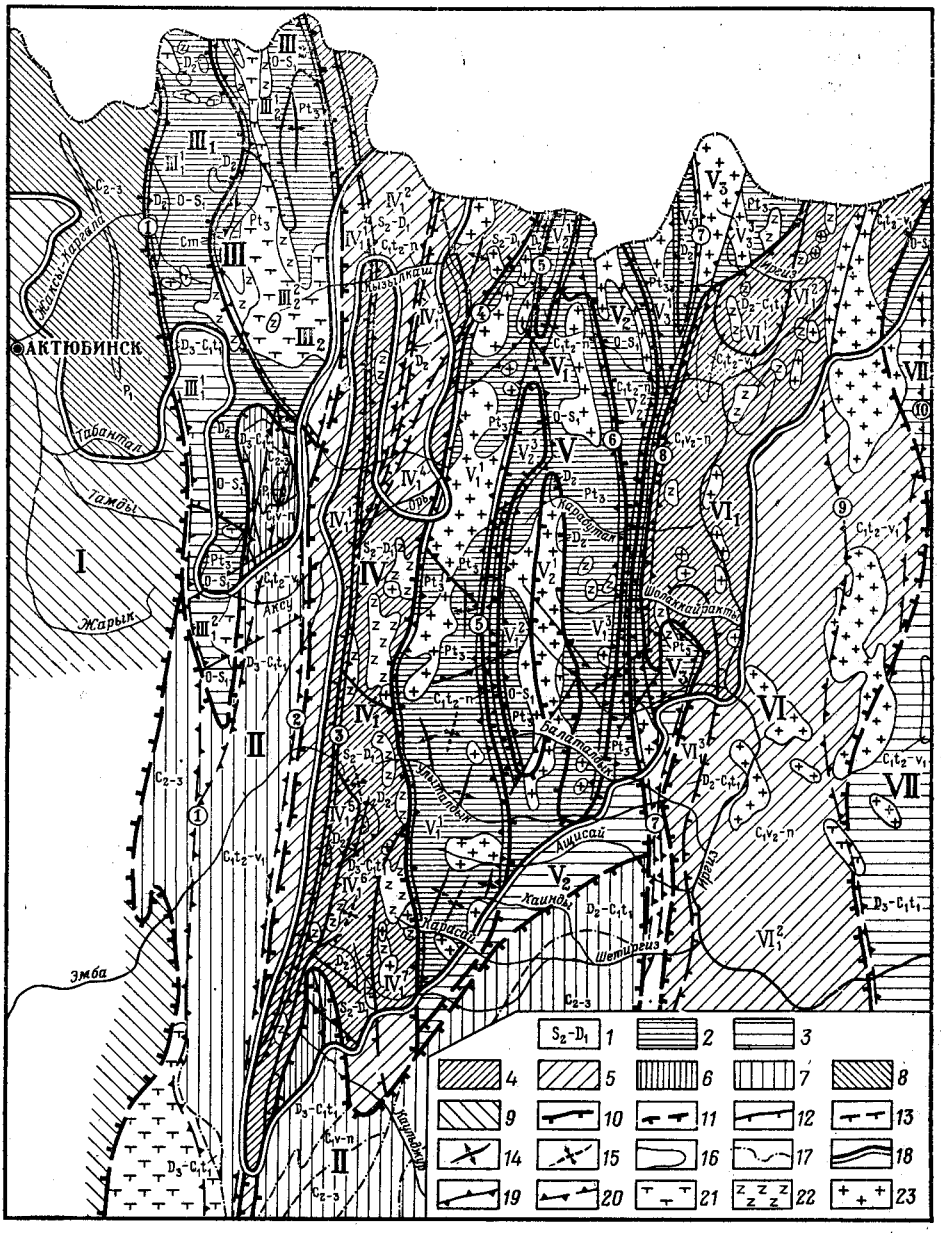


Рис. 3. Схематическая тектоническая карта южной оконечности Урала

1 — геологоструктурные ярусы (с делением на подъярусы): Pt_3—Cm(Pt_3 и Cm), O—D_1(O—S_1 и S_2—D_1), D_2—C_1t_1(D_2 и D_3—C_1t_1), C_1t_2—C_1n(C_1t_2— v_1 и C_1v_2—n), Pz_3(C_{2-3} и P_1); *2—9* — структурно-фациальные зоны: *2—3* — эвгеосинклинальные поднятия (*2* — в открытых районах; *3* — в закрытых районах); *4—5* — эвгеосинклинальные прогибы (*4* — в открытых районах, *5* — в закрытых районах); *6—7* — миогеосинклинальные прогибы (*6* — в открытых районах, *7* — в закрытых районах); *8—9* — периклинальные прогибы (*8* — в открытых районах, *9* — в закрытых районах); *10—11* — границы мегантиклинориев и мегасинклинориев (*10* — в открытых районах, *11* — в закрытых районах); *12—13* — границы антиклинориев и синклинориев, горст-антиклиналей и грабен-синклиналей (*12* — в открытых районах, *13* — в закрытых районах); *14* — оси антиклиналей; *15* — оси синклиналей; *16—17* — контуры распространения геологоструктурных ярусов, подъярусов и интрузивных пород (*16* — в открытых районах, *17* — в закрытых районах); *18* — граница южной оконечности палеозойских складчатых структур Урала, выходящих на современную поверхность; *19—20* — глубинные разломы (*19* — в открытых районах, *20* — в закрытых районах); *21—23* — интрузивные формации (*21* — гипербазитовая, *22* — габбровая, *23* — гранитовая).

Структуры первого порядка: I — южный периклинальный прогиб Уральской складчатой системы, II — миогеосинклинальный прогиб Уральской складчатой системы, III — Центрально-Уральское поднятие, IV — Тагило-Магнитогорский прогиб, V — Восточно-Уральское поднятие, VI — Восточно-Уральский прогиб, VII — Зауральское поднятие.

https://jurassic.ru/

свиты верхнего протерозоя. К западу от Кемпирсайского массива, в бассейне р. Куагаш, прослеживается Куагашская антиклиналь.

На западном крыле Кемпирсайского антиклинория развиты на большей площади предположительно кембрийские отложения (акайская толща). В среднем течении р. Куагаш выделяется Шиликтинская синклиналь, сложенная породами ордовика и силура, и несколько более мелких антиклинальных и синклинальных складок в западной, юго-западной и юго-восточной частях антиклинория. В осевой части антиклинория наблюдаются мелкие синклинали и антиклинали, из которых отметим Купинско-Жосалинскую синклиналь, выделенную Р. А. Сегединым (1963 г.) и расположенную вдоль северо-восточного края Кемпирсайского гипербазитового массива.

Хабарнинский синклинорий представляет собой седловидную структуру, сформировавшуюся на северо-западном погружении Кемпирсайского антиклинория. Ширина его с востока на запад около 15 *км*, протяженность около 50 *км*. Этот синклинорий сложен образованиями самого нижнего структурного яруса уралид, которые несогласно залегают на образованиях байкалид. В пределах структуры залегает Хабарнинский массив гипербазитов.

По геофизическим данным, Кемпирсайскому антиклинорию соответствуют слабо возбужденное, с незначительными аномалиями магнитное поле и слабо отрицательное гравитационное поле с постепенным уменьшением градиента силы тяжести в западном направлении, в сторону Актюбинского Приуралья. Ультраосновным интрузиям соответствуют интенсивные положительные аномалии, из которых самые крупные вызваны Хабарнинским и Кемпирсайским массивами гипербазитов, расположенными в осевой зоне антиклинория.

Косистекско-Аксуйский мегасинклинорий протягивается с севера на юг более чем на 100 *км* и имеет в ширину около 15 *км*. С запада он ограничен Сакмарско-Кокпектинским разломом, а с востока — Плакунским разломом, установленным Р. А. Сегединым (1948 г.). Заложенная на ранних этапах развития Уральской геосинклинали, эта сложная структура существовала как геосинклиналь вплоть до раннего карбона. Поэтому в тектоническом строении этого мегасинклинория принимают участие вулканогенно-терригенные образования ордовикско-нижнедевонского и среднедевонско-нижнетурнейского структурных ярусов, проявившихся в этом районе в наиболее полном объеме, а также развиты магматические формации габбро и гипербазитов, значительно осложняющие структурный план.

В северной части мегасинклинория, в его осевой зоне, тяготеющей к долине р. Косистек, преобладают образования среднего и верхнего

Структуры второго порядка: III_1 — Косистекско-Аксуйский мегасинклинорий, III_2 — Уралтауско-Кемпирсайский мегантиклинорий, IV_1 — Западно-Мугоджарский мегасинклинорий, V_1 — Мугоджарский мегантиклинорий, V_2 — Уимшилско-Кайрактинский мегасинклинорий, V_3 — Текельдытауский мегантиклинорий, VI_1 — Прииргизский мегасинклинорий, VII_1 — Каракольско-Карашатауский мегантиклинорий.

Структуры третьего порядка: III_1^1 — Косистекский синклинорий, III_1^2 — Аксуйский антиклинорий, III_2^1 — Хабарнинский синклинорий, III_2^2 — Кемпирсайский антиклинорий, IV_1^1 — Примугоджарский синклинорий, IV_1^2 — Катынадырский антиклинорий, IV_1^3 — Средне-Орская синклиналь, IV_1^4 — Жамантауский антиклинорий, IV_1^5 — Бохтыбайский антиклинорий, IV_1^6 — Кундыздинский синклинорий, IV_1^7 — Жанганинский антиклинорий, V_1^1 — Талдыкский антиклинорий, V_1^2 — Балаталдыкская горст-антиклиналь, V_1^3 — Шолаккайрактинский антиклинорий, V_2^1 — Домбаровская грабен-синклиналь, V_2^2 — Старо-Карабутакский синклинорий, V_2^3 — Балкымбайская грабен-синклиналь, V_2^4 — Ащисайская грабен-синклиналь, V_3^1 — Актастинский антиклинорий, V_3^2 — Верхне-Иргизский синклинорий, V_3^3 — Текелитауский антиклинорий, V_3^4 — Узынкайрактинская горст-антиклиналь, VI_1^1 — Карабутакская антиклиналь, VI_1^2 — Иргизский синклинорий, VI_1^3 — Жаманшинский антиклинорий, VI_1^4 — Карашолакская антиклиналь.

Глубинные разломы (цифры в кружках): 1 — Сакмарско-Кокпектинский, 2 — Кемпирсайско-Даульский, 3 — Западно-Мугоджарский, 4 — Борлинский, 5 — Домбаровско-Балкымбайский, 6 — Старо-Карабутакский, 7 — Восточно-Мугоджарский, 8 — Зауральский, 9 — Соркольский, 10 — Каратауско-Джетыгаринский

http://jurassic.ru/

девона (чанчарская и егиндинская свиты), а на крыльях развиты образования более низких структурных подъярусов. На этом основании на тектонической карте в северной части мегасинклинория выделен Косистекский синклинорий, осложненный более мелкими синклинальными и антиклинальными структурами.

К югу от широты 50° в мегасинклинории выделяется Аксуйский антиклинорий. В осевой его части наблюдаются выходы образований нижнего структурного этажа — байкалид (аксуйская свита), к которым тяготеют образования наиболее низких структурных ярусов уралид (ордовикские отложения), а к крыльям приурочены образования более поздних структурных подъярусов. Аксуйский антиклинорий состоит из нескольких синклиналей и антиклиналей, оси которых, подчиняясь общему структурному плану, имеют почти меридиональное направление. Разрывные нарушения северо-восточного направления, совпадающие в основном с руслами рек, придают антиклинорию блоковый характер строения, по-видимому, унаследованный от подстилающих образований байкалид.

Косистекско-Аксуйский мегасинклинорий характеризуется интенсивными положительными аномалиями магнитного поля, которые прослеживаются под мезо-кайнозойскими отложениями на юг более чем на 100 *км*. В пределах этого мегасинклинория геофизическими методами улавливается наличие ультраосновных интрузий под покровом мезо-кайнозоя (на глубинах до 800 *м*). Этот меридиональный ряд интрузий к югу от широты 48° заканчивается крупным Даульским массивом.

Тагило-Магнитогорский прогиб в пределах казахстанской части Урала протягивается западнее меридиана 59° полосой с севера на юг более чем на 350 *км*. С востока он граничит по Борлинскому глубинному разлому с байкалидами Мугоджарского мегантиклинория, а на западе отделяется Кемпирсайско-Даульским глубинным разломом от образований Центрально-Уральского поднятия. У границы с Оренбургской областью прогиб имеет ширину около 50 *км*, в районе пос. Борлы он сужается до 25 *км*, а еще южнее вновь расширяется до 40 *км*.

В южной части Тагило-Магнитогорского прогиба на Урале описывается Магнитогорский мегасинклинорий. Его южная, казахстанская оконечность, часто именуемая Западной зеленокаменной зоной Мугоджар, выделяется ныне под названием Западно-Мугоджарского мегасинклинория.

Западно-Мугоджарский мегасинклинорий сформировался в типичных эвгеосинклинальных условиях в период от начала силура до первой половины среднего девона и сложен он преимущественно вулканогенными и магматическими формациями горных пород, обусловливающими сложность его тектонического строения. Трудность расшифровки элементов структурного плана мегасинклинория часто усугубляется отсутствием в слагающих его эффузивах маркирующих горизонтов, что не позволяет произвести уверенно замеры элементов залегания. Будучи сложен преимущественно вулканогенными образованиями диабазо-спилитовой формации, мегасинклинорий характеризуется интенсивными положительными аномалиями магнитного и гравитационного полей, которые имеют четкую линейную направленность: в широтном направлении магнитные максимумы чередуются с минимумами, которые совпадают с участками пониженных значений гравитационного поля.

Аномальный характер магнитного и гравитационного полей в Западно-Мугоджарском мегасинклинории объясняется сложностью геологического строения этой зоны. Последняя сложена мощной толщей

http://jurassic.ru/

пород диабазо-спилитового состава силура и девона и маломощной (до 2 *км*) толщей осадочных верхнедевонско-нижнекаменноугольных образований, характеризующихся пониженной магнитной восприимчивостью и пониженными плотностями. Для этого мегасинклинория характерно присутствие среди вулканогенных пород многочисленных габброидных интрузий, усиливающих положительный аномальный эффект рассматриваемой зоны.

Стратиграфо-литологические данные, а также структурно-морфологические особенности слагающих мегасинклинорий образований с использованием материалов интерпретации геофизических исследований позволяют в пределах Западно-Мугоджарского мегасинклинория выделить ряд структур третьего порядка, среди которых выделяются Примугоджарский, Средне-Орский, Кундыздинский синклинории и Катынадырский, Жамантауский, Бохтыбайский и Жанганинский антиклинории.

Примугоджарский синклинорий в большей своей части перекрыт мезо-кайнозойскими отложениями и фиксируется по разобщенным выходам образований верхнедевонско-нижнетурнейского структурного яруса, выступающих вдоль Кемпирсайско-Даульского (на западе) и Западно-Мугоджарского (на востоке) глубинных разломов, которые являются естественными границами синклинория. Он протягивается с севера на юг более чем на 300 *км*; ширина его в северной части 15 *км*, в районе р. Ойсылкара около 10 *км*, а в районе ст. Мугоджарская около 5 *км*. Замеры элементов залегания слагающих структуру пород свидетельствуют о северо-восточном их простирании и юго-восточном падении под углом от 40 до 80°.

Наибольшая вертикальная мощность пород, слагающих синклинорий, по расчетам аномалий гравитационного и магнитного полей, исчисляется в 2000 *м*, причем наибольшая мощность осадков предполагается в центральной части структуры на широте ст. Эмба, что отчетливо подтверждается усилением отрицательной магнитной аномалии в этом районе. Южнее намечается относительное воздымание шарнира структуры, и примерно на широте 48° она замыкается.

Для Мугоджарского синклинория характерны отрицательные аномалии магнитного поля со значениями до 500 *гамм*. Ему соответствует также уменьшение напряженности силы тяжести, а вдоль его восточной границы наблюдается зона высоких градиентов силы тяжести, соответствующая местоположению глубинного Западно-Мугоджарского разлома.

Катынадырский антиклинорий, названный по одноименному хребту, является южным продолжением Ирендыкского антиклинория, выделяемого на Южном Урале. В пределах региона он расположен к западу от Западно-Мугоджарского глубинного разлома и протягивается с севера на юг более чем на 90 *км*, до широты 50°. Ширина его в северной части равна 15 *км*, к югу она постепенно уменьшается. Его западной границей является Катынадырский разлом. Антиклинорий имеет симметричное строение. В его ядре залегают вулканогенные образования верхнесилурийско-нижнедевонского структурного подъяруса, а на крыльях развиты туфогенные образования среднедевонского структурного подъяруса.

Катынадырский антиклинорий имеет субмеридиональное направление оси, в его крыльях отмечаются крутые углы падения пород, лежащие в пределах 70—80°.

Средне-Орская синклиналь расположена в северной части Западно-Мугоджарского мегасинклинория, в районе среднего течения р. Орь. Она вытянута в меридиональном направлении более чем на 80 *км*

http://jurassic.ru/

к северу от широты 50°. Максимальная ее ширина около 18 *км*. Восточное крыло Средне-Орской синклинали сложено вулканогенными породами среднего девона, а ядро — терригенно-карбонатными породами верхнетурнейско-намюрского структурного подъяруса. Углы падения пластов на восточном крыле 25—30°. Западное крыло синклинали срезано Западно-Мугоджарским глубинным разломом, приподнято и уничтожено эрозией.

Жамантауский антиклинорий, названный по одноименному холмогорью, находящемуся в его центральной части, расположен восточнее и южнее Средне-Орской синклинали. Он имеет протяженность 150 *км*. Ширина его в южной части около 20 *км*; на широте 50°25′ он резко сужается, а далее к северу расширяется вновь, переходя в выделяемый на Южном Урале Бриентский антиклинорий. На его крыльях распространены эффузивы и яшмы верхней (куркудукской) свиты мугоджарского силурийского комплекса, тогда как его осевая часть сложена породами мугоджарской свиты.

К югу от широты 49°20′ в связи с погружением шарнира Жамантауского мегантиклинория выявляется более широкое распространение куркудукской свиты силура. В ядре наиболее прогнувшейся части прослеживаются терригенные отложения верхнедевонско-нижнетурнейского структурного яруса. Эта прогнувшаяся часть Западно-Мугоджарского мегасинклинория выделяется как Кундыздинский синклинорий шириной около 15 *км*, который протягивается от широты пос. Борлы, вплоть до крайних южных выходов палеозойских пород на широте 48°.

К западу и востоку от Кундыздинского синклинория расположены антиклинальные структуры, в ядрах которых обнажаются вулканогенные породы, принадлежащие нижней части силурийского разреза. Западная из них, Бохтыбайский антиклинорий, морфологически соответствует южной части Главного Мугоджарского хребта. Он прослеживается с севера на юг более чем на 150 *км* и имеет ширину в среднем около 5 *км*. Западной его границей является Западно-Мугоджарский разлом.

Жанганинский антиклинорий, ось которого совпадает с одноименным хребтом, протягивается в меридиональном направлении примерно от широты пос. Борлы к югу на 100 *км*, имея в ширину около 15 *км*. В центральной его части залегают несколько крупных массивов габброидов и гранитоидов.

Берчогурская синклиналь, располагаясь на южном периклинальном погружении зеленокаменного Западно-Мугоджарского мегасинклинория, прослеживается к югу от широты 48°40′ на 30 *км*, где она, постепенно расширяясь, перекрывается мезо-кайнозойскими отложениями. Максимальная ширина синклинали в обнаженной части составляет около 18 *км*. Крылья Берчогурской синклинали сложены верхнедевонскими и нижнетурнейскими породами, которые резко несогласно залегают на нижне-среднедевонских и силурийских вулканогенных образованиях Западно-Мугоджарского мегасинклинория. Углы падения пластов на крыльях синклинали меняются от 7 до 25°, причем западное крыло более крутое, чем восточное. Вдоль оси структуры, имеющей субмеридиональное направление, отмечается небольшой взброс.

Восточно-Уральское поднятие в пределах южной оконечности Урала занимает ее значительную центральную часть. Эта структурно-фациальная зона в пределах описываемого региона протягивается с севера на юг более чем на 250 *км* и имеет максимальную ширину около 85 *км*. Эта структура является приподнятым блоком байкалид, естественными границами которого служат Борлинский глубинный разлом на западе и Восточно-Мугоджарский — на востоке.

http://jurassic.ru/

Восточно-Уральское поднятие, будучи осколком жесткой докембрийской платформы, основные черты тектонического строения которой сформировались еще в байкальскую эпоху, в последующие палеозойские (уральские) этапы тектонического развития продолжало существовать как устойчивая геоантиклиналь, а слагающие ее образования нижнего структурного этажа не претерпели сколько-нибудь существенной перестройки структурного плана. Но в связи с последующим развитием Уральской складчатой системы в палеозое на определенных тектоно-магматических этапах возникали огромные напряжения в земной коре, которые привели к скалыванию жесткого основания геоантиклинали на отдельные более мелкие блоки, испытавшие дальнейшее перемещение лишь в вертикальной плоскости вдоль оживающих или возникающих вновь глубинных разломов.

Это привело к возникновению в средней (приосевой) части геоантиклинали ряда грабен-синклинальных структур, выполненных образованиями верхнего структурного этажа — уралидами, которые в целом объединяются в мегасинклинорий, именуемый Уимшилско-Кайрактинским. Этот мегасинклинорий, также обрамляемый глубинными разломами, разделяет геоантиклинальные образования байкалид на два самостоятельных мегантиклинория, из которых западный (наиболее крупный) назван Мугоджарским, а восточный — Текельдытауским.

Мугоджарский мегантиклинорий — наиболее крупная структурная единица Восточно-Уральского поднятия. В его строении резко преобладают докембрийские образования, представленные мощной толщей гнейсов и кристаллических сланцев, прорванных многочисленными интрузиями преимущественно гранитовой формации, связанными как с докембрийскими, так и с палеозойскими тектоно-магматическими этапами.

Мощность (вертикальная) земной коры в пределах Мугоджарского мегантиклинория, по расчетам поля силы тяжести, достигает 37 *км* (на 2 *км* больше, чем в области Центрально-Уральского поднятия). На гравитационном поле эта зона выражена региональным минимумом, обусловленным гнейсами малой плотности.

Магнитное поле Мугоджарского мегантиклинория спокойное и характеризуется преимущественно нулевыми или слабо отрицательными значениями ΔT_a. Редко наблюдаются локальные максимумы небольшой интенсивности.

Мугоджарский мегантиклинорий, располагаясь между Борлинским на западе и Старо-Карабутакским на востоке глубинными разломами, в пределах Западного Казахстана протягивается на 250 *км* от границы с Оренбургской областью на юг до широты 48° 30′. Ширина его средней части достигает 60 *км*. Вблизи оси этой структуры проходит меридиональный Домбаровско-Балкымбайский глубинный разлом, который вместе с другими параллельными ему локальными разломами и грабен-синклиналями разделяет мегантиклинорий на несколько структур третьего порядка: Талдыкский и Шолаккайрактинский антиклинории и расположенную между ними Балаталдыкскую горст-антиклиналь.

Талдыкский антиклинорий (по Р. А. Сегедину, горст-антиклиналь) представлен в южной половине преимущественно гнейсами верхнепротерозойского структурного яруса, которые слагают отдельные отчетливо прослеживающиеся антиклинали: Есекжалскую, Байментаускую, Кандыкаринскую, Тулепсайскую, Средне-Каиндинскую, Карасайскую и др.

Кристаллические сланцы, относимые к верхним частям разреза верхнепротерозойского структурного яруса, в строении Талдыкского антиклинория играют подчиненную роль и обычно слагают синклинальные структуры, наиболее крупной из которых является Нижне-Борлин-

http://jurassic.ru/

ская синклиналь, расположенная в центральной части антиклинория. В юго-восточной, центральной и северной частях антиклинория залегают крупные массивы позднепротерозойских гранито-гнейсов и позднепалеозойских гранитов, которые интенсивно мигматизируют, а местами нацело гранитизируют вмещающие породы. Последние интенсивно перемяты, сгофрированы, раскливажированы и часто имеют крутые углы падения слоев. В пределах распространения Талдыкского антиклинория на слагающих его породах местами интенсивно развита кора выветривания, затрудняющая расшифровку тектонических элементов.

Балаталдыкская горст-антиклиналь прослеживается узкой полосой в приосевой части Мугоджарского мегантиклинория, ограничиваясь с востока и запада грабен-синклинальными структурами. Сложена горст-антиклиналь образованиями верхнепротерозойского структурного яруса, прорванными Акпанским и Кайрактинским гранитными массивами, значительно осложнившими ее тектоническую структуру.

Шолаккайрактинский антиклинорий (по Р. А. Сегедину, Улыталдыкская горст-антиклиналь) располагается между Кайрактинским гранитным массивом на западе и Старо-Карабутакским глубинным разломом на востоке. Его центральная часть прорезается долиной р. Шолаккайракты. Антиклинорий сложен преимущественно образованиями верхнепротерозойского структурного яруса, представленными различными гнейсами, кварцитами, кварцито-сланцами и гранито-гнейсами, так же интенсивно дислоцированными, как и в двух описанных выше структурах. В центральной части антиклинория отмечается меридиональный Шолаккайрактинский глубинный разлом, с которым связано внедрение нескольких интрузий габбровой формации.

Для Мугоджарского мегантиклинория характерно кроме меридиональных глубинных разломов наличие нескольких разломов северо-западного и северо-восточного направления, причем разлом северо-западного направления имеет, по-видимому, региональный характер. Он прослеживается по отдельным локальным разломам от р. Ойсылкара на северо-западе до среднего течения р. Узын-Кайракты на юго-востоке. Далее к юго-востоку разлом фиксируется по наличию интенсивных аномалий в магнитном и гравитационном полях.

Уимшилско-Кайрактинский мегасинклинорий включает несколько синклинальных структур: Домбаровскую, Балкымбайскую и Ашисайскую грабен-синклинали и Старо-Карабутакский синклинорий. Эти структуры сложены в основном образованиями нижнего палеозоя, условно отнесенными к ордовикско-нижнесилурийскому структурному подъярусу. В их строении принимают участие вулканогенные образования среднедевонского структурного подъяруса и терригенно-карбонатные образования верхнетурнейско-намюрского структурного яруса.

Домбаровская и Балкымбайская грабен-синклинали, приуроченные к Домбаровско-Балкымбайскому разлому, являются отдельными элементами единой структурной зоны, ограничивающейся двумя параллельными разломами. Ширина этой структурной зоны в своей средней части не превышает 7 *км,* а к югу расширяется до 10 *км,* причем отмечается увеличение мощности образований верхних структурных подъярусов, слагающих зону, а в крайней ее южной части появляются карбонатные толщи, принадлежащие средне-верхнекаменноугольному структурному подъярусу. Слагающие грабен-синклинали образования в зоне разломов интенсивно рассланцованы, местами брекчированы и раздроблены по локальным разломам на более мелкие блоки.

Ащисайская грабен-синклиналь, расположенная несколько восточнее Балкымбайской, состоит из отдельных фрагментов, ограниченных

http://jurassic.ru/

с востока и запада глубинными разломами и прорванных Кайрактинской интрузией гранитоидов. Особенностью этой структуры является то, что в ее строении преобладают нижнепалеозойские образования, условно отнесенные к ордовикско-нижнесилурийскому структурному подъярусу, и отсутствуют каменноугольные осадки.

Старо-Карабутакский синклинорий, ограниченный с запада и востока глубинными разломами, имеет ширину в северной части около 30 *км,* в центральной около 2 *км* и в южной около 10 *км.* Западная часть синклинория сложена образованиями условно ордовикско-нижнесилурийского возраста, представленными метаморфическими зелеными сланцами, в значительной степени дислоцированными, смятыми в складки с крутыми углами падения крыльев (50—70°). В восточной части синклинория развиты терригенно-карбонатные образования верхнетурнейско-намюрского структурного подъяруса, которые в районе р. Шот залегают в своеобразном Шотском грабене. По мере движения к югу полоса выходов каменноугольных отложений постепенно сужается: в северной части она имеет ширину около 10 *км,* в южной измеряется несколькими метрами.

Текельдытауский мегантиклинорий прослеживается в восточной части Восточно-Уральского поднятия, ограничиваясь с запада Восточно-Мугоджарским, а с востока Зауральским глубинными разломами. Сложен он, как и Мугоджарский мегантиклинорий, глубоко метаморфизованными образованиями дауралид, прорванными интрузиями гранитовой (в основном) и габбровой формаций. В северной части (на широте 50°40′) мегантиклинорий имеет ширину около 50 *км,* к югу он резко клинообразно сужается до 2—3 *км,* а затем, в районе р. Узынкайракты, он снова расширяется до 18 *км* и к югу погружается под мезо-кайнозойские отложения.

В северной части этого мегантиклинория выделяется несколько структур третьего порядка, из которых известны: Актастинский антиклинорий, сложенный образованиями докембрийского структурного подъяруса, прорванными гранитами Южно-Актастинского массива; к востоку от этой структуры наблюдается небольшая Верхне-Иргизская синклиналь, представленная в основном вулканогенными образованиями среднедевонского структурного подъяруса.

К востоку от Восточно-Иргизской синклинали расположен Текелитауский антиклинорий, названный по одноименному габбровому массиву. В строении его принимают участие докембрийские гнейсы, гранито-гнейсы и амфиболиты, прорванные и интенсивно гранитизированные позднепалеозойскими гранитами. Обилие локальных разломов и развитая по слагающим антиклинория породам кора выветривания сильно затрудняют расшифровку отдельных тектонических элементов этой структуры. В ядре Текелитауского антиклинория преобладают различные гнейсы и гранито-гнейсы, а на крыльях развиты кварциты с подчиненными прослоями слюдяно-кварцевых сланцев, имеющими углы падения слоев 50—70°.

По физическим свойствам породы Текельдытауского мегантиклинория аналогичны породам, слагающим Мугоджарский мегантиклинорий: они практически немагнитны и характеризуются пониженной плотностью. Благодаря этому антиклинорий четко отбивается от соседних синклинальных структур по отрицательным аномальным магнитным и гравитационным полям.

На юге Текельдытауский мегантиклинорий заканчивается Узынкайрактинской горст-антиклиналью (по р. Узынкайракты). Эта структура является выступом докембрийских образований, сложенным глубоко метаморфизованными породами протерозоя. Преобладающее про-

http://jurassic.ru/

стирание пород северо-восточное, падение преимущественно к юго-востоку под углом 80—85°.

Восточно-Уральский прогиб в пределах Казахстана представлен Прииргизским мегасинклинорием, сложенным в основном вулканогенно-терригенными образованиями, которые почти полностью перекрыты мезо-кайнозойскими осадками западной части Тургайской равнины.

Расшифровка его тектонического строения осуществлена с помощью скважин, вскрывших породы фундамента, и в результате интерпретации магнитного и гравитационного полей.

В строении Прииргизского мегасинклинория, заключенного между Зауральским и Соркольским разломами и имеющего в среднем ширину около 70 *км,* принимают участие терригенные образования условно среднедевонско-нижнетурнейского структурного яруса, залегающие в крыльях мегасинклинория, и вулканогенные образования средневизейско-намюрского и средне-верхнекаменноугольного структурного подъярусов, слагающие ядро структуры. Образования нижнего среднедевонско-нижнетурнейского структурного яруса, выступая на крыльях мегасинклинория, образуют структуры третьего порядка: Карабутакскую антиклиналь на северо-западе и Карашолакскую — в юго-западной части. Вдоль восточного борта мегасинклинория выделен Жаманшинский антиклинорий.

В осевой, наиболее прогнувшейся части этой структуры, сложенной в основном каменноугольными эффузивами, наблюдается Иргизский синклинорий. В строении синклинория принимают участие как осадочные отложения, приуроченные к нижней части разреза слагающих структуру толщ и известные лишь в ее северной части, так и пользующиеся преимущественным развитием эффузивные образования андезито-базальтовой формации, принадлежащие верхней части разреза слагающих синклинорий толщ. В пределах синклинория вдоль глубинных разломов отмечаются цепочки интрузий гипербазитовой формации и значительные по размерам интрузии гранитовой, реже габбровой формаций.

Слагающие мегасинклинорий вулканогенные породы и терригенные отложения характеризуются резко различными, противоположными по знаку гравитационными и магнитными полями, что позволило проследить границы их распространения под мезо-кайнозойским чехлом.

Зауральское поднятие прослеживается узкой полосой вдоль восточной границы описываемой территории. Оно представлено западной частью Каракольско-Карашатауского мегантиклинория. Последний сложен метаморфическими породами, объединяемыми (Бойцова и др., 1955) в карашатаускую толщу, возраст которой пока остается спорным и которая отнесена к ордовикско-нижнесилурийскому структурному подъярусу.

В формировании структурно-фациальных зон важное значение имели региональные разрывные дислокации (глубинные разломы), отделяющие друг от друга поднятия и прогибы, которые обусловили блоковое строение Уральской геосинклинали. Эти тектонические нарушения представляют собой узкие щелеобразные опускания и зоны сближенных разломов, вблизи которых смятие пород достигает максимума. Последние отображаются на картах физических полей по элементам линейно вытянутых аномалий.

На территории Южной оконечности Урала насчитывается десять зон региональных разломов, продолжающихся к северу и югу за пределы рассматриваемой площади, и много локальных разломов. Ниже дается характеристика основных глубинных разломов.

http://jurassic.ru/

Сакмарско-Кокпектинский глубинный разлом в районах обнаженной части складчатого фундамента представляет собой систему сбросов и надвигов. По геофизическим данным отмечается прямолинейность высоких градиентов магнитного и гравиметрического полей, прослеживающихся на юг за пределы рассматриваемой площади. По глубинному разлому проходит граница раздела мио- и эвгеосинклинальных областей. Амплитуда перемещения по разлому двух смежных структурно-фациальных зон составляет примерно 5 *км*. Падение плоскости разлома близко к вертикальному.

Кемпирсайско-Даульский разлом отделяет Кемпирсайский антиклинорий от Западно-Мугоджарского мегасинклинория. Он отличается большой мощностью и глубиной. Своими корнями он, по-видимому, уходит в верхнюю мантию, о чем свидетельствуют приуроченные к нему внедрения громадных по размерам многофазных интрузий ультраосновной магмы (Кемпирсайский, Даульский и другие массивы). С этой зоной связаны предположительные, не выходящие на поверхность складчатого фундамента интрузии гипербазитов, фиксируемые положительными аномалиями магнитного и гравитационного полей. Плоскость Кемпирсайско-Даульского глубинного разлома падает на восток под углом 70—80°.

Западно-Мугоджарский глубинный разлом располагается в пределах одноименного мегасинклинория и разделяет структуры второго порядка. Он отчетливо выделяется по данным геологических наблюдений и фиксируется цепочкой аномалий силы тяжести и магнитного поля, определяющих положения интрузий габбро на глубине.

Борлинский глубинный разлом разделяет две структурно-фациальные зоны Мугоджар: Западно-Мугоджарский мегасинклинорий и Мугоджарский мегантиклинорий. Фиксируется он по линейному расположению интрузий габбро и гранитов, а также резкой сменой аномального магнитного поля и гравиметрической ступенью. Расчеты по аномалиям указывают на восточное падение плоскости разлома. Разлом является долгоживущим, интенсивные подвижки отмечаются вплоть до позднепалеозойского времени. Амплитуда перемещения достигает 6 *км*.

Домбаровско-Балкымбайский разлом располагается внутри Мугоджарского мегантиклинория и разграничивает структуры третьего порядка. Он хорошо прослеживается по магнитным и гравитационным аномалиям.

Старо-Карабутакский, Восточно-Мугоджарский и Зауральский глубинные разломы также хорошо отображаются на магнитометрических и гравиметрических картах.

Соркольский разлом располагается внутри Иргизской синклинальной структуры и выделен лишь на основании геофизических съемок по линейно вытянутым магнитным и гравиметрическим аномалиям. Падение плоскостей разломов вертикальное. Амплитуда перемещения по ним достигает 2 *км*.

Глубинные разломы в большинстве своем заложились в самые начальные этапы жизни подвижного пояса на основе расколов кристаллического фундамента. Они имеют согласное со структурами фундамента простирание и характеризуются длительностью развития. Являясь основными факторами в процессе формирования структурно-фациальных зон, глубинные разломы играют роль пограничных элементов различного класса структур и в зависимости от этого подразделяются на межформационные и внутриформационные. К группе межформационных глубинных относятся Сакмарско-Кокпектинский, Кемпирсайско-Даульский, Борлинский, Зауральский и Карашатауско-Джетыгаринский разломы. Эта группа разломов располагается на сочленениях

http://jurassic.ru/

структур первого порядка (поднятий и прогибов). К группе внутриформационных принадлежат Западно-Мугоджарский, Домбаровско-Балкымбайский, Старо-Карабутакский, Восточно-Мугоджарский и Соркольский глубинные разломы, которые разграничивают структуры второго и более высоких порядков.

Глубинные региональные разломы, кроме того, служат предопределяющим фактором пространственного размещения интрузивного магматизма. Региональные геофизические исследования территории Мугоджар показывают, что пояса гипербазитовых, базитовых и гранитоидных интрузий, а также области развития вулканогенных образований контролируются глубинными разломами, которые служат питающими каналами. Характером разломов обусловлены и магматические интрузивные комплексы ультраосновного, габброидного и гранитного состава. Первые из них связаны в своем большинстве с граничными межформационными разломами (Сакмарско-Кокпектинский, Кемпирсайско-Даульский и Зауральский), а также с внутриформационными разломами (Соркольский). Интрузии габброидного состава имеют связь с Западно-Мугоджарским, Борлинским и рядом локальных глубинных разломов. Интрузивный магматизм гранитного состава приурочен к Домбаровско-Балкымбайскому, Старо-Карабутакскому, Восточно-Мугоджарскому и Карашатауско-Джетыгаринскому глубинным разломам.

ПЕРИФЕРИЯ ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА

АКТЮБИНСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ

К югу от р. Урал на продолжении фестончато погружающихся узких линейных складок Зилаирского синклинория, сложенных породами верхнего девона и нижнего карбона, расположена полоса развития верхнепалеозойских и нижнетриасовых пород, известная в геологической литературе под названием Актюбинского Приуралья. Она на 180—200 *км* простирается на юг примерно до ширины ст. Джурун, с востока от Центрально-Уральского поднятия ограничена Сакмарско-Кокпектинским разломом, а с запада от северо-востока Прикаспийской впадины — Мартукским погребенным разломом (рис. 4).

Общие представления о геологическом строении Актюбинского Приуралья даны в работах В. Е. Руженцева (1930 а, б, 1936 а), А. Л. Яншина (1932, 1948 а, б; 1951, 1955, 1962), П. И. Климова, (1935), Ю. А. Косыгина (1940 б), А. А. Богданова (1947), В. П. Пнева (1949), Р. И. Быкова (1956), М. П. Казакова (1957), Н. В. Неволина (1958, 1961, 1965), П. Я. Аврова (1957), В. С. Журавлева (1960 а), Р. Г. Гарецкого (1962), Я. С. Эвентова (1962), П. Я. Аврова и Л. Г. Космачевой (1963) и других исследователей, предложивших множество схем тектонического районирования территории.

Ряд исследователей (В. Е. Руженцев, П. И. Климов, Ю. А. Косыгин, А. А. Богданов, В. П. Пнев, Р. И. Быков, М. П. Казаков, Н. В. Неволин и др.) Актюбинское Приуралье относит к Предуральскому краевому прогибу. Несколько иного представления о строении Актюбинского Приуралья придерживаются А. Л. Яншин, П. Я. Авров, В. С. Журавлев, Р. Г. Гарецкий и др.

А. Л. Яншин в прежних своих работах (1948 а, б, 1951) Актюбинское Приуралье также считал краевым прогибом. Он первым из геологов отметил, что Актюбинское Приуралье является продолжением кулисообразно погружающихся на юг складок Зилаирского синклинория и в его пределах верхнепалеозойские и нижнетриасовые отложе-

http://jurassic.ru/

ния залегают на геосинклинальном основании. Позже А. Л. Яншин (1962) доказал, что породы верхнего палеозоя и нижнего триаса в Актюбинском Приуралье отлагались к востоку от регионального глубинного шва, разделяющего Восточно-Европейскую платформу и Уральскую

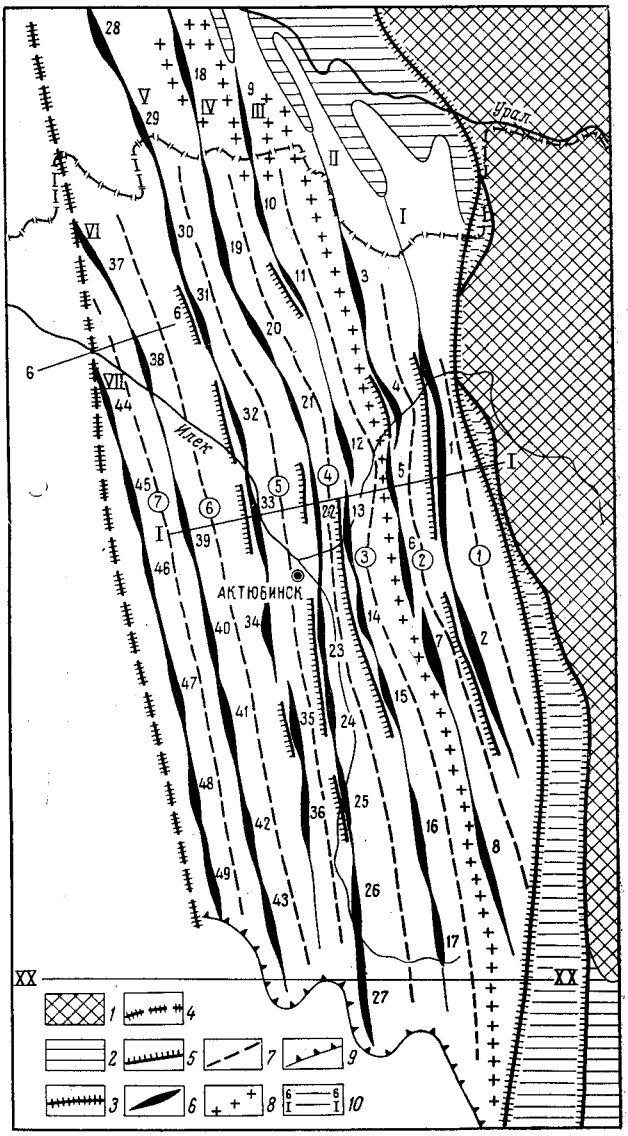


Рис. 4. Тектоническая схема Актюбинского Приуралья (по В. Е. Руженцову, 1950 г., П. Я. Аврову, 1956 г. и Я. И. Романюку, 1966 г.)

1 — зона развития пород нижнего — среднего палеозоя Центрально-Уральского поднятия, *2* — донижнепермские породы Зилаирского синклинория и других миогеосинклинальных прогибов, *3* — Сакмарско-Кокпектинский глубинный разлом, *4* — Мартукский погребенный разлом, *5* — разломы типа взбросов и надвигов, *6* — оси антиклинальных складок, *7* — оси синклиналей, *8* — восточная граница распространения каменной соли, *9* — граница южного окончания Актюбинской полосы периклинального прогиба, *10* — сейсмические профили МОВ и КМПВ.

Антиклинальные тектонические зоны: I — Александровская, II — Петропавловская, III — Жилянская, IV — Бестамакская, V — Западно-Актюбинская; VI — Каратогайская; VII — Черноводская. Антиклинали: 1 — Александровская, 2 — Белогорская, 3 — Синтасская, 4 — Северно-Петропавловская, 5 — Южно-Петропавловская, 6 — Жангинская, 7 — Борлинская, 8 — Шолакская, 9 — Актакольская, 10 — Красноярская, 11 — Андреевская, 12 — Акшатская, 13 — Жилянская, 14 — Подгорненская, 15 — Табантальская, 16 — Павловская, 17 — Жарыкская, 18 — Курманинская, 19 — Кызылжулдузская, 20 — Жосинская, 21 — Жингазинская, 22 — Гавриловская, 23 — Актюбинская, 24 — Бестамакская, 25 — Алгинская, 26 — Булакская, 27 — Кандагачская, 28 — Жанаталапская, 29 — Муюлдинская, 30 — Буртинская, 31 — Каратаусайская, 32 — Георгиевская, 33 — Западно-Актюбинская, 34 — Шибаевская, 35 — Самбайская, 36 — Ново-Украинская, 37 — Казанская, 38 — Каратогайская, 39 — Жинишкинская, 40 — Кундактырская, 41 — Сарыбулакская, 42 — Тепсекская, 43 — Западно-Кандагачская, 44 — Жанаилекская, 45 — Междуреченская, 46 — Черноводская, 47 — Кокбулакская, 48 — Новосергеевская, 49 — Шубарсайская. Синклинали (цифры в кружках): 1 — Каргалинская, 2 — Актастинская, 3 — Кундыздинская, 4 — Илекская, 5 — Тамдинская; 6 — Курашасайская, 7 — Луговская

геосинклинальную систему. Поскольку область развития пород верхнего палеозоя и нижнего триаса в Актюбинском Приуралье, по р. Эмбе, на Шошкакольской гряде и т. д. расположена на периклинальном погружении различных зон Урала и залегает на геосинклинальном основании, он считает более правильным называть ее Южным периклинальным прогибом Уральской складчатой системы.

http://jurassic.ru/

П. Я. Авров (1957) показал, что в пределах Актюбинского Приуралья морфологически ни по подсолевым (артинско-верхнекаменноугольным), ни по надсолевым (верхнепермским и нижнетриасовым) отложениям не представляется возможным выделить краевой прогиб. Верхнепалеозойские и нижнетриасовые отложения с востока на запад без резкого изменения мощностей постепенно погружаются в сторону Прикаспийской впадины под покров более молодых отложений и на фоне общего опускания образуют пять зон узких антиклинальных складок уральского простирания.

В. С. Журавлев (1960 а) отнес Актюбинское Приуралье к Предуральскому периклинальному прогибу, Р. Г. Гарецкий (1959, 1962) и В. И. Шрайбман (Гарецкий, Шрайбман, 1960) — к Южно-Уральскому периклинальному прогибу.

Глубокое бурение (трест «Актюбнефтеразведка») и комплексные геофизические исследования («Спецгеофизика» и Актюбинская геофизическая экспедиция), проведенные в Актюбинском Приуралье, в основном подтвердили точку зрения П. Я. Аврова, А. Л. Яншина и других и позволили внести ряд дополнений.

В геологическом строении Актюбинского Приуралья принимают участие породы среднего карбона, гжельского и оренбургского ярусов верхнего карбона, ассельского, сакмарского, артинского и кунгурского ярусов нижней перми, верхней перми, нижнего и верхнего триаса, юры и мела. Среди каменноугольных, нижнепермских и верхнепермско-нижнетриасовых отложений не наблюдается никаких несогласий, и переходы между ними постепенные. Между верхнетриасовыми и юрскими отложениями, юрскими и меловыми, а также внутри этих подразделений существуют стратиграфические несогласия. Комплекс верхнепалеозойских и нижнетриасовых пород сильно дислоцирован, смят в единую систему узких антиклинальных складок и составляет нижний структурный этаж. Породы верхнего триаса, юры и мела с резким угловым и эрозионным несогласием перекрывают отложения верхнего палеозоя — нижнего триаса, практически недислоцированы и составляют верхний структурный этаж.

Актюбинское Приуралье характеризуется региональным гравитационным минимумом, на фоне которого выделяются локальные минимумы и максимумы силы тяжести субмеридионального простирания. Минимальные значения приурочены обычно к сводовым частям соляных антиклиналей по кунгурским отложениям, где соль залегает на глубинах до 350—400 *м*, а максимальные значения соответствуют синклиналям. К западу от Мартукского разлома и к юго-западу от ст. Кандагач аномалии теряют линейную ориентировку и характеризуются мозаичным расположением, типичным для соляных куполов Подуральского плато.

Сейсмическими исследованиями МОВ, РНП, КМПВ, проведенными Актюбинской геофизической экспедицией на региональных профилях (В. М. Игуменов, 1966 г.; Ф. И. Жалыбин, 1966 г.; М. М. Коновалов, 1951 г.) и на площади многих антиклинальных складок (Н. И. Шехт, 1952 г.; В. П. Данилин, 1962 г.; Е. С. Печенкин, 1959 г. и др.), в толще нижнепермских и более древних пород достаточно четко прослеживаются три опорных отражающих горизонта. Верхним отражающим горизонтам «*б*» и «*к*» соответствует преломляющий горизонт с граничной скоростью 4000—4500 *м/сек,* который приурочен к сульфатным отложениям кровли кунгурского яруса. Отражающий горизонт «*а*», которому соответствует преломляющий горизонт с $V_г$=5300—5500 *м/сек,* по данным бурения скважин на Подгорненской, Жосинской, Актюбинской, Бестамакской, Западно-Актюбинской и Драгомировской складках, приурочен к кровле песчаников артин-

http://jurassic.ru/

ского яруса. Нижний отражающий горизонт «*П*»$_2$, которому соответствует преломляющий горизонт с $V_г$=6000—6200 *м/сек,* расположен на 2000—3400 *м* ниже горизонта «*а*» (рис. 5) и пока что, из-за отсутствия скважин, не стратифицирован.

Геолого-геофизические исследования (О. Г. Асташенков и др., 1962 г.; В. М. Игуменов, 1966 г.; Ф. И. Жалыбин, 1966 г.) позволили четко определить восточную и западную границы Актюбинского Приуралья, произвести тектоническое районирование территории и по опорным отражающим горизонтам выделить положительные и отрицательные структурные формы субмеридионального простирания. Строение территории определяется региональным погружением верхнепалеозойских и нижнетриасовых пород с востока на запад и с севера на юг. Как показано на геолого-сейсмическом профиле (рис. 6), проведенном через Актюбинское Приуралье, на фоне общего погружения пород нижнего структурного этажа выделяются семь зон узких асимметричных и иногда кулисообразно заходящих друг за друга антиклинальных складок (с востока на запад): Александровская, Петропавловская, Жилянская, Бестамакская, Западно-Актюбинская, Каратогайская и Междуреченская. В их сводах обнажены верхнекаменноугольные и пермско-нижнетриасовые отложения. Антиклинали отделены друг от друга более пологими синклиналями. Зоны антиклинальных складок в Актюбинском Приуралье расположены на продолжении резко погружающихся к югу и фестончато замыкающихся окончаниях узких линейных складок Зилаирского синклинория. Вследствие резкого погружения шарниров складок к югу оси структур ундулируют, в результате чего в сводах антиклиналей попеременно залегают ассельско-сакмарские, артинские и кунгурские отложения нижней перми. Южнее широты г. Актюбинск нижнепермские породы почти полностью перекрываются преимущественно красноцветной молассой верхней перми и нижнего триаса.

Александровская зона находится на востоке Актюбинского Приуралья и включает Александровскую и Белогорскую антиклинали. Она расположена в 18 *км* от Сакмарско-Кокпектинского разлома и отделяется от него Домбарской синклиналью, выполненной артинскими и сакмаркскими отложениями. От широты пос. Кызылту на севере до пос. Ульке на юге Александровская зона имеет субмеридиональное простирание. К северу от пос. Кызылту простирание ее меняется на северо-западное, а южнее пос. Ульке до широты ст. Аккемир зона поворачивает на юго-восток и срезается Сакмарским разломом. Особенностью зоны является отсутствие каменной соли в отложениях кунгурского яруса. По данным В. П. Пнева, это объясняется тем, что в восточной части Актюбинского Приуралья существовала прибрежная часть морского бассейна с высокой гидродинамической подвижностью. Поэтому здесь отлагались сульфатно-карбонатные и терригенные осадки.

Александровская антиклиналь расположена в северной части зоны и представляет собой изоклинальную асимметричную складку, вытянутую в меридиональном направлении и в сводовой части сложенную породами оренбургского яруса верхнего карбона. Длина антиклинали более 25 *км,* ширина около 1,5 *км.* Восточное крыло ее сравнительно пологое (углы падения пород 40—45°), западное крутое (углы падения 70—75°). С глубиной углы падения пород на обоих крыльях несколько возрастают. Западное крыло антиклинали осложнено простирающимся почти параллельно ее оси разломом надвигового характера, по которому свод складки надвинут на западное крыло. Наличие надвига подтверждено данными бурения скв. Г-14, которая до глубины 338 *м* прошла терригенные породы оренбургского яруса, а ниже

http://jurassic.ru/

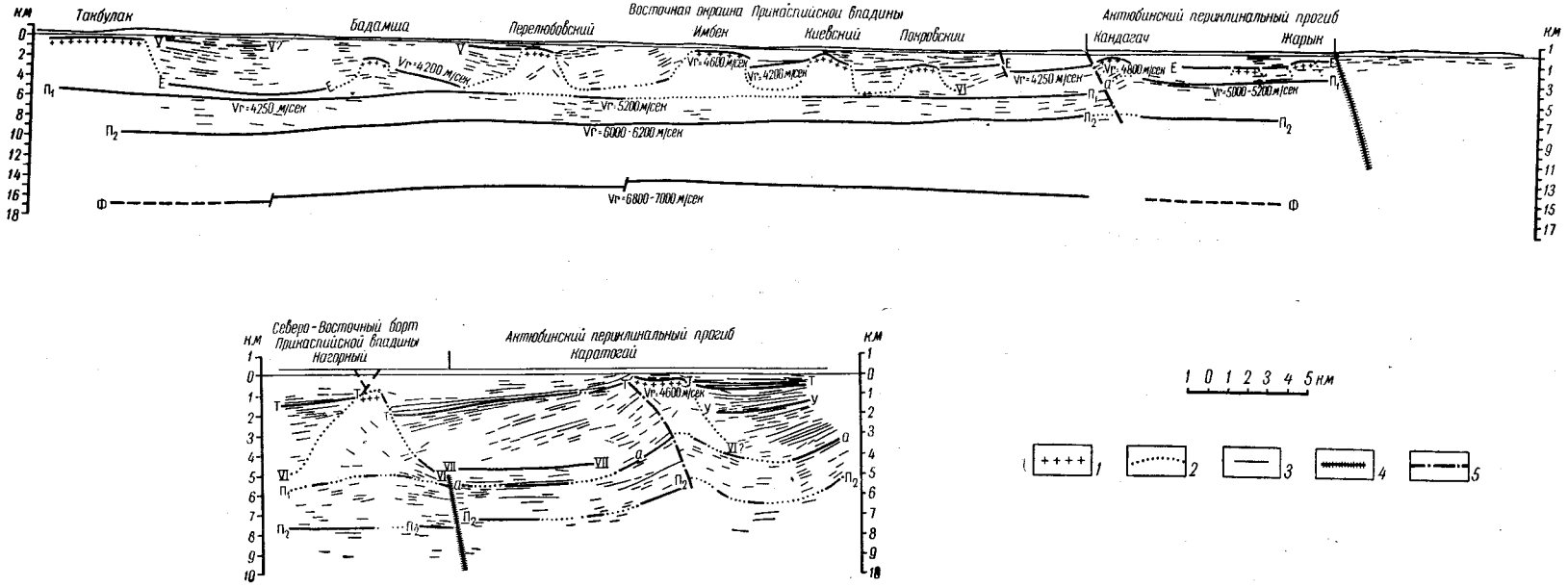


Рис. 5. Сейсмические профили XX—XX и 6—6 через Актюбинское Приуралье

1 — кровля соли; *2* — кровля соли по данным гравиметрии; *3* — отражающие горизонты; *4* — шов, отделяющий Актюбинское Приуралье от зоны Уралтау и Прикаспийской впадины; *5* — разломы

http://jurassic.ru/

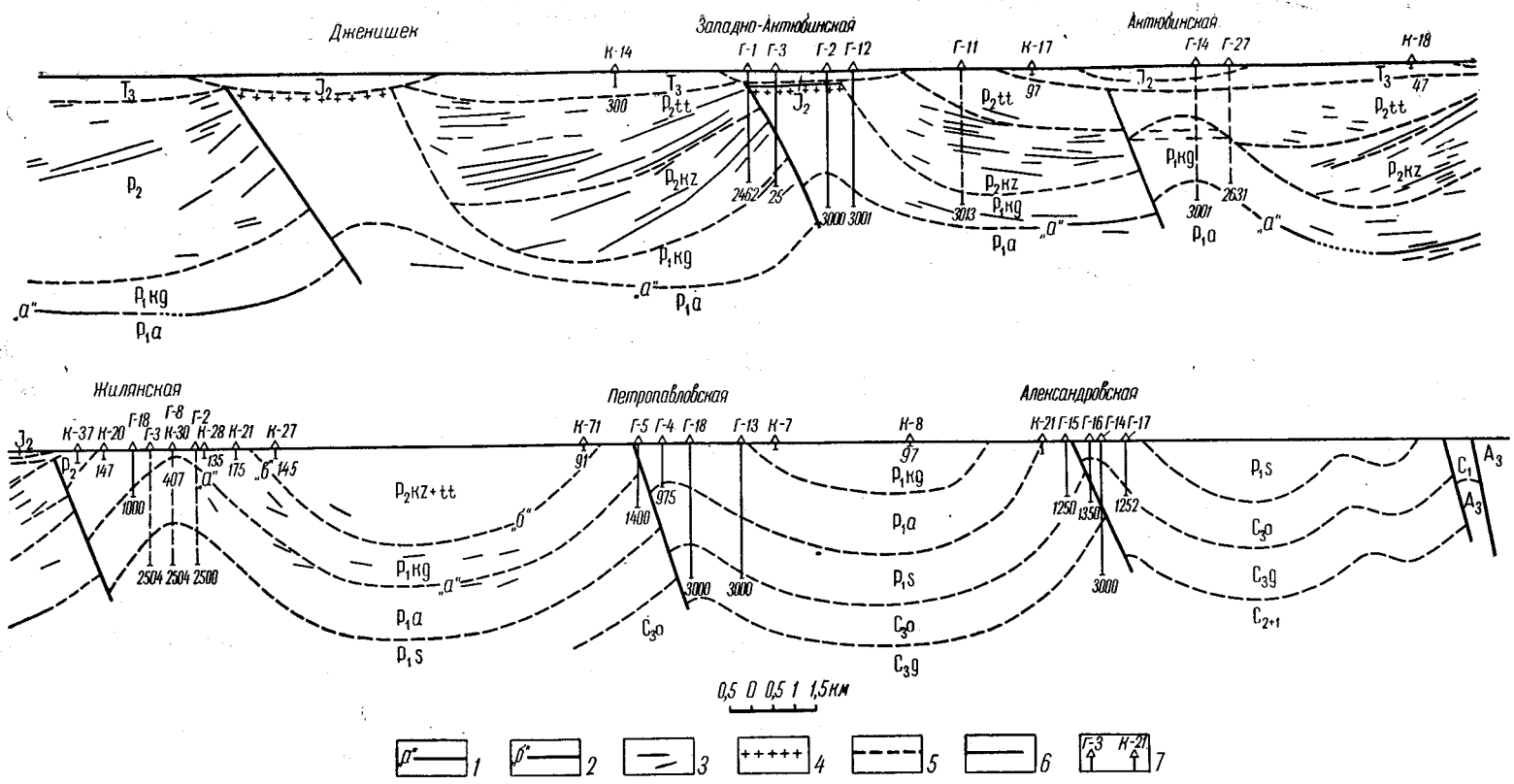


Рис. 6. Геолого-сейсмический профиль I—I через Актюбинское Приуралье (по П. Я. Аврову, И. Б. Дальяну)

1 — основной отражающий горизонт, приуроченный к кровле артинских отложений; *2* — основной отражающий горизонт, приуроченный к кровле кунгурских отложений; *3* — отражающие площадки; *4* — кровля каменной соли; *5* — стратиграфические границы; *6* — разломы; *7* — скважины на профиле и их номера

http://jurassic.ru/

в интервале 338—1815 *м* вскрыла отложения гжельского яруса, пересекла плоскость нарушения, характеризующуюся перемятостью пород и многочисленными зеркалами скольжения, а затем вновь повторила разрез оренбургских пород, вторично вскрыв отложения гжельского яруса в интервале 2321—3000 *м*. Амплитуда нарушения составляет около 2300 *м*. Место выхода надвига на поверхность точно не установлено. По-видимому, плоскость его круто падает на восток. Нарушение расположено между скважинами Г-15 и Г-16, которые удалены друг от друга на 500 *м* и вскрывают породы сакмарского яруса и верхнего карбона. Разрезы их на электрокаротажных диаграммах не коррелируются между собой.

Белогорская антиклиналь находится в южной части зоны. Она представляет собой асимметричную изоклинальную складку протяженностью более 30 *км* и шириной 1,5 *км*. Сводовая часть расположена к северо-западу от пос. Белогорский и представлена породами оренбургского яруса. Севернее и южнее свода наблюдается слабое погружение оси складки. Восточное крыло складки более пологое, чем западное, и имеет углы падения в породах сакмарского яруса 36—50°. Западное крыло крутое, с углами падения 68—80°. На западном крыле складки, видимо, имеет место разлом сбросового характера с амплитудой 2000 *м*. Скважинами он не установлен, но его существование подтверждается бурением структурно-поисковых скважин на западном крыле и в своде антиклинали. При расстоянии между скважинами в 450—500 *м* на западном крыле вскрыты отложения сакмарского яруса, а в своде — породы верхнего карбона.

Петропавловская антиклинальная зона расположена в 8—10 *км* к западу от Александровской, отделяясь от нее относительно пологой синклиналью, выполненной терригенными породами артинского и терригенно-сульфатными кунгурского ярусов и верхнепермскими осадками, и состоит из Синтасской, Петропавловской, Жангинской, Борлинской и Шолакской складок. При этом в сводовых частях Синтасской складки выходят отложения верхнего карбона, в Петропавловской — верхи артинского яруса, в Жангинской — артинского яруса, в Борлинской — низы артинского яруса и в Шолакской — по-видимому, кунгурские отложения, образующие эрозионные мульды. На западных крыльях Синтасской, Петропавловской и Борлинской складок геологоразведочными работами установлены взбросы, амплитуда которых по артинско-сакмарским отложениям на наиболее изученных глубоким бурением Петропавловской и Борлинской складках составляет 800—1000 *м*. Причем отложения оренбургского яруса, обнажающиеся в сводах Синтасской и Александровской складок, в сводовой части Петропавловской складки (скважины Г-3 и Г-18) залегают уже на глубине 2300—2310 *м*. Складки Петропавловской зоны имеют более широкие (до 2—2,5 *км*) своды по сравнению с антиклиналями Александровской зоны. Они прослеживаются на юг почти до широты ст. Кандагач и здесь срезаются Сакмарским разломом. В кунгурских отложениях на южной периклинали Петропавловской и, по-видимому, на Шолакской складках появляется каменная соль, характерная для более западных складок.

К западу от Петропавловской антиклинальной зоны в толще кунгурских отложений присутствует каменная соль мощностью в несколько сотен метров. Наличие пластичной каменной соли вносит специфические черты в строение антиклинальных складок, так как в завершающую стадию герцинской складчатости в результате тангенциальных напряжений со стороны Урала каменная соль в основном концентрировалась на западных крыльях складок. Это обстоятельство внесло но-

http://jurassic.ru/

вые элементы в тектонику антиклиналей остальных пяти зон, усложняя строение их западных крыльев. За счет концентрации масс соли на западных крыльях складок галогенные отложения образуют вторичные соляные антиклинали.

Своды последних смещены к западу на расстояние до 2,5 *км* по отношению к сводам по артинским отложениям, что нередко приводит к несогласному и дисгармоничному притыканию галогенных кунгурских отложений на породы верхней перми и артинского яруса. Западные крылья соляных антиклиналей в свою очередь осложнены нависающими над породами верхней перми соляными карнизами.

Синтасская антиклиналь выделена в самой северной части Петропавловской зоны и представляет собой изоклинальную асимметричную складку протяженностью около 20 *км* и шириной 2 *км*. В ее своде обнажаются породы оренбургского яруса, присводовую и периклинальные части выполняют отложения ассельского яруса, а крылья сложены сакмарскими отложениями. Складка имеет относительно широкое и пологое северо-восточное крыло с углами падения сакмарских пород 35—45°. Юго-западное крыло узкое и крутое с углами падения сакмарских отложений 60—75°. В западной присводовой части складка осложнена продольным взбросом, по которому свод и северо-восточное крыло приподняты и надвинуты на юго-западное. Наличие взброса доказывается несоответствием мощностей пород обоих крыльев и ненормальным взаимоотношением отложений северо-восточного и юго-западного крыльев, в результате чего на одинаковой гипсометрической отметке находятся породы оренбургского и ассельского, сакмарского и артинского ярусов. Амплитуда взброса, по данным Л. Б. Паасикиви, равна 2550 *м*. Плоскость взброса круто падает на северо-восток.

Петропавловская антиклиналь расположена в северной части зоны. Она имеет субмеридиональное простирание и в сводовой части сложена терригенными породами артинского яруса. Длина антиклинали, судя по выходам на поверхности артинских отложений, составляет 12,5 *км*, ширина 2,5 *км*, амплитуда поднятия 1200 *м*. Восточное крыло антиклинали пологое, с углами падения пород артинского яруса 30°, западное крыло более крутое, с углами падения пород до 70°. С глубиной углы падения пород на восточном и западном крыльях увеличиваются соответственно до 45—50° и 80°. Западное крыло осложнено взбросом, амплитуда которого по артинским и ассельским отложениям составляет 1000—800 *м*, а в каменноугольных уменьшается до 600—500 *м*. Взброс подтвержден бурением. Так, скв. Г-6 дважды в интервалах 177—283 и 1087—1223 *м* повторила разрез байгенджинских отложений. Скв. К-11 на глубине 59 *м* из артинских отложений вошла в породы кунгурского яруса, а скважины К-12 и К-23, расположенные друг от друга на расстоянии 250 *м*, на равной гипсометрической отметке вскрыли породы верхней перми и артинского яруса, что также указывает на наличие взброса. Отложения оренбургского яруса в своде складки скважинами вскрываются на глубине 1970—2310 *м*.

Борлинская антиклиналь находится в южной части зоны в 45 *км* к югу от Петропавловской. В сводовой части сложена породами артинского яруса, а на крыльях — кунгурского яруса и верхней перми. Антиклиналь узкая, асимметричная, с относительно пологим восточным и крутым западным крыльями. Длина складки составляет 10 *км* при ширине по выходам артинских отложений 1,6 *км*. Углы падения пород на восточном крыле равны 35—50°, а на западном составляют 65—80°. К западному крылу антиклинали приурочен взброс с амплитудой около 800 *м*, по которому свод и восточное крыло несколько надвинуты на западное. Нарушение установлено сейсмически-

http://jurassic.ru/

ми исследованиями РНП и подтверждено бурением скв. Г-2, которая в интервале 1458—1465 *м* пересекла плоскость взброса, где по керну были подняты сильно перемятые аргиллиты и алевролиты сакмарского яруса.

Жилянская зона антиклиналей расположена в 11—12 *км* западнее Петропавловской зоны и отделяется от нее синклиналями, выполненными верхнепермскими отложениями. В центральной части расположенных на севере синклиналей артинские отложения залегают на глубинах до 1900 *м*, а в южных синклиналях они погружаются до глубины 3000 *м*. Зона состоит из Актакольской, Красноярской, Андреевской, Жингизинской, Жилянской, Подгорненской, Табантальской, Павловской и Жарыкской антиклиналей и протягивается в меридиональном направлении вдоль всего Актюбинского Приуралья. Геолого-геофизическими исследованиями наиболее детально изучено глубинное строение Андреевской, Жилянской, Подгорненской и Табантальской структур.

Андреевская антиклиналь находится в северной части зоны и имеет субмеридиональное простирание. Длина складки 13 *км*, ширина 2 *км*. В сводовой части складка сложена породами кунгурского яруса, а крылья — верхнепермскими отложениями. Глубинное строение складки не изучено, так как сейсмических работ в ее пределах не проводилось. Складка асимметричного строения, с пологим восточным и крутым западным крыльями. Углы падения верхнепермских пород на восточном крыле составляют 45—60°, а на западном они равны 65—70°. В сводовой части складка осложнена продольным нарушением.

Жилянская антиклиналь расположена в центральной части зоны и простирается в меридиональном направлении на 15 *км* при ширине свода 2,8 *км*. В рельефе сводовой части структуры соответствует возвышенность Жилянтау, где обнажаются конгломераты кровли артинского яруса. Крылья антиклинали представлены породами кунгурского яруса и верхней перми. Антиклиналь асимметрична, с крутым западным и более пологим восточным крыльями; амплитуда поднятия ее составляет 1400 *м*. По артинским отложениям углы падения в сводовой части не превышают 10°, увеличиваясь на восточном крыле до 45°, а на западном до 65°. С глубиной на крыльях углы падения пород возрастают. В сводовой части структуры отложения оренбургского яруса вскрыты скважинами на глубине 2650—2750 *м*.

По данным сейсмических исследований, на западном крыле складки установлен взброс с амплитудой 500 *м*, по которому свод структуры надвинут на западное крыло. При этом в северном направлении взброс быстро затухает, а в южном — прослеживается на значительном расстоянии, продолжаясь на западное крыло Подгорненской антиклинали.

В южной части западного крыла складки к артинским отложениям приурочена концентрация каменной соли. Залежь соли образует вторичную соляную антиклиналь, детально изученную Е. Г. Бурковской. Свод соляной антиклинали смещен на 2 *км* к западу по отношению свода по артинским отложениям, а различные горизонты кунгурских отложений на восточном крыле соляной антиклинали примыкают к породам артинского яруса.

Подгорненская антиклиналь расположена в 6 *км* к югу от Жилянской и протягивается на 18 *км* при ширине до 4 *км*. Свод антиклинали образован терригенными отложениями артинского яруса, которые залегают на глубине 230—260 *м* от поверхности. Складка асимметрична, с пологим восточным и крутым западным крыльями. Углы падения, замеренные в артинских отложениях, в сводовой части равны

http://jurassic.ru/

7—10°, на восточном крыле составляют 20—30°, а на западном увеличиваются до 60—65°. К западному крылу складки приурочен взброс с амплитудой 500—600 *м*, по которому свод и восточное крыло складки приподняты и надвинуты на западное крыло.

Табантальская антиклиналь находится в южной части зоны и имеет длину 12 *км* и ширину 2 *км*. Складка субмеридионального простирания и в сводовой части сложена породами кунгурского яруса и верхней перми. Структура характеризуется пологим восточным крылом и крутым западным. Углы падения пород верхней перми в сводовой части составляют 8—10°, на северо-восточном крыле увеличиваются до 20—25°, а на юго-западном возрастают до 45—50°. Глубокие скважины, пробуренные вкрест простирания складки, не вышли из отложений кунгурского яруса. Сейсмические исследования МОВ также не позволили установить в разрезе горизонт «*а*», поэтому глубинное строение складки осталось недостаточно изученным.

Бестамакская антиклинальная зона расположена в 10—12 *км* к западу от Жилянской, состоит из Курмаинской, Кызылжулдузской, Жосинской, Гавриловской, Актюбинской, Бестамакской, Алгинской, Булакской и Кандагачской антиклиналей и протягивается с севера на юг вдоль всего Актюбинского Приуралья. В сводах указанных складок обнажены или неглубоко залегают под юрскими отложениями лишь кунгурские породы, а отложения артинского яруса залегают на глубинах от 1800 до 2200 *м*. Глубоким бурением и сейсмическими исследованиями МОВ и РНП на западных крыльях Жосинской, Актюбинской, Бестамакской, Алгинской и Кандагачской антиклиналей доказаны взбросы с амплитудой 550—600 *м*. На западных крыльях структур к артинским отложениям приурочены соляные антиклинали по кунгурским породам, своды которых на 1—1,5 *км* смещены на запад по отношению сводов артинских пород. Западные крылья соляных антиклиналей осложнены соляными карнизами, нависающими над породами верхней перми.

Синклинали, разделяющие Жилянскую и Бестамакскую антиклинальные зоны, более пологие, чем синклинали между Жилянской и Петропавловской зонами, и выполнены отложениями верхней перми. Артинские отложения в центральных частях синклиналей залегают на глубине от 3000 до 4000 *м*, причем она увеличивается в направлении с севера на юг.

Жосинская антиклиналь расположена в северной части Бестамакской зоны и вытянута в субмеридиональном направлении. Длина структуры 12 *км*, ширина до 2,5 *км*, амплитуда поднятия равна 900 *м*. Антиклиналь имеет пологое восточное крыло (углы падения 30—40°) и крутое западное (до 60—65°). К западному крылу складки, судя по характеру залегания горизонта «*а*», приурочен взброс с амплитудой 800 *м*, по которому свод надвинут на западное крыло. Артинские отложения вскрыты в периклинальной части скважинами Г-9 (интервал 2645—3003 *м*) и Г-10 (интервал 2523—3196 *м*).

На западном крыле складки к артинским отложениям приурочена каменная соль, образующая вторичную соляную антиклиналь с глубиной залегания соли 320 *м*. Свод этой антиклинали находится в 2 *км* к западу относительно свода по артинским отложениям. Западное крыло антиклинали надвинуто на породы верхней перми.

Актюбинская антиклиналь расположена в центральной части зоны и в своде представлена кунгурскими осадками. Артинские отложения вскрыты в южной присводовой части складки скважинами Г-21 (интервал 2075—3001 *м*) и Г-14 (интервал 2163—2631 *м*), а также на восточном крыле — скв. Г-27 (интервал 2250—3000 *м*). Антикли-

http://jurassic.ru/

наль имеет протяженность 10 *км*, ширина свода 1,5 *км*, амплитуда поднятия 650 *м*. Восточное крыло складки пологое, с углами падения 25—35°, западное крутое, с углами падения 50—60°. Сейсмическими исследованиями МОВ и МРНП на западном крыле установлен взброс.

На западном крыле складки по артинским отложениям наблюдается вторичная соляная антиклиналь. Свод соляной антиклинали смещен на 1,5 *км* к западу по отношению к своду по артинским отложениям. Западное крыло соляной антиклинали надвинуто на верхнепермские отложения.

Бестамакская антиклиналь находится в 6 *км* к югу от Актюбинской. С поверхности она сложена породами кунгурского яруса, а артинские отложения в сводовой части складки вскрыты скважинами Г-23 (интервал 1770—3000 *м*) и Г-13 (интервал 1761—2536 и 2720—3003 *м*), а на восточном крыле — скв. Г-24 (интервал 2142—3000 *м*). По кровле артинских отложений Бестамакская антиклиналь имеет протяженность 8 *км*, ширину свода 1,5 *км*; амплитуда поднятия равна 650 *м*. Восточное крыло складки пологое с углами падения 25—35°, западное — крутое с углами падения 50—60°. К западному крылу, по данным сейсмических исследований (МОВ и МРНП), приурочен взброс. Он подтвержден результатами бурения скв. Г-13, которая в интервале 173—1761 *м* прошла кунгурские отложения и в интервале 1761—2536 *м* — артинские породы, а затем до глубины 2720 *м* вновь повторила разрез кунгурских отложений, после чего в интервале 2720—3003 *м* вскрыла породы артинского яруса. Амплитуда нарушения равна 850 *м*.

На западном крыле складки по артинским отложениям галогенными породами кунгурского яруса образована вторичная соляная антиклиналь, свод которой на 2 *км* смещен на запад по отношению к основному своду. Западное крыло соляной антиклинали надвинуто на породы верхней перми и образует небольшой нависающий соляной карниз.

Алгинская антиклиналь расположена в южной части зоны. Глубинное строение ее установлено по данным рекогносцировочных сейсмических работ МРНП и МОВ. По горизонту «*а*» складка простирается в меридиональном направлении и имеет длину 10 *км*, ширина ее до 2 *км*, амплитуда поднятия равна 800 *м*. В сводовой части складки горизонт «*а*» залегает на глубине 2900 *м*. Антиклиналь характеризуется пологим восточным крылом (углы падения 8—10°) и более крутым западным (18—25°). В западной присводовой части структуры наблюдаются разрыв горизонта «*а*» и значительное погружение его на западном крыле, обусловленное продольным взбросом с амплитудой до 900 *м*, по которому свод складки надвинут на западное крыло.

На западном крыле складки по артинским отложениям наблюдается каменная соль, образующая вторичную соляную антиклиналь. Свод последней на 2 *км* смещен к западу от основного свода по артинским отложениям, а западное крыло ее характеризуется налеганием кунгурских отложений на породы верхней перми.

Булакская антиклиналь находится в 9 *км* к югу от Алгинской и установлена при проведении рекогносцировочных сейсмических работ МОВ. По данным геолого-геофизических исследований, антиклиналь имеет меридиональное простирание, длину около 15 *км* и ширину до 2 *км*. Структура характеризуется крутым западным крылом и пологим восточным. В сводовой ее части горизонт «*а*», по-видимому, залегает на глубине 2300—2400 *м*, погружаясь к центральной части синклинали, отделяющей Булакскую и Новоукраинскую антиклинали, до 3800—4100 *м*.

http://jurassic.ru/

Кандагачская антиклиналь расположена в южной части Бестамакской зоны. Глубинное строение ее еще недостаточно изучено. По имеющимся геолого-геофизическим данным, она по артинским отложениям имеет протяженность около 20 *км* при ширине свода в 2,5 *км*, амплитуда поднятия ее равна 800 *м*. Глубина залегания артинских отложений в сводовой части по горизонту «*а*» составляет 2400 *м*. Антиклиналь имеет пологое восточное крыло и крутое западное. К западному крылу, по данным сейсмических исследований, приурочен взброс с амплитудой 700 *м*.

К западному крылу складки по артинским отложениям приурочен свод вторичной соляной антиклинали по кунгурским породам, который смещен на 1,5 *км* к западу по отношению к основному. Западное крыло соляной антиклинали осложнено нависающим соляным карнизом, залегающим на породах верхней перми.

Западно-Актюбинская зона антиклиналей находится в 8—10 *км* западнее Бестамакской и также протягивается с севера на юг вдоль всего Актюбинского Приуралья. Она состоит из Жанаталапской, Муюлдинской, Буртинской, Каратусайской, Драгомировской, Западно-Актюбинской, Шибаевской, Самбайской и Новоукраинской антиклиналей. В их сводовых частях обычно под юрскими отложениями залегают породы кунгурского яруса. Артинские отложения в пределах этой зоны вскрыты на Драгомировской (скв. Г-I, интервал 1892—3000 *м*) и Западно-Актюбинской антиклиналях (скв. Г-2, интервал 2350—3000 *м*). Геолого-сейсмическими работами на западных крыльях Каратусайской и Западно-Актюбинской складок установлены взбросы с амплитудой смещения 550—600 *м*. К западным их крыльям по артинским отложениям приурочены соляные антиклинали по кунгурским галогенным породам, своды которых на 1,5—2 *км* смещены к западу от основных сводов. Западные крылья соляных кунгурских антиклиналей осложнены нависающими над породами верхней перми соляными карнизами шириной до 0,8 *км*.

Синклинали, разделяющие антиклинали Западно-Актюбинской и Бестамакской зон, пологие и выполнены главным образом отложениями верхней перми. В центральных частях их артинские отложения в направлении с севера на юг залегают на глубинах от 3400 до 4000 *м*.

Драгомировская антиклиналь расположена в центральной части Западно-Актюбинской зоны, имеет меридиональное простирание. Это асимметричная складка длиной 14 *км* и шириной свода до 3 *км*. В сводовой части артинские отложения вскрыты скв. Г-1 на глубине 1800 *м*, кровля их соответствует отражающему горизонту «*а*». Свод антиклинали образован породами артинского яруса, а крылья — кунгурскими отложениями. Амплитуда поднятия равна 700—750 *м*. Свод ее пологий, западное крыло по горизонту «*а*» крутое (углы падения 70—75°), восточное крыло более пологое (до 50°). Характер залегания горизонта «*а*» дает основание предполагать наличие на западном крыле продольного взброса с амплитудой до 500 *м*, по которому свод надвинут на западное крыло.

На западном крыле по артинским отложениям фиксируется вторичная соляная антиклиналь, образованная концентрацией каменной соли. Свод соляной антиклинали на 2,5 *км* смещен к западу относительно свода по артинским отложениям. Западное крыло соляной кунгурской антиклинали надвинуто на верхнепермские отложения и осложнено нависающим над ними соляным карнизом.

Западно-Актюбинская антиклиналь расположена в центральной части зоны в 8 *км* к югу от Драгомировской. По данным сейсмических исследований МОВ и МРНП, она имеет меридиональное про-

http://jurassic.ru/

стирание, протяженность 15 *км* и ширину свода 2 *км*. В своде артинские отложения вскрыты скв. Г-2 на глубине 2250 *м*, что соответствует глубине залегания горизонта «*а*». Структура характеризуется относительно пологим восточным крылом (углы падения по горизонту «*а*» до 20—30°) и более крутым западным (углы падения 40—50°). К ее западному крылу (по характеру поведения горизонта «*а*» и данным бурения) приурочен продольный взброс с амплитудой 700—800 *м*, по которому свод складки надвинут на западное крыло.

К западному крылу складки по артинским отложениям приурочена концентрация каменной соли, с которой связана вторичная соляная антиклиналь. Свод соляной антиклинали смещен к западу, а западное крыло ее надвинуто на породы верхней перми.

Каратогайская зона антиклиналей является одной из самых западных. Несколько севернее широты ст. Мартук эта зона обрывается Мартукским разломом, а к югу субмеридионально протягивается до замыкания Актюбинского Приуралья. Она расположена в 10—11 *км* к западу от Западно-Актюбинской зоны и состоит из Казанской, Каратогайской, Жинишкинской, Кундактырской, Сарыбулакской, Тепсекской и Западно-Кангадачской антиклиналей. В сводовых частях этих структур под юрскими отложениями на глубине 320—500 *м* залегают галогенные породы кунгурского яруса. Артинские отложения, по данным сейсмических исследований, на Казанской антиклинали залегают на глубине 3600 *м*, Каратогайской — на 3400 *м* и Жинишкинской — на 3300 *м*. Сейсмическими работами на западных крыльях Казанской, Каратогайской и Жинишкинской антиклиналях установлены взбросы с амплитудой 300—450 *м*. К западным крыльям складок по артинским отложениям приурочены кунгурские соляные антиклинали, своды которых на 1,5 *км* смещены к западу от основных сводов. Западные крылья и своды кунгурских соляных антиклиналей нависают над подстилающими породами верхней перми.

Синклинали, разделяющие антиклинали Каратогайской и Западно-Актюбинской зон, выполнены верхнепермскими отложениями. В центральных частях их породы артинского яруса залегают на глубине 4400—4800 *м*.

Казанская антиклиналь является крайней северо-западной в зоне и простирается в направлении с северо-запада на юго-восток. По сейсмическим данным МОВ, юго-западная ее часть срезается Мартукским разломом, а в сводовой части горизонт «*а*» залегает на глубине 3600 *м*. По кровле артинских отложений антиклиналь имеет протяженность 8 *км* и ширину до 2 *км*. Северо-восточное крыло пологое с углами падения пород 30—35°, юго-западное крутое с углами падения 45—50°. По взбросу северо-восточное крыло надвинуто на юго-западное.

Каратогайская антиклиналь имеет субмеридиональное простирание и располагается в северной части зоны. По данным сейсмических исследований МОВ (В. М. Игуменов и др., 1966 г.), горизонт «*а*» в сводовой ее части залегает на глубине 3400 *м*. По кровле артинских отложений она представляет относительно пологую асимметричную складку протяженностью 13 *км* и шириной 4 *км*. Западное крыло по артинским отложениям имеет углы падения пород 35—40°, восточное 15—20°. К западному крылу складки приурочен взброс, по которому свод надвинут на западное крыло; амплитуда взброса 300—400 *м*.

По горизонту VI, приуроченному к кровле каменной соли, над сводом и западным крылом структуры по артинским отложениям выделена соляная антиклиналь с глубиной залегания соли в своде 250—300 *м*. Она имеет длину 15 *км* и ширину 2,5 *км*. Западное крыло антиклинали осложнено нависающим соляным карнизом. Восточное крыло относи-

http://jurassic.ru/

тельно пологое, с углами падения поверхности соляного массива 50—60°. К западному и восточному крыльям соляной антиклинали примыкают породы верхней перми, которые прорваны соляным штоком.

Жинишкинская антиклиналь установлена при региональных сейсмических работах МОВ. Она расположена в северной части зоны, имеет меридиональное простирание и асимметричное строение. Протяженность ее около 15 *км*, ширина свода до 2 *км*, амплитуда поднятия около 600 *м*. В сводовой части складки артинские отложения залегают на глубине 2600—2650 *м*. По характеру залегания горизонта «*а*» восточное крыло пологое, западное крутое. К западному крылу приурочен продольный взброс с амплитудой 400—500 *м*, по которому свод приподнят и надвинут на западное крыло.

К западному крылу артинской складки приурочена концентрация каменной соли, образующая здесь вторичную соляную антиклиналь. К западному крылу соляной антиклинали приурочен нависающий соляной карниз, надвинутый на породы верхней перми.

Междуреченская зона антиклиналей является самой западной. Несколько севернее широты ст. Каратогай она обрывается Мартукским разломом и к югу субмеридионально протягивается до замыкания Актюбинского Приуралья. Она расположена в 6—7 *км* к западу от Каратогайской зоны и состоит из Жанаилекской, Междуреченской, Черноводской, Кокбулакской, Новосергеевской и Шубарсайской антиклиналей. В их сводовых частях под меловыми и юрскими отложениями на глубине 200—500 *м* залегают галогенные породы кунгурского яруса. Артинские отложения, по результатам сейсмических исследований, залегают в Жанаилекской антиклинали на глубине 4600 *м*, в Междуреченской 4400 *м* и в Черноводской 4000 *м*.

Междуреченская зона антиклиналей выявлена сейсмическими исследованиями в последние годы (В. М. Игуменов и др., 1966 г.), поэтому глубинное строение ее еще недостаточно изучено. Сейсмическими работами на западных крыльях Междуреченской и Черноводской складок установлены взбросы с амплитудой 150—250 *м*. К западным крыльям складок к артинским отложениям приурочены кунгурские соляные антиклинали, своды которых смещены к западу от сводов по артинским породам. Западные крылья кунгурских соляных антиклиналей осложнены соляными карнизами.

Синклинали, разделяющие складки Каратогайской и Междуреченской антиклинальных зон, выполнены верхнепермскими отложениями, а артинские породы залегают в их центральных частях на глубине 5400—5600 *м*.

Жанаилекская антиклиналь является крайней западной складкой зоны и непосредственно примыкает к Мартукскому разлому. Она по стратоизогипсе горизонта «*а*» —4600 *м* вытянута в субширотном направлении и состоит из двух сводов. Ее длина по стратоизогипсе —4600 *м* составляет 3 *км*, ширина 1,6 *км*, а амплитуда поднятия равна 250 *м*. При этом складка имеет почти симметричное строение с одинаковыми углами падения северо-восточного и юго-западного крыльев до 30°.

Междуреченская антиклиналь имеет субмеридиональное простирание. Сейсмическими работами изучена ее северная половина, где горизонт «*а*» в наиболее повышенной присводовой части залегает на глубине 4200 *м*. Размеры антиклинали и характер восточного и западного крыльев остались невыясненными. К западному крылу антиклинали приурочен взброс с амплитудой 150—200 *м*, по которому ее свод надвинут на западное крыло.

http://jurassic.ru/

Черноводская антиклиналь расположена в северной части зоны. Она установлена при проведении региональных сейсмических работ МОВ. По характеру залегания горизонта «*а*» складка имеет асимметричное строение с глубиной залегания артинских отложений в сводовой части 4000—4100 *м*. Длина ее около 11 *км* при ширине свода 2,5 *км*. Восточное крыло антиклинали пологое, с углами падения до 15—20°, западное крутое, с углами падения до 35—45°. К западному крылу складки приурочен взброс с амплитудой до 200 *м*, по которому свод несколько приподнят и надвинут на западное крыло.

Таким образом, в строении складок Актюбинского Приуралья отмечаются следующие характерные особенности:

1. Асимметричность складок — антиклинали имеют крутые западные крылья и более пологие восточные.

2. Погружение зеркала складчатости и затухание амплитуды складок с востока на запад по мере удаления от регионального Сакмарско-Кокпектинского разлома.

3. Приуроченность к крутым западным крыльям антиклиналей продольных дизъюнктивных нарушений взбросового характера и уменьшение их амплитуды в западном направлении от Александровской зоны к Междуреченской, а в пределах каждой антиклинальной зоны — по направлению с севера на юг.

4. Смещение в результате соляного тектогенеза сводов антиклиналей по кунгурским отложениям на 1,5—2 *км* к западу по отношению к сводам по артинским образованиям.

5. Приуроченность к сводовым частям антиклиналей по кунгурским отложениям «дизъюнктивных» мульд, выполненных преимущественно юрскими и меловыми отложениями.

6. Отсутствие перерывов в осадконакоплении между отложениями нижнего триаса, перми и более древних стратиграфических подразделений.

7. Резко увеличенные по сравнению с прилегающими с запада участками Прикаспийской впадины мощности артинских, сакмарских, ассельских, верхнекаменноугольных и более древних пород при почти одинаковых мощностях кунгурских и верхнепермских отложений.

8. Соответствие структурных планов нижнетриасовых и верхнепалеозойских пород с более древними, в то время как к западу от Мартукского погребенного разлома наблюдается несоответствие структурных планов по отражающим палеозойским горизонтам $П_1$ и $П_2$.

9. Ундуляция оси антиклинальных зон и постепенное погружение их шарнира с севера на юг от левобережья р. Урал до широты ст. Джурун.

А. Л. Яншин (1962) убедительно показал, что восточной границей Предуральского краевого прогиба является региональный шов, отвечающий полосе повышенных градиентов силы тяжести, за которым в пределах Актюбинского Приуралья развиты породы верхнего и среднего палеозоя в геосинклинальных формациях. Геолого-сейсмические исследования последних лет (1967 г.) показали, что Предуральский краевой прогиб полностью замыкается несколько севернее широтного течения р. Илек. Точно установлено местоположение регионального шва, отделяющего с запада Актюбинское Приуралье от Русской плиты (В. М. Игуменов, 1966 г.).

Анализ формационного состава и мощностей верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья и примыкающей к нему Прикаспийской впадины показывает, что в пределах Актюбинского Приуралья в позднекаменноугольную эпоху, ассельский, сакмарский и артинский века существовал обособленный прогиб, развивавшийся к югу от

http://jurassic.ru/

Зилаирского синклинория и ограниченный с востока Сакмарским и с запада Мартукским разломами, а с юга — приподнятой восточной прибортовой зоной Прикаспийской впадины. Этот прогиб следует называть Актюбинским периклинальным прогибом.

В Актюбинском периклинальном прогибе накапливались мощные толщи терригенных флишеподобных отложений, значительно большие по мощности, чем синхронные толщи Предуральского краевого прогиба в Ишимбаевском и Оренбургском Приуралье и восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины. Так, например, если мощность всего верхнего карбона в Ишимбаевском Приуралье равна 100—130 *м*, а в восточной прибортовой зоне Прикаспия на площадях Жанажол и Алибекмола она не превышает 260 *м*, то в Актюбинском периклинальном прогибе она достигает 2200 *м*. В формационном отношении отложения Актюбинского периклинального прогиба также отличны от Предуральского краевого прогиба и платформенной области восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины. В Предуральском краевом прогибе отложения верхнего карбона, ассельского и сакмарского ярусов представлены молассами, карбонатными и карбонатно-кремнисто-глинистыми породами. В пределах прибортовой зоны Прикаспийской впадины среди отложений верхнего карбона и ассельского яруса распространены известняки, ангидриты и терригенные породы с прослоями карбонатов. Среди толщ верхнего карбона, ассельского и сакмарского ярусов присутствует флишевая формация, которая присуща только периклинальным и внутренним частям краевых прогибов (Гарецкий, Самодуров и др., 1963) и может развиваться только в случаях, если прогиб заложен на геосинклинальном основании.

В течение кунгурского века, позднепермской и раннетриасовой эпох при прогибании Прикаспийской впадины происходило опускание Актюбинского периклинального прогиба.

В Актюбинском периклинальном прогибе развиты узкие весьма протяженные линейные складки субмеридионального простирания, образующие антиклинальные зоны. В краевом прогибе Ишимбаевского и Оренбургского Приуралья и в восточной прибортовой зоне Прикаспийской впадины обычно развиты купола, брахиантиклинали и коробчатые антиклинали. Следовательно, Актюбинский периклинальный прогиб отличается от Предуральского краевого прогиба и восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины некоторыми характерными формациями, мощностью выполняющих их отложений и морфологией развитых в их пределах структур (Гарецкий, Самодуров и др., 1963).

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ («ДИЗЪЮНКТИВНЫЕ») МУЛЬДЫ АКТЮБИНСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

В пределах Актюбинского Приуралья собранные в складки отложения верхней перми и нижнего триаса Предуральского краевого прогиба и Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы скрываются под сплошным покровом пород мезозоя (преимущественно) и палеогена. Уже непосредственно к югу от р. Урал в Предуральском краевом прогибе на поверхности почти повсеместно развиты залегающие весьма полого отложения верхнего триаса и нижней юры. Однако на их фоне весьма отчетливо проступают резко очерченные контуры меридионально ориентированных мульд, выполненных среднеюрскими и нижнемеловыми, реже верхнемеловыми и палеогеновыми породами, отсутствующими на пространствах, разделяющих мульды.

http://jurassic.ru/

Как известно, внешняя граница Предуральского краевого прогиба определяется крутой флексурой, которая по геологическим данным и гравиметрии достаточно уверенно трассируется от слияния рек Салмыша и Юшатыря до меридиана г. Ак-Булак Оренбургской области. На этом отрезке ей повсеместно отвечает четкая меридиональная гравитационная ступень, которой сопутствуют наиболее западные из упомянутых протяженных мульд. Такими мульдами на правобережье р. Илек (в пределах Оренбургской области РСФСР) являются Тытасская, Акбулакская и Майакбулакская, а также Новопавловская, выполненные отложениями верхнего триаса — верхнего мела и даже палеогена (Новопавловская мульда). Несколько восточнее протягиваются Кызылобинская и Мокроовражская мульды, а еще восточнее Привольненская. Отличительными особенностями этих мульд являются большая протяженность (отношение длины к ширине нередко достигает 1 : 10 и более), линейная вытянутость, выдержанная меридиональная ориентировка и приуроченность локальных минимумов силы тяжести. При этом северным центроклиналям некоторых из этих мульд (Акбулакской и Новопавловской) отвечают уходящие на север гравитационные «языки». Несколько отклоняется от меридионального направления к северо-западу Новопавловская мульда, которая на севере кулисообразно подставляется Тытасской мульдой. Последняя расположена в пределах общего с первой гравитационного «языка», отклоняющегося на севере от меридионального направления.

Для всех перечисленных мульд характерны довольно крутые (до 15—20°) углы наклона слоев в их прибортовых частях, постепенно выполаживающихся к осевым частям мульд и вверх по разрезу. Борта некоторых из этих мульд (Тытасской, Новопавловской, Акбулакской) осложнены продольными сбросами. Значительно реже встречаются здесь поперечные сбросы, обычно затухающие в глубь мульд, а также сбросы, отсекающие их центроклинали.

Ширина полосы развития этих линейных мульд не превышает 40 *км*. Она протягивается между ж.-д. станциями Ак-Булак и Сагарчин по правобережью р. Илек. По левобережью р. Илек в связи с общим погружением отложений мезозоя породы верхнего триаса и нижней юры перекрываются отложениями мела, а мульды, столь резко выраженные на севере района, к югу уже не прослеживаются (не доходя р. Малая Хобда).

К востоку от Привольненской мульды по правобережью р. Илек в восточной части Предуральского краевого прогиба мезо-кайнозойские мульды утрачивают линейность и становятся овальными или изометричными в плане. И только Советская мульда, расположенная в верховьях р. Буртя по ее правобережью, а также Казанская мульда, находящаяся между р. Илек и верховьями р. Урта-Буртя, ориентированы в северо-западном (Советская) и в запад-северо-западном (Казанская) направлении. Наряду с крупными мульдами — Харьковской размером 10×7,5 *км* и Вознесенской, или Яйсано-Вознесенской, размером 15×15 *км*, — здесь встречаются весьма небольшие мульды (до 2,5—3 *км* по длинной оси): Браиловская, Тастубинская, Сарокамышская. Последние встречаются на междуречье Бурти и Урта-Бурти. Наиболее молодыми отложениями, развитыми в пределах мульд, являются породы палеогена (Казанская мульда), нижнего мела (Харьковская и Советская мульды), верхней юры (Вознесенская мульда) и средней юры (Браиловская, Тастубинская, Сарокамышская мульды). Углы наклона слоев в мезо-кайнозойских мульдах восточной части Предуральского краевого прогиба, как правило, менее крутые, чем в мульдах его западной части. Дизъюнктивные нарушения в этой части прогиба уста-

http://jurassic.ru/

новлены только по бортам Советской, Вознесенской и Казанской мульд. В соответствии с общим изменением морфологии мульд изменяется и характер гравитационного поля: аномалии силы тяжести утрачивают ориентировку, но несмотря на их мозаичность, все же удается подметить, что мульдам отвечают в той или иной мере локальные минимумы силы тяжести.

Южнее, на левобережье р. Илек, где преобладающим развитием пользуются нижнемеловые отложения, мульды уже не прослеживаются и появляются первые соляные купола: Жанадаур по р. Тамды и Котыртас на левобережье р. Аксу.

Севернее же, на правобережье р. Урал, где палеозойские отложения Предуральского краевого прогиба обнажены, мезозойские отложения прослеживаются лишь в мульдах, приуроченных к осевым частям верхнепермских антиклинальных складок и вытянутых вдоль осей последних (Урнякская, Белогорская, Новочеркасская, Маховая антиклинали). Некоторые из этих мульд, отличающиеся небольшими размерами и округлой формой (Гирьяльская и Алабайтальская), располагаются непосредственно над гипсами кунгурского яруса, обнажающимися в ядрах верхнепермских антиклиналей.

К востоку от Предуральского краевого прогиба, в пределах обнаженной части Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы, на левобережье р. Урал эти мульды располагаются либо на продолжении кунгурских сводов антиклинальных складок, либо приурочены непосредственно к выходам на поверхность кунгурских отложений. Они отмечены у поселков Красноярского и Андреевского над Андреевской брахиантиклиналью Андреевско-Бурлашинской антиклинали, в пределах Ленинской антиклинали и ее юго-восточного продолжения, у пос. Хазретовка, Ново-Покровского и на других участках.

Наиболее хорошо изучены западные мульды, находящиеся в бассейне верховьев р. Урта-Бутря — Жосинская, Каратауская, а также Драгомировская.

Бурением установлено, что наиболее прогнутая часть Жосинской мульды по отношению к ее общему контуру смещена на северо-восток и располагается непосредственно над гипсами верхней части кунгурского яруса, прослеживающимися в надвинутом к западу ядре Жосинской антиклинали. Драгомировская мульда выполняет депрессионное понижение в гипсовом ядре верхнепермской антиклинали, причем юго-западное крыло мульды перекрывает юго-западное крыло погребенной антиклинали. В обеих мульдах непосредственно на кунгурских породах залегают юрские отложения. Общая мощность мезозойских отложений в мульдах не превышает 300 *м*.

На левобережье р. Илек к сводовой части Западно-Актюбинской (Заводской) антиклинали приурочена Георгиевская мульда, выполненная осадками средней и верхней юры. Южнее в осевой части антиклинали расположена Саздинская мульда, образованная среднеюрскими и нижнемеловыми отложениями.

К юг-юго-западу, на возможном южном продолжении Западно-Актюбинской антиклинали, находится Петровская мульда. Последняя вытянута в северо-восточном направлении и сложена среднеюрскими, нижне- и верхнемеловыми образованиями.

К западу и северо-западу от Петровской мульды соответственно располагаются Жаксыкаинсайская и Луговская мульды, выполненные осадками нижнего и верхнего мела.

На водоразделе рек Сазды и Тамды находятся Жирмысайская и Шибаевская мульды, образованные отложениями юры, нижнего и

http://jurassic.ru/

верхнего мела. Особенностью последних является наличие в центральных частях мульд эрозионных промоин, выполненных плиоцен-нижнечетвертичными осадками мощностью до 99 *м*.

В районе г. Актюбинска под долиной р. Сазды выделен Актюбинский грабен, в пределах которого развиты породы средней и верхней юры, залегающие над сводом пермской Актюбинской антиклинали. В южной осевой части последней закартирована Булакская мульда, выполненная осадками верхнего триаса, средней юры и нижнего мела. Отложения верхнего мела сохранились не повсеместно. Восточное крыло мульды осложнено тектоническим разломом и смещено относительно западного крыла на 40 *м*.

Южнее Булакской мульды на восточном крыле Бестамакской антиклинали располагается Байбактинская мульда, сложенная породами средней и верхней юры и нижнего мела. Все эти породы перекрыты мощным плащем аллювиальных отложений рек Илек и Байбакты.

На южном продолжении Жосинской антиклинали отмечен узкий меридионально ориентированный Калиновский грабен, выполненный отложениями верхнего мела.

Восточнее, в верховье р. Терсбутак, находится Дворянская мульда, вытянутая в северо-западном направлении. С юго-запада она срезана сбросом, по которому выполняющие наиболее погруженную часть мульды маастрихтские отложения контактируют с породами альба и сантона. На северо-востоке мульды наблюдается флексурообразный перегиб слоев.

Несколько южнее, в районе хут. Шпаковка, по альбским отложениям оконтуривается Шпаковская мульда. Она приурочена к осевой части широкой синклинали, разделяющей Северо-Петропавловскую и Жингазинскую антиклинали и выполненной верхнепермскими и нижнетриасовыми осадками.

К юго-востоку от г. Актюбинска в осевой части Подгорненской антиклинали выделяется одноименная мульда, сложенная юрскими и нижнемеловыми осадками. Рельеф дна мульды сильно расчлененный и характеризуется глубокими впадинами и поднятиями. Мощность юрских образований в подобных впадинах достигает 170 *м* и сокращается в приподнятых участках до 70—80 *м*.

На правобережье р. Есет на северном продолжении Есетской антиклинали расположена одноименная мульда север-северо-восточного направления, образованная отложениями верхнего триаса, средней юры, нижнего и верхнего мела. Мульда асимметрична: западное крыло круче восточного. Наиболее прогнутой частью является южная, где амплитуда прогиба достигает 110 *м*. В северной части мульды амплитуда прогиба составляет 70—80 *м*.

Самой восточной в пределах Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы является Грязнушкинская мульда, находящаяся на левобережье р. Грязнушка, левого притока р. Жаксыкарагала. Она приурочена к восточной моноклинальной полосе выходом кунгурских галогенно-карбонатных пород, наклоненных на запад вместе с подстилающими и покрывающими отложениями. Мульда выполнена юрскими и меловыми осадками. Структура вытянута в меридиональном направлении.

Юг-юго-западнее Грязнушкинской мульды, по левобережью р. Жаманкаргала, на южном продолжении Южно-Петропавловской антиклинальной складки выделяется Жангинская мульда. Наличие ее установлено по небольшому пятну юрских и меловых отложений, залегающих на аномально низких абсолютных отметках. Характерно, что это

http://jurassic.ru/

пятно расположено в пределах четкого меридионального ориентированного локального минимума силы тяжести.

За правым притоком р. Илек — р. Табантал складки Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы скрыты под покровом мезо-кайнозойских отложений, но их наличие и простирание устанавливается все же достаточно четко. В верховьях рек Илек, Темир и Уил в отложениях мезо-кайнозоя наблюдается чередование широких и очень пологих антиклинальных поднятий с глубокими синклиналями, обычно состоящими из цепочек брахисинклиналей. Для брахисинклиналей характерно довольно крутое (до 15—18°) падение слоев на крыльях, нередко осложненное флексурообразными перегибами со ступенчатыми сбросами (амплитуда последних не более 2—3 *м*), ориентированными параллельно длинным осям складок.

От верховьев р. Токмансай, левого притока р. Тамды, по направлению на запад за Сакмарско-Кокпектинским разломом в пределах Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы выделяются Шолакская, Коктобинская, Илекская, Новоукраинская, Сарыбулакская, Шубарсайская синклинальные и разделяющие их Шолакская, Котырбайбатырская, Приилекская, Алгабасская и Темирская антиклинальные полосы. На правобережье р. Илек синклинальные и антиклинальные полосы намечаются слабо. Так, наличие наиболее восточной, Шолакской синклинальной полосы устанавливается лишь по относительно низкому залеганию осадков сантона севернее фермы Шолак, палеогена в верховьях р. Коктобе и на водоразделе последней с р. Жарык. В пределах Коктобинской синклинальной полосы выделяются две изолированные мульды — Коктобинская и Жарыкская. Первая из них фиксируется по характеру залегания отложений сантонского и кампанского ярусов в разрезах по р. Коктобе, а вторая, небольшая по размерам (3×1 *км*), имеет овальные очертания и выполнена отложениями кампана, маастрихта и палеогена. В кампанском ярусе, обнаженном по р. Жарык, наклон слоев к центру мульды достигает 10°.

Илекская синклинальная полоса, проходящая вдоль р. Илек, находится на продолжении оси Актюбинско-Бестамакской антиклинали. Она включает узкий Алгинский грабен с отложениями альба в наиболее погруженной части, а также Приилекскую, Блакскую (Золотоношскую) и Кандагачскую мульды.

Приилекская мульда узкая, но протяженная и выполнена породами верхнего триаса — верхнего мела (кампанский ярус). В наиболее прогнутой осевой ее части отложения триаса залегают непосредственно на кунгурских гипсах, прослеживающихся в ядре погребенной под мезозойскими образованиями пермской антиклинали. Расположенная южнее Кандагачская мульда, сложенная породами сантона и кампана, имеет более крутое западное крыло, наклоненное под углом до 8°.

Гораздо более отчетливо прослеживаются синклинальные полосы к западу от р. Илек. Юго-западнее Алгинского грабена протягивается узкая меридионально ориентированная Новоукраинская мульда. Ширина ее по выходам сантона не превышает 1,5 *км*, а длина достигает 18 *км*. По выходам эоцена в ее пределах намечаются два прогнутых участка, разделенных перемычкой по породам кампана. В осевой части мульды обособляются три локальные впадины (две на северном участке, одна на южном), заполненные красными бесструктурными суглинками неогена. На северной центриклинали мульды над отложениями кампана прослеживаются породы маастрихта; последние перекрываются отложениями эоцена. Новоукраинская мульда имеет коробча-

http://jurassic.ru/

тую форму, но так же, как и Кандагачская, асимметрична; причем углы наклона слоев на ее западном, более крутом крыле достигают 13°.

Западнее Новоукраинской мульды находится Сарыбулакская синклинальная полоса, состоящая из разделенных пережимами Петровской, Кундактакырской и Сарыбулакской мульд, а также изолированной от них Старокандагачской мульды. Сарыбулакская мульда, размеры которой по выходам отложений сантона равны 7×20 *км*, расположена непосредственно к западу от Новоукраинской и вдоль оси нарушена сбросом. Ее западное более крутое крыло, равно как и западное крыло Кундактакырской мульды той же синклинальной полосы, осложнено серией ступенчатых разломов небольшой амплитуды.

Старокандагачская мульда, замыкающая Сарыбулакскую синклинальную полосу, имеет в плане округлые очертания, причем на ее южной центриклинали расположен одноименный соляной купол. Последний разбит радиальными разломами на три блока, в наиболее приподнятых частях которых прослеживаются отложения верхнего альба.

Наконец, еще западнее проходит Шубарсайская синклинальная полоса, состоящая из Новосергиевской и Шубарсайской мульд. Новосергиевская мульда, расположенная на правобережье истоков р. Карахобда, в центральной части выполнена отложениями кампана. Она, равно как и все вышеописанные мульды, асимметрична. Ее западное, более крутое, крыло служит одновременно восточным крылом одноименного однокрылого соляного купола, в наиболее приподнятой части которого обнажены глины апта.

Расположенная южнее Шубарсайская мульда выполнена отложениями кампана и палеогена, наклоненными под углами до 8—10°. С востока ее окаймляет серия мелких разрывов, подобных тем, которые прослеживаются вдоль западных бортов Кундактакырской и Сарыбулакской мульд. С запада Шубарсайская мульда срезана сбросом, ограничивающим однокрылый соляной купол Конгушак, а ее южная центриклиналь осложнена небольшим, но интенсивно раздробленным соляным куполом Шубарсай.

К югу от Шубарсайской мульды находится весьма пологая и обширная Караодерская мульда, образованная осадками кампана. Характерно, что несмотря на общее юго-западное простирание мульды ее наиболее прогнутая часть, в пределах которой распространены глины кампана и палеогена, ориентирована меридионально. Северо-западное крыло этой мульды служит одновременно юго-восточным крылом обширного соляного купола Конжар, прорезанного долиной р. Уил.

Западнее Шубарсайской расположена Моисеевская мульда. Она выполнена отложениями кампана, и только в наиболее прогнутой части ее, в районе пос. Моисеевского, прослеживаются породы маастрихта и палеогена. Западный пологий борт этой мульды срезан сбросом север-северо-восточного простирания. Ее северо-восточное и юго-западное окончания совпадают с погружениями крыльев соляных куполов Конгушак и Конжар.

Еще далее к западу, на междуречье Сарыхобды, Карахобды и Уила, мульды, подобные вышеописанным, уже не прослеживаются. Это область сплошного развития соляных куполов и межкупольных депрессий. Соответственно изменяется и характер гравитационного поля: если в полосе развития меридионально ориентированных мульд последним отвечают линейно вытянутые минимумы силы тяжести, то здесь наблюдается мозаичное чередование локальных минимумов и максимумов силы тяжести, отвечающих соляным куполам и межкупольным депрессиям.

http://jurassic.ru/

Вопрос о происхождении мезо-кайнозойских мульд Предуральского краевого прогиба и Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы уже давно привлекает внимание исследователей. Еще в 1930 г. В. Е. Руженцев (1930а) в верховьях р. Илек, к западу от линии ж. д. Оренбург—Ташкент, под названием «дизъюнктивных мульд» выделил синклинали, обычно ограниченные сбросами и выявленные по аномально низкому залеганию меловых и третичных отложений. По его данным, вне мульд слои лежат либо горизонтально, либо очень полого наклонены в сторону от мульд, в то время как на крыльях мульд углы падения слоев достигают 20° и постепенно уменьшаются к их осям. Сходство в ориентировке осей мульд и прослеживающихся севернее складок Актюбинского Приуралья позволило В. Е. Руженцеву сделать предположение о генетической связи между этими структурами. По его мнению, дизъюнктивные мульды в мезо-кайнозойском чехле возникли вследствие оседания соляных или гипсовых ядер погребенных пермских антиклиналей после ослабления тангенциального напряжения. В качестве примера В. Е. Руженцев ссылался на Петровскую, Новоукраинскую и Кандагачскую мульды.

Возможность реверсионного оседания ядер антиклиналей в объеме, достаточном для образования дизъюнктивных мульд, ставилась под сомнение А. Л. Яншиным (1932). П. И. Климов (1935), учитывая данные, полученные им при исследованиях восточной части междуречья Урала и Илека, где такие же мульды встречены над сводами уходящих под мезозойские отложения пермских складок или непосредственно над гипсами, обнаженными в ядрах этих складок, связывал их образование исключительно с карстовыми и эрозионными процессами. Необходимыми условиями для возникновения таких мульд он считал соляную тектонику, континентальный режим после тектонических движений и определенную высоту земной поверхности над уровнем моря в континентальный период.

Позднее эту точку зрения поддержали В. Е. Руженцев (1936) и А. Л. Яншин (1937). Последний, рассматривая геологическое строение района Новоукраинской мульды, отметил, что дизъюнктивные нарушения вовсе не обязательны для «дизъюнктивных» мульд, которые могут быть чисто пликативными по морфологии, и что на разделяющих их пространствах вопреки представлениям В. Е. Руженцева (1930а) отложения мезозоя не залегают горизонтально, а образуют весьма слабые антиклинальные перегибы (Яншин, 1937).

А. Л. Яншин (Водорезов, Яншин, 1947) указал, что артезианское бурение в ряде мульд, в частности в Новоукраинской мульде, показало четкое смещение их осей обычно в западном направлении, а также резкое сокращение разреза в тех частях мульд, где молодые слои наиболее прогнуты. Поэтому он предполагал, что «дизъюнктивные» мульды являются компенсационными опусканиями, обусловленными оттоком соли от крыльев погребенных под мезозоем соляных антиклиналей к их осям в процессе мезозойского развития этих структур. При этом А. Л. Яншин для обнаженных складок Актюбинского Приуралья не исключал возможность чисто карстовых опусканий большого масштаба на участках выходов кунгурских гипсов в ядрах пермских антиклиналей.

Ю. А. Косыгин пришел к выводу, что помимо этих двух генетических типов мезо-кайнозойских мульд в бассейне р. Илек встречаются также пологие мульды, вложенные в более резкие палезойские синклинали. Он подчеркивал, что термин «дизъюнктивные мульды» как объединяющий структуры совершенно различного генезиса должен быть категорически отвергнут (Косыгин, 1940б).

http://jurassic.ru/

Позднее А. С. Хоментовский (1953, 1959) указывал, что расположенные севернее (части Предуральского краевого прогиба, относящиеся к Оренбургской области) мезо-кайнозойские мульды являются типичными структурами оседания, развивающимися в результате поверхностного или подземного выщелачивания гипсов и солей кунгура, слагающих ядра антиклинальных складок. По-видимому, большинство мезо-кайнозойских мульд Актюбинского Приуралья, тяготеющих к бассейну р. Илек, является мульдами оседания. Об этом свидетельствует их приуроченность к выходам пород кунгура в ядрах и иногда на крыльях антиклиналей Предуральского краевого прогиба и Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы. Характерно, что эти мульды, равно как и отвечающие им локальные минимумы силы тяжести, отчетливо линейны только по правобережью р. Илек, в западной части Предуральского краевого прогиба, а также в верхнем течении р. Илек, к югу от г. Актюбинска и главным образом южнее р. Табантал, в южной части Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы. Также, по-видимому, линейны отвечающие этим мульдам на глубине антиклинальные структуры упомянутых прогибов.

Изометричность мульд оседания восточной части Предуральского краевого прогиба, вероятно, объясняется тем, что в ее пределах (на правобережье р. Илек) антиклинали, погребенные под мезозоем, утрачивают линейность и становятся крупными и пологими. Соответственно изменяется и общий характер гравитационного поля, которое здесь и в северной части Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы (к северу от широты г. Актюбинска) становится мозаичным. Эта особенность гравитационного поля, по-видимому, обусловлена изменением характера погребенных под мезозоем структур (в восточной части Предуральского краевого прогиба), а также близкими значениями плотностей пород кунгурского яруса и верхней перми в связи с обогащением каменной соли кунгурского яруса сульфатно-терригенными породами повышенной плотности (в северной части Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы). Некоторые из мезо-кайнозойских мульд, в частности наиболее западные мульды (Новосергиевская и Шубарсайская) южной части Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы, вероятно, являются компенсационными, т. е. сопряженными с одноименными куполами. Мульды более восточной, Сарыбулакской синклинальной полосы, по-видимому, следует считать мульдами оседания. Возможно, что Старокандагачский купол, который осложняет южную центроклиналь одноименной мульды, замыкающей упомянутую синклинальную полосу, возник над южным краевым соляным валом, обособившимся на краю соляного ядра погребенной пермской антиклинали.

Большинство мульд оседания Актюбинского Приуралья являются наложенными (Волчегурский, Журавлев, 1965), непосредственно перекрывающими осадки кунгурского яруса. Однако не исключено, что некоторые из них окажутся экранированными, т. е. отделенными от кунгурского яруса верхнепермскими отложениями. Лишь часть из мульд оседания возникла в позднем триасе (Вознесенская, Приилекская и др.), но большинство из них заложилось в юрское время (Жосинская, Гавриловская, Драгомировская, Западно-Актюбинская, Бестамакская, Алгинская, Булакская, Подгорненская, Дворянская, Грязнушкинская, Новопокровская и др.). Многие из них продолжали интенсивно прогибаться в меловое, палеогеновое и даже в неогеновое время (Новоукраинская, Харьковская).

http://jurassic.ru/

Описываемые структуры напоминают мульды оседания, развитые над сводами некоторых соляных куполов Прикаспийской впадины (Журавлев, 1963), но отличаются закономерно выдержанными простираниями и более древним заложением. Напомним, что мульды оседания, выявленные над соляными куполами большей, западной части Прикаспийской впадины, выполнены неоген-четвертичными отложениями, а установленные над соляными куполами ее восточной части — породами палеогена. Однако характерно, что у некоторых соляных куполов восточной части Прикаспийской впадины (Шубаркудук, Жаманагаш и др.) мощность юрских отложений, непосредственно перекрывающих вершины их соляных массивов, аномально увеличена (Егоров, 1944, 1945; Юркевич, 1943). Время накопления этих отложений совпадает со временем заложения большинства мульд оседания Актюбинского Приуралья.

Даже вне зависимости от того, к какому генетическому типу относятся мезо-кайнозойские мульды бассейна р. Илек, их наличие определяет положение погребенных складок Предуральского краевого прогиба (среднее течение р. Илек) и Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы (верхнее течение р. Илек). Сами же мульды могут служить объектом для поисков бурых углей в среднеюрских отложениях и напорных артезианских вод в альбских отложениях.

ПЕРИФЕРИЯ МУГОДЖАР

Тектоника периферии Мугоджар наиболее полно изучена А. Л. Яншиным (1939, 1940а, б, 1948а, б, 1951, 1953, 1955), до исследований которого долго существовало мнение о том, что мезо-кайнозойские отложения периферии Мугоджар залегают горизонтально, хотя в 1914 г. М. М. Пригоровским (1915) была обнаружена Шошкакольская антиклиналь к югу от Мугоджар, а в 1915 г. А. Н. Замятиным (1918) — Кокпектинская антиклиналь к западу от южного окончания Главного Мугоджарского хребта. А. Л. Яншиным на периферии Мугоджар установлена серия меридионально вытянутых структур, являющихся унаследованными по отношению к структурному плану нижележащего складчатого фундамента. Строение Северного Приаралья, в особенности его северо-восточной части, описывалось также в ряде работ Б. А. Петрушевского (1955).

Начиная с 1948 г. на периферии Мугоджар развернулись в больших масштабах геологосъемочные и буровые работы (Всесоюзный аэрогеологический трест, Западно-Казахстанская комплексная геологоразведочная экспедиция, трест «Актюбнефтеразведка». Союзная геологопоисковая контора и др.), а также геофизические исследования («Спецгеофизика», Научно-исследовательский институт геофизических методов разведки, Свердловский и Новосибирский геофизические тресты и др.).

Описание строения отдельных тектонических форм, а также тектоники ряда участков периферии Мугоджар можно найти в работах Е. П. Бойцовой, Е. А. Мазиной и др. (1955), Р. Г. Гарецкого (1955, 1957, 1958, 1959, 1962), А. К. Замаренова (1955), П. Я. Аврова (1957), А. К. Замаренова, А. Р. Бройтман и др. (1959), Л. В. Демчук, Ю. А. Иванова и Ю. С. Шахиджанова (1961), З. Е. Булекбаева (1962), Л. Ф. Волчегурского и Р. Г. Гарецкого (1962), П. Я. Аврова и Л. Г. Космачевой (1963), И. С. Плещеева (1964), Р. Г. Гарецкого, Л. Г. Кирюхина и И. С. Плещеева (1965), П. Я. Аврова, З. Е. Булекбаева и др.

http://jurassic.ru/

(1965), З. Е. Булекбаева, Р. Г. Гарецкого и др. (1966а, б), Л. Г. Кирюхина (1967).

Глубинное строение периферии Мугоджар рассматривалось в некоторых из названных выше работ, но специально его описанию с использованием геофизических материалов посвящены исследования Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1956, 1958, 1960), Н. В. Неволина (1961), А. М. Бунькова (1958 г.), А. Ш. Файтельсона (1958), С. Г. Грешнера, А. П. Бачина и О. Д. Иванова (1963), И. С. Вольвовского, Р. Г. Гарецкого и др. (1964, 1966), Д. П. Голуб (1964).

Периферия Мугоджар принадлежит Туранской плите Центрально-Евразиатской молодой платформы Евразии. В ее строении выделяется дислоцированный палеозойский фундамент и полого залегающий мезо-кайнозойский чехол. В пределах последнего намечаются четыре структурных яруса: первый (отложения верхнего триаса — нижней юры), второй (средняя юра — нижний миоцен), третий (средний миоцен — нижний плиоцен) и четвертый (верхний плиоцен — антропоген). Последние два яруса имеют ограниченное распространение.

Периферия Мугоджар расположена на южном погружении Уральской складчатой системы, которая на востоке ограничена Восточно-Уральским региональным швом (Гарецкий, Шрайбман, 1960). Последний протягивается от района восточнее г. Кустаная к западному берегу оз. Шалкартениз, отсюда он прослеживается немного восточнее берега Аральского моря в район бугра Аккыр.

В пределах Уральской складчатой системы выделяется ряд геосинклинальных и геоантиклинальных зон, основная складчатость которых произошла в позднем палеозое. На южном продолжении верхнепалеозойских геоантиклинальных и геосинклинальных зон Урала в мезо-кайнозойском чехле периферии Мугоджар распространены линейно вытянутые унаследованные дислокации (системы мегантиклиналей и мегасинклиналей): в Примугоджарье — Примугоджарская, в Северном Приаралье — Северо-Приаральская.

К востоку от Восточно-Уральского регионального шва, в районе развития более древних палеозойских структур (каледонид) Центрального Казахстана и продолжения северных дуг Тянь-Шаня, в мезо-кайнозойском чехле развиты структуры типа пологих синеклиз и впадин (Тургайская, Чуйская и Сырдарьинская) и разделяющее их Нижнесырдарьинское своеобразное наложенное поднятие (Самодуров, 1957).

На западе территории в полосе южного погружения зоны Актюбинского Приуралья, примерно до широты ст. Кандагач, по геофизическим материалам можно наметить южное продолжение антиклинальных зон Актюбинского Приуралья (с запада на восток): Западно-Актюбинской, Актюбинско-Бестамакской, Жилянско-Табантальской и Петропавловско-Борлинской (рис. 7).

Южнее зона Актюбинского Приуралья выклинивается, и на ее продолжении расположен восточный край Прикаспийской впадины Русской плиты. Зона Актюбинского Приуралья отделена от Сакмарско-Уралтауской зоны (Центрально-Уральского поднятия) Сакмарским разломом типа крутого надвига, который южнее выклинивания зоны Актюбинского Приуралья кулисно подставляется Ащисайским разломом. Последний является восточным ограничением Русской плиты. Он протягивается примерно от впадения балки Ащисай в р. Эмба в районе ее широтного течения к месту впадения р. Жаинды в р. Атжаксы, к востоку от р. Маннысай и соединяется с Южно-Эмбенским краевым швом, проходящим по оси одноименного гравитационного максимума. К западу от намеченной линии восточной границы Русской плиты в мезо-кайнозойских отложениях развиты изоморф-

http://jurassic.ru/

ные соляные купола, а к востоку — линейные унаследованные дислокации.

По-видимому, на продолжении западной части Сакмарско-Уралтауской зоны, между Ащисайским краевым швом на западе и Сакмарско-Кокпектинским разломом на востоке развит Атжаксинский перикинальный прогиб, выполненный отложениями верхнего палеозоя. В мезо-кайнозойском платформенном чехле здесь распространены первые унаследованные структуры. Так, в районе песков Кумжарган, на левобережье р. Эмба, по выходу кампанских отложений среди пород маастрихта выделяется Кумжарганская антиклиналь. Скв. К-30, зало-

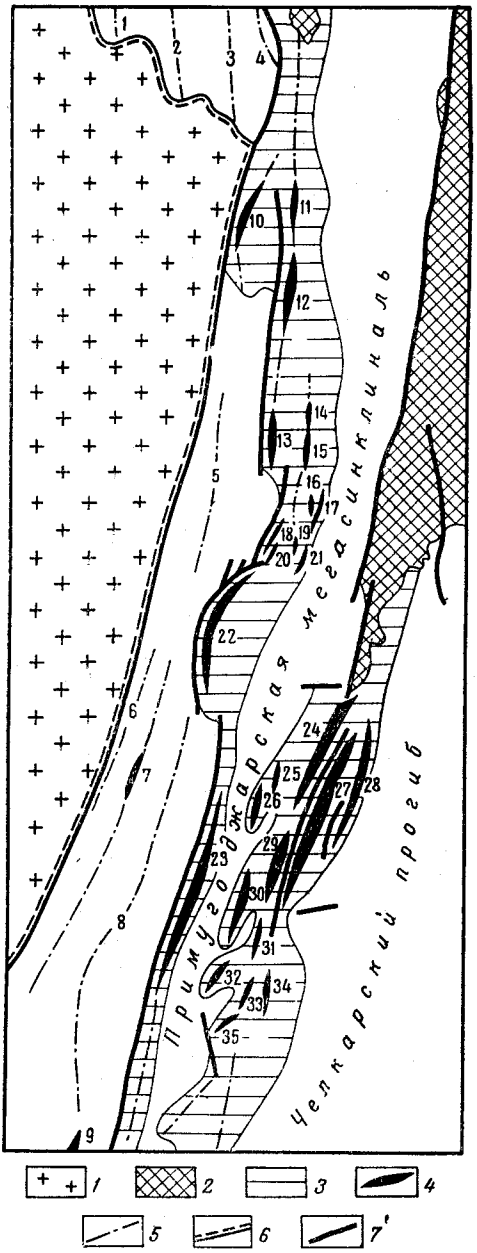


Рис. 7. Схема основных структур мезо-кайнозойского платформенного чехла Примугоджарья (по Р. Г. Гарецкому, 1962)

1 — Прикаспийская впадина Русской плиты; *2* — выходы палеозойского фундамента на поверхность, *3* — Кокпектинская и Шошкакольская мегантиклинали, *4* — отдельные антиклинали и брахиантиклинали, *5* — оси антиклиналей, *6* — краевой шов Русской плиты, *7* — основные разломы.

Антиклинали: 1 — Западно-Актюбинская, 2 — Актюбинско-Алгинская, 3 — Жилянско-Табантальская, 4 — Петропавловско-Борлинская, 5 — Кумжарганская, 6 — Токсанбайская, 7 — Жиделинская, 8 — Саралжиндинская, 9 — Жапракская, 10 — Изембетская, 11 — Ильинская, 12 — Теректысайская, 13 — Коскольская, 14 — Карагандинская, 15 — Кандыкольская, 16 — Жартыкольская, 17 — Шийбулакская, 18 — Каиршактыкольская, 19 — Прикаиршактыкольская, 20 — Шукыркольская, 21 — Караганкольская, 22 — Кокпектинская, 23 — Намазтауская, 24 — Даульская, 25 — Кумкудукская, 26 — Жаиндинская, 27 — Сарнысайская, 28 — Тастыгайская, 29 — Музбельская, 30 — Каракольская, 31 — Карачетауская, 32 — Узынтальская, 33 — Кызылшенская, 34 — Байдаулетская, 35 — Южно-Шошкакольская.

7 Зак. 887

http://jurassic.ru/

женная в ядре структуры, под отложениями средней юры вскрыла известняки башкирского яруса среднего карбона. В соседних синклиналях обнаружены более молодые породы палеозоя — на востоке подольского горизонта московского яруса, на западе верхнего карбона. Таким образом, по этому профилю скважин устанавливается совпадение сводов древней палеозойской и молодой мезозойской антиклиналей.

Восточнее, параллельно предыдущей структуре, прослеживается Батпаккольская синклиналь, имеющая крутое восточное и пологое западное крылья. Углы падения палеогеновых слоев в ее пределах обычно не превышают 1°. В осевой части синклинали скважинами под мезозоем вскрыты подольские и каширские слои московского яруса, тогда как к западу и востоку обнаружены более древние породы среднего и нижнего карбона.

Южнее, в верховьях рек Жаинды и Маннысая, расположена Бакыртауская группа структур. С запада на восток здесь выделяются: Токсанбайская антиклиналь, Прижиделинская синклиналь, Жиделинская антиклиналь, Кумсайская синклиналь, Саралжиндинская антиклиналь и Бакыртауская синклиналь (рис. 8). Они простираются почти в меридиональном направлении и вытянуты на 40—80 *км*. Их амплитуда по кровле меловых отложений колеблется от 20 до 70 *м*. Углы падения кровли меловых отложений обычно не превышают 30—40′, и только на восточном крыле Бакыртауской синклинали отложения мела и палеогена более круто (до 5—8°) наклонены близ разлома, проходящего вдоль восточного края структуры.

В виде структурных носов и заливов антиклинали и синклинали Бакыртауской группы прослеживаются далеко на юг вплоть до северных чинков Устюрта. Здесь, по данным сейсморазведки и структурного бурения, на продолжении Кумсайской синклинали лежит Замстанская синклиналь, а на продолжении Саралжиндинской антиклинали — Жапракская антиклиналь.

Уже в районе крайних южных выходов пород Аксуйского антиклинория по р. Аксу наблюдается первое в этой зоне унаследованное поднятие меловых отложений. Оно хорошо выделяется на геологической карте последовательными полосами развития альбских, а затем верхнемеловых отложений, которые обнажаются среди более молодых палеогеновых осадков и оконтуривают выходы древних пород палеозоя и докембрия.

От верховьев р. Аксу почти в меридиональном направлении протягивается полоса приподнятого залегания осадков мезо-кайнозоя — Кокпектинская мегантиклиналь. На широте ст. Иембет в ее пределах выделяются Иембетская и Ильинская антиклинали. По подошве пород сантона (кровле альба) Иембетская антиклиналь имеет длину 15 *км* и ширину 6 *км*. Амплитуда поднятия достигает 50 *м*. Антиклиналь имеет четко выраженный свод и асимметричное строение: более крутое западное крыло (углы падения подошвы сантона 2—3°) и пологое (не более 1°) восточное. Под сводом мезо-кайнозойской Иембетской антиклинальной структуры скважинами обнаружены наиболее древние породы (нижнего карбона и верхнего девона), а на ее крыльях — более молодые отложения (нижнего карбона). Это говорит об унаследованном развитии Иембетской антиклинали.

На южном продолжении Ильинской антиклинали расположена Теректысайская антиклиналь с выходом верхнеальбских отложений в своде (Гарецкий, 1955, 1962). По кровле альбского яруса антиклиналь вытянута почти меридионально. Длина ее до 30 *км*, ширина 13 *км*. Антиклиналь асимметрична с более крутым (до 3°) западным и очень

http://jurassic.ru/

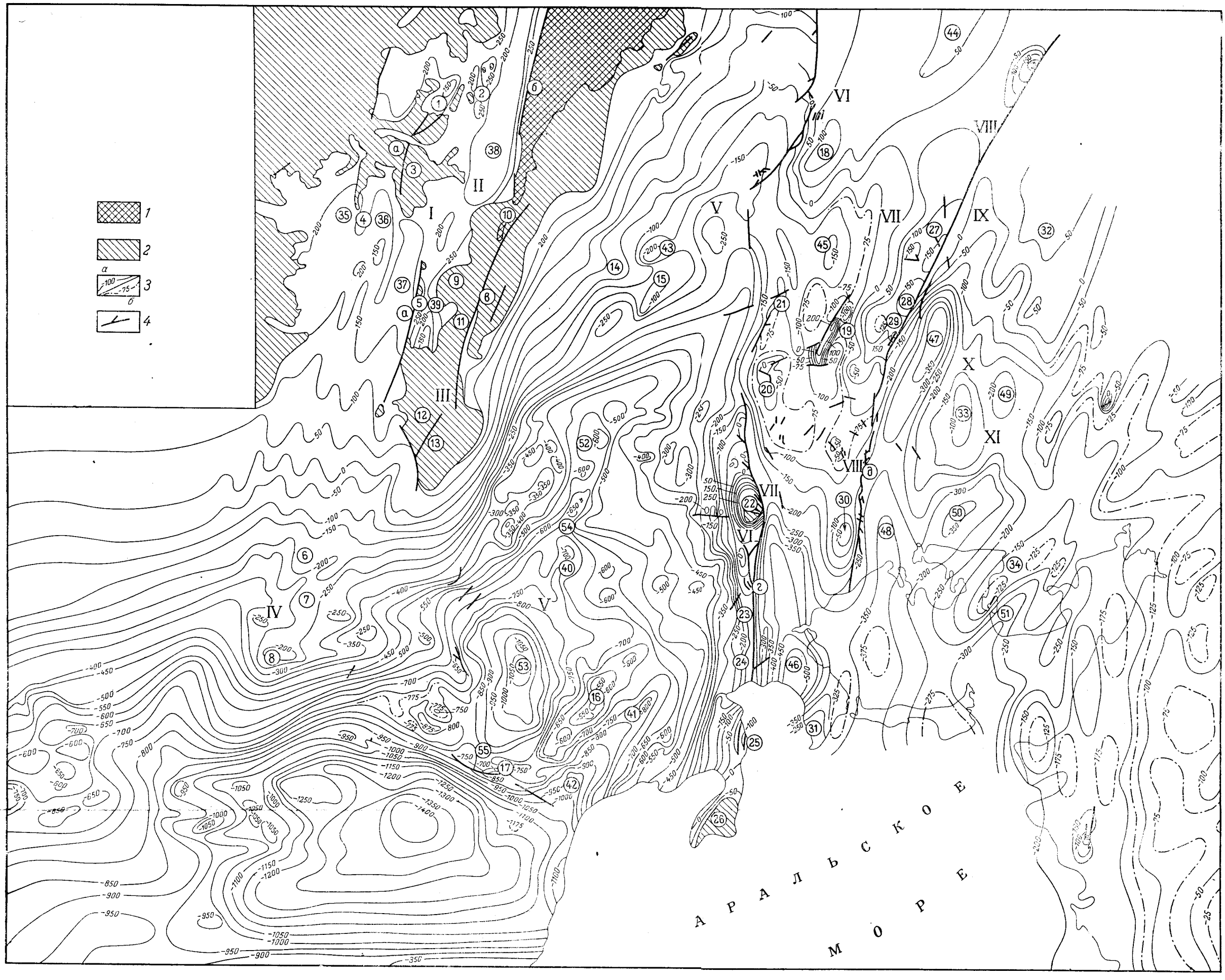


Рис. 8. Структурная карта кровли мела Южного Примугоджарья и Северного Приаралья

1 — выходы палеозойских пород на поверхность, *2* — выходы меловых отложений на поверхность, *3* — стратоизогипсы кровли мела (основные даны через 50 *м*, дополнительные — через 25 *м*), *4* — разломы.

I — Кокпектинская мегантиклиналь, II — Примугоджарская мегасинклиналь, III — Шошкакольская мегантиклиналь, IV — Актумсыкская группа структур, V — Челкарский прогиб, VI — Куландинская мегантиклиналь, VII — Жиланская мегасинклиналь, VIII — Тасаранская мегантиклиналь, IX — Тугузская мегасинклиналь, X — мегантиклиналь Малых Барсуков, XI — Чокусинская мегасинклиналь

Антиклинали и брахиантиклинали: 1 — Каиршактыкольская, 2 — Караганкольская, 3 — Кокпектинская, 4 — Жиделинская, 5 — Намазтауская, 6 — Жапракская, 7 — Актумсыкская, 8 — Аксайская, 9 — Жаиндинская, 10 — Даульская, 11 — Музбельская, 12 — Узынтальская, 13 — Южно-Шошкакольская, 14 — Каульджурская, 15 — Копасорская, 16 — Базайская, 17 — Аккулковская, 18 — Карашолакская, 19 — Кособинская, 20 — Шандымолинская, 21 — Кабыргинская, 22 — Алагузская, 23 — Тогуруксорская, 24 — Учшокинская, 25 — Тобебулакская, 26 — Куландинская, 27 — Аккунырданская, 28 — Тусплокская, 29 — Тасаранская горст-брахиантиклиналь, 30 — Тогызкенская, 31 — Каратюбская, 32 — Шубартобинская, 33 — Тулогайская, 34 — Тастобекская.

Синклинали и брахисинклинали: 35 — Прижиделинская, 36 — Кумсайская, 37 — Бакыр тауская, 38 — Барбисайская, 39 — Алитауская, 40 — Аррадунгская, 41 — Бакандыкумская, 42 — Тюлькубайская, 43 — Тебеньсайская, 44 — Текелинская, 45 — Маякумская, 46 — Сабыржилгинская, 47 — Барчанская, 48 — Жиделисайская, 49 — Актауская, 50 — Бирдыкольская, 51 — Кызылкольская, 52 — Коргантузская мульда, 53 — Кашкаратинская мульда. *Седловины:* 54 — Жумагульская, 55 — Узынтакырская. *Разломы:* а — Сакмарско-Кокпектинский, б — Западно-Мугоджарский, в — Алтыкудукский, г — Жерлепесский, д — Тастыбулакский

пологим (до 30—45′) восточным крыльями. Амплитуда поднятия по кровле альба превышает 70 *м*.

К югу от ст. Эмба находится Кандыкольская группа структур. Это сравнительно небольшие (протяженность их не превышает первые километры) брахиструктуры. В сводах антиклиналей наблюдаются осадки верхнего мела (Карагандинская, Коскольская антиклинали) или отложения верхнего альба (Кандыкольская антиклиналь). В своде наиболее западной из них, Коскольской антиклинали, вскрыты змеевики, для которых, по аналогии с открытой частью зоны Уралтау, можно предполагать пластообразный характер залегания и среднедевонский возраст. В соседних к западу и востоку синклиналях обнаружены более молодые нижнекаменноугольные породы, т. е. здесь также намечается совпадение в плане мезо-кайнозойской и палеозойской структур. Палеозойская антиклиналь, по данным сейсморазведки, с запада оборвана разломом, который является частью крупного регионального Сакмарско-Кокпектинского надвига (Гарецкий и Шрайбман, 1958). В мезозойских отложениях он представлен флексурой.

Южнее, в районе урочища Каиршактыколь, выделяется Каиршактыкольская группа структур, близких по размеру к предыдущим. Наиболее крупная из них — Каиршактыкольская антиклиналь — в ядре сложена породами верхнего альба, имеет ясные периклинальные окончания и резко выраженное асимметричное строение (углы падения слоев верхнего мела на западном крыле достигают 20°, на восточном — не более 2—3°). Длина структуры по породам альба равна 6,5 *км*, ширина 1,3 *км*. Кроме нее, здесь известны Шукыркольская брахиантиклиналь, оборванная с запада разломом, Прикаиршактыкольская, Караганкольская, Жартыкольская и Шийбулакская антиклинали. Их ядра сложены породами верхнего альба, на которые непосредственно налегают эоценовые осадки тасаранской свиты. В своде Жартыкольской антиклинали обнаружен небольшой выход пород нижнего карбона, на крыльях перекрытых отложениями эоцена, а затем и верхнего альба.

Непосредственно продолжая Каиршактыкольскую структуру, к югу расположена крупная Кокпектинская антиклиналь, которая четко вырисовывается дугообразно вытянутым полем верхнеальбских отложений среди более молодых пород мела и палеогена (Гарецкий, 1957, 1962). Ее длина по породам альба достигает 36 *км*. Антиклиналь состоит из двух кулисообразных поднятий, каждое из которых в свою очередь осложнено двумя брахиантиклинальными вздутиями. Амплитуда их поднятия по кровле неокома достигает 80 *м*. С запада Кокпектинская антиклиналь оборвана разломом, который является частью в большинстве случаев погребенного Сакмарско-Кокпектинского разлома. Структура асимметрична: слои верхнего мела на западном крыле имеют углы падения до 40°, а на восточном — не более 2°. В сводовой части антиклинали скважинами вскрыты наиболее древние терригенно-вулканогенные породы предположительно ордовика и пластовые ультрабазиты, по-видимому, среднедевонского возраста. На восточном крыле две скважины встретили нижнекаменноугольные и верхнепермские породы. На западном крыле антиклинали в опущенном крыле разлома развиты мощные толщи верхнего девона, карбона и нижней перми. Из сопоставления схемы распространения палеозойских пород, геологической и структурной карт Кокпектинской антиклинали отчетливо видно совпадение палеозойской и мезо-кайнозойской структур.

Южнее Кокпектинской структуры расположена Намазтауская антиклиналь, состоящая из ряда брахиантиклиналей, в сводах наиболее северных из которых обнажены породы турона, в средней — отложе-

http://jurassic.ru/

ния кампана, а в самой южной — маастрихта. По восточному крылу вдоль антиклинали протягивается разлом, амплитуда которого колеблется от 50 до 120 *м*.

Близ северных чинков Устюрта в районе пос. Актумсык по кровле меловых отложений (рис. 9) и данным сейсморазведки вырисовывается Актумсыкская группа структур (Гарецкий, 1962; Гарецкий, Кирюхин и Плещеев, 1965). Западное крыло наиболее крупной из них — Актумсыкской антиклинали — осложнено погребенным продолжением Сакмарско-Кокпектинского разлома. Амплитуда поднятия по кровле неокома равна 200—250 *м*, а по условному горизонту «*В*», прослеженному в отложениях верхнего триаса — нижней юры, достигает 1000 *м* (Замаренов, Бройтман и др., 1959). В районе северных чинков Устюрта Актумсыкская антиклиналь резко обрывается и в пределах плато Устюрт сменяется широтными структурами (Аксайская и др.), находящимися на окраине обширного Северо-Устюртского прогиба.

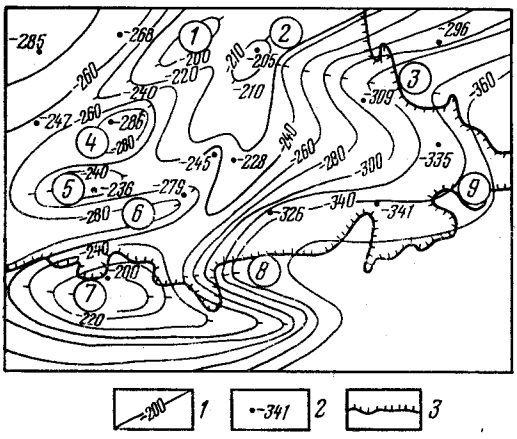


Рис. 9. Структурная карта поверхности меловых отложений Актумсыкской группы структур

1 — стратоизогипсы кровли меловых отложений; *2* — абсолютные отметки кровли меловых отложений, *3* — чинки (обрывы) Устюрта и Чаграйского плато. *Брахиантиклинали и антиклинали:* 1 — Жапракская, 2 — Актумсыкская, 3 — Кивирмолинская, 5 — Какбашинская, 7 — Чагамбайская. *Брахисинклинали и синклинали:* 4 — Таскенчукская, 8 — Курусайская, 6 — Карамолинский структурный залив, 9 — Катарбайский структурный нос

Между Кокпектинской мегантиклиналью, вытянутой более чем на 350 *км*, и Главным Мугоджарским хребтом на продолжении палеозойского Баймакского синклинория находится Примугоджарская мегасинклиналь, которая выделяется на геологической карте почти сплошным развитием палеогеновых отложений. Она состоит из отдельных «ванн» различных размеров и разной глубины, разделенных седловинами. На севере выделяется Шиилийская синклиналь, южнее — Барбисайская и Алитауская синклинали, а к западу от Шошкакольского сора — Пришошкакольская синклиналь. Все синклинали асимметричны и характеризуются пологими западными и крутыми восточными крыльями. Особенно сложно построена полоса сочленения мегасинклинали с палеозойским антиклинорием Мугоджар. Здесь проходит серия разломов, а слои мела и палеогена залегают под углом до 50—80°.

На продолжении Жамантауского антиклинория зеленокаменной полосы Урала расположена крупная и сложно построенная Шошкакольская мегантиклиналь, которая вытянута на 115 *км* от палеозойского массива Жамантау на севере до Шошкакольского сора на юге. На геологической карте она отчетливо выделяется широким полем распространения меловых отложений среди палеогеновых пород (Яншин, 1940; Гарецкий, 1962). Шошкакольская мегантиклиналь состоит из осевого поднятия и параллельных ему четырех крыльевых поднятий (по два на каждом крыле). Оси поднятий ундулируют, в результате чего образуется ряд брахиантиклиналей: Жаиндинская, Каракольская, Узынтальская, Музбельская, Южно-Шошкакольская и др. Эти поднятия отделены друг от друга разломами и сопровождаю-

http://jurassic.ru/

щими их приразломными синклиналями. Шошкакольская мегантиклиналь на юге заканчивается двумя структурными носами (Карамолинский и Сарысайский), вытянутыми в сторону широтных чинков Чаграйского плато. Обнаружение наиболее древних силурийских пород в своде мезо-кайнозойской мегантиклинали Шошкаколя к востоку от балки Даул на прямом продолжении массива Жамантау, вскрытие в своде южной части мегантиклинали под неокомом маломощных красноцветов верхней перми, а под ними древних пород среднего девона и, наконец, появление мощной (более 1000 *м*) толщи нижней юры — верхнего триаса сразу же при переходе к крыльевым частям структуры — все это подтверждает совпадение осевых линий молодой и древней Шошкакольской антиклинальных структур.

На продолжении восточного, Жанганинского антиклинория зеленокаменной зоны в бассейне балки Бахатай развита Бахатайская антиклиналь с выходом в своде отложений тасаранской свиты среди более молодых пород верхнего эоцена и миоцен-плиоцена.

Южное продолжение каменноугольной Берчогурской синклинали довольно четко улавливается по значительному полю развития миоцен-плиоценовых отложений в бассейне р. Саадысая и по пониженному положению здесь меловых пород относительно соседних участков. Если сопоставить геологическую карту палеозоя и карту рельефа поверхности палеозойского фундамента Берчогурской синклинали, то можно видеть, что участкам распространения молодых отложений палеозоя соответствуют наибольшие погружения его поверхности. Максимальные прогибания кровли неокомских осадков (до 50 *м*) также совпадают с осевой линией палеозойской синклинали (рис. 10). Эти факты свидетельствуют о том, что в мезо-кайнозойское время в южной части Берчогурской синклинали продолжалось начатое в палеозое развитие синклинали. Западное крыло синклинали состоит из чередования ряда небольших антиклиналей и синклиналей, общее зеркало которых полого погружается к востоку. Эти частные структуры, имеющие, однако, амплитуду в 250—300 *м* и более, не наследуются тектоникой меловых и третичных отложений. Последние образуют лишь большой прогиб над осевой полосой Берчогурской синклинали.

На погружении Урало-Тобольской зоны (Восточно-Уральского поднятия) в мезо-кайнозойском чехле выделяется Челкарский прогиб, протягивающийся от выходов древних пород палеозоя и докембрия на поверхность до северных чинков Устюрта. Поперечными седловинами Челкарский прогиб разделен на ряд мульд (с севера на юг): Жомартскую, Коргантузскую, Арадонтаускую и Кошкаратинскую. В пределах первых трех кровля меловых отложений погружается до отметок —600 *м*, а в последней до —1050 *м*. Протяженность Челкарского прогиба составляет более 300 *км*. На севере он имеет ширину 40—60 *км*, к югу расширяется до 80—100 *км* и после некоторого сужения в районе Жумагульской седловины ширина его вновь достигает 100—120 *км*. В осевой части прогиба углы падения слоев мела и палеогена исчисляются минутами, а на крыльях достигают 1—3°. Северо-западное крыло Челкарского прогиба осложнено Каульджурской антиклиналью, которая хорошо прослеживается по выходам верхнеальбских и верхнемеловых отложений в долине Жаманшиили — правого притока р. Шетиргиза. В западном борту Челкарского прогиба расположен ряд антиклиналей (Луговая, Юбилейная), брахиантиклиналей (Карамолинская, Берденская и др.), куполов и структурных носов.

На крайнем юго-востоке прогиба в районе его смыкания с Северо-Устюртским прогибом расположены: Аяккумская группа структур, Базайское и Аккулковское поднятия и Тюлькубайский структурный за-

http://jurassic.ru/

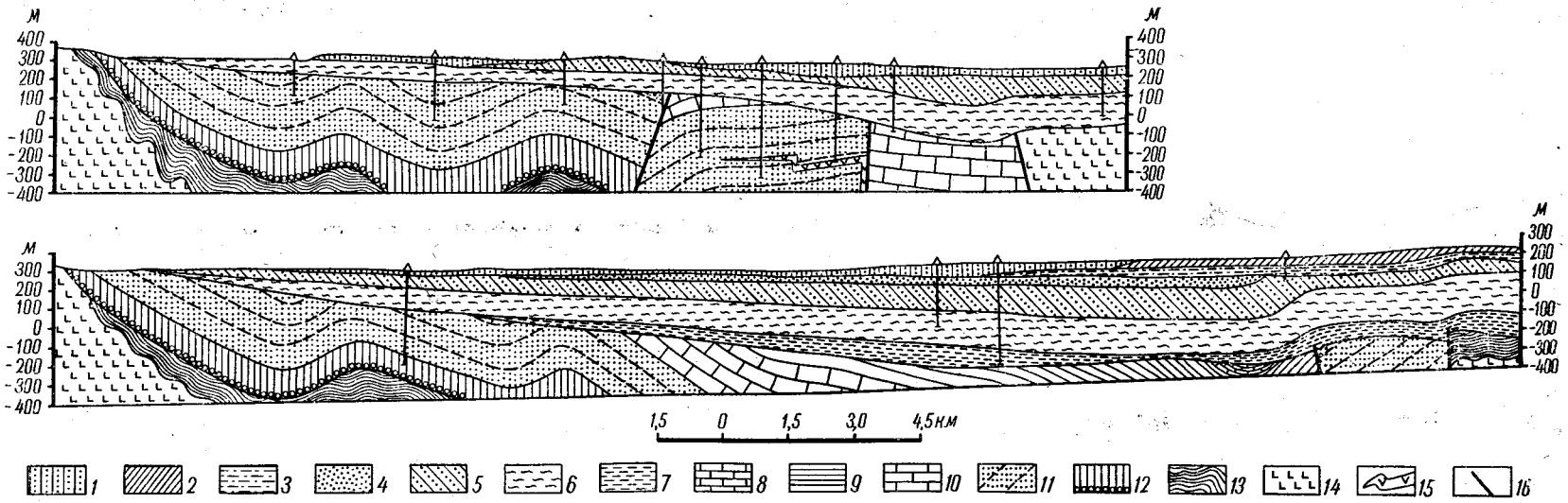


Рис. 10. Геологические разрезы юга Берчогурской синклинали (Р. Г. Гарецкий, 1959)

1 — миоцен-плиоценовые отложения, *2* — тасаранская свита верхнего — среднего эоцена, *3* — туронский ярус, *4* — алтыкудукская свита верхнего альба, *5* — карачетауская свита нижнего альба — апта, *6* — даульская свита неокома, *7* — узынтальская свита верхней — средней юры, *8* — верхний карбон (?), *9* — средний карбон (?), *10* — нижний карбон (визейский и намюрский ярусы), *11* — нижний карбон (турнейский ярус), *12* — верхний девон, *13* — средний девон, *14* — нижний девон — силур, *15* — порфириты и диориты, *16* — разломы

http://jurassic.ru/

лив (Плещеев, 1964; Гарецкий, Кирюхин и Плещеев, 1965; Авров, Булекбаев и др., 1965; Булекбаев, Гарецкий и др., 1966а).

Аяккумская группа структур состоит из ряда небольших (3×1,5—2 *км*) брахиантиклиналей, структурных носов и разделяющих их брахисинклиналей и структурных заливов.

Базайское поднятие вытянуто в север-северо-восточном направлении на 60 *км*, ширина его 7—15 *км*. Оно почти симметрично, характеризуется пологим сводом и относительно крутыми (до 2—3° по поверхности мела) крыльями. Свод поднятия осложнен пятью брахиантиклиналями размером 5—10×3—5 *км*. Амплитуда поднятия по кровле мела достигает 400—500 *м*. К югу от Базайского поднятия, на плато Устюрт, выделяется Аккуловское поднятие, вытянутое более чем на 60 *км* в запад-северо-западном направлении при ширине 9—12 *км*. Оно имеет крутое осложненное разломом южное и пологое северное крылья. Свод поднятия осложнен собственно Аккулковской, Кызылойской и Тассайской брахиантиклиналями. К восток-юго-востоку от Базайского поднятия расположен Тюлькубайский структурный залив, который раскрывается в Северо-Устюртский прогиб. Он вытянут на 100 *км* и имеет ширину до 25 *км*. Восточное его крыло осложнено небольшими брахиантиклиналями (Саройская, Кумсуатская, Приморская).

Вдоль восточного борта Челкарского прогиба более чем на 150 *км* от берега Аральского моря к северу выделяется Шатырлинская структурная терраса, ограниченная с востока Преджаксыбуташской флексурой.

На продолжении Узын-Кайрактинского палеозойского антиклинория Прииргизской зоны (Восточно-Уральский прогиб) в платформенном чехле прослеживается Куландинская мегантиклиналь. Наиболее северным отчетливым ее поднятием является Карашолакская антиклиналь, которая выделяется по выходу в ее своде пород верхнеэоценовой саксаульской свиты. К ее западному крылу приурочен ряд кулисообразно расположенных разломов.

Южнее расположена Кособинская группа структур, состоящая из ряда антиклиналей, брахиантиклиналей и сопровождающих их синклиналей. В наиболее резко приподнятой собственно Кособинской антиклинали в своде обнажены глины тасаранской свиты эоцена, а поверхность палеозоя вскрыта на отметке всего 112 *м*. Антиклиналь вытянута в юг-юго-западном направлении на 13 *км* при ширине в 2 *км*. Антиклиналь с запада оборвана разломом. Для нее характерны четкие периклинальные замыкания. Она асимметрична: углы падения слоев олигоцена на западном крыле достигают 25—35°, на восточном 4°. В опущенном крыле разлома наблюдается глубокая синклиналь, с поверхности выполненная отложениями миоцена. В 5 *км* к западу от описанной структуры расположена Кукпексайская антиклиналь, вытянутая в субмеридиональном направлении на 15 *км* при ширине до 7 *км* и оконтуренная стратоизогипсой кровли мела — 75 *м*.

К той же группе структур принадлежит расположенная западнее субмеридиональная Кабыргинская антиклиналь, в ядре которой обнажены отложения саксаульской свиты верхнего эоцена. Она вытянута более чем на 60 *км*, ширина ее до 5 *км*. Состоит из двух кулисообразно расположенных брахиантиклиналей: собственно Кабыргинской на севере и Шандымолинской на юге. В сводах этих структур поверхность меловых отложений находится на абсолютных отметках от 50 до 0 *м*. Западное крыло собственно Кабыргинской брахиантиклинали оборвано разломом амплитудой около 100 *м*. Небольшие сбросы обнаружены в своде Шандымолинской брахиантиклинали.

http://jurassic.ru/

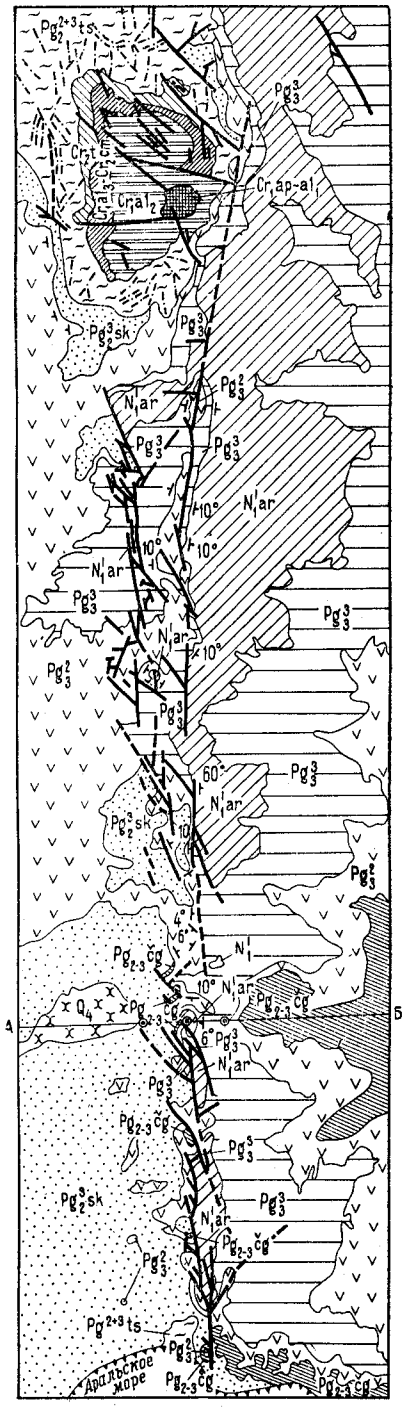
Юг-юго-западнее Кабыргинской антиклинали кулисно по отношению к ней расположена крупная, вытянутая в субмеридиональном направлении на 110 *км* Жаксыбуташская антиклиналь. Ее шарнир ундулирует, в результате чего образуется ряд брахиантиклиналей: Алагузская, Жаманбуташская, Тунгуруксорская и Ушчокинская. Наиболее четко выделяется Алагузская брахиантиклиналь, расположенная непосредственно к северу от горы Жаксыбуташ. В своде ее выходят отложения среднего и верхнего альба. Антиклиналь асимметрична; характеризуется пологим западным и крутым восточным крыльями. Восточное крыло осложнено Жерлепесской зоной разломов, которая представляет собой сложно построенную систему кулисообразно подставляющих друг друга сбросов и взбросов меридионального, субмеридионального и северо-западного простирания (рис. 11). Их амплитуда достигает 150—200 *м*. Наряду с дизъюнктивными нарушениями в полосе Жерлепесской зоны разломов наблюдаются многочисленные структуры протяженностью от нескольких сот метров до первых километров. В основном это брахиантиклинали и брахисинклинали. Кроме того, распространены горст-брахиантиклинали, грабен-брахисинклинали, купола, мульды, антиклинали и синклинали. С поверхности складки образованы отложениями аральской свиты нижнего миоцена, а также породами верхнего и среднего олигоцена. Углы падения этих пород на крыльях складок составляют 25—30°, вблизи разломов увеличиваются до 75°. Морфология складок часто хорошо подчеркивается куэстовым тектоническим рельефом, выработанном на железистых песчаниках олигоцена.

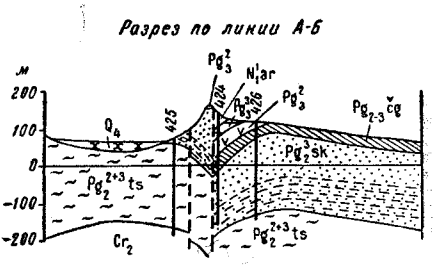
Полуострову Куланды соответствует Куландинская антиклиналь, состоящая из двух брахиантиклиналей: небольшой Тебебулакской на севере и крупной собственно Куландинской на юге. В своде последней обнажаются породы среднего и верхнего альба, а на крыльях появляются отложения верхнего мела и палеогена. Структура не оканчивается берегом полуострова, а продолжается в южном направлении в море. Свод Куландинской брахиантиклинали нарушен серией сбросов, которые, видимо, являются ответвлениями Жерлепесской зоны разломов, проходящей здесь к востоку от полуострова под акваторией моря. Пробуренная в присводовой части западного крыла структуры опорная скважина на глубине 1640 *м* пересекла поверхность крутого надвига, который выше переходит в флексуру. Выше поверхности надвига скважиной пройден весь разрез нижнего мела, юры, верхнего триаса и частично верхней перми, а ниже вновь вскрыты породы нижней юры — верхнего триаса и верхней перми. К Куландинской мегантиклинали в пределах Аральского моря принадлежит антиклиналь о. Возрождения, сложенная альбскими отложениями в своде и верхнемеловыми на крыльях.

В центре Прииргизской зоны Урала выделяется Иргизский синклинорий. К югу от него находится мезо-кайнозойская Жиланская мегасинклиналь, которая протягивается до берегов Аральского моря и хорошо вырисовывается широким развитием в ее пределах отложений среднего — верхнего олигоцена и нижнего миоцена. Она состоит из ряда погружений. Наиболее южным из них является Сабыржилгинская синклиналь, кровля мела в которой погружена до отметок —500 — 550 *м*.

На крайнем востоке Прииргизской зоны расположен Карашатауский (Жаманшинский) антиклинорий, на прямом продолжении к югу от которого лежит Тасаранская мегантиклиналь, вытянутая от сопок Жаманшин до Аральского моря на расстояние более 170 *км*.

http://jurassic.ru/





1 — геологические границы, 2 — разломы (а — достоверные, б — предполагаемые), 3 — нептунические дайки кварцитов, 4 — элементы залегания

Рис. 11. Схема Жерлепесской зоны разломов

http://jurassic.ru/

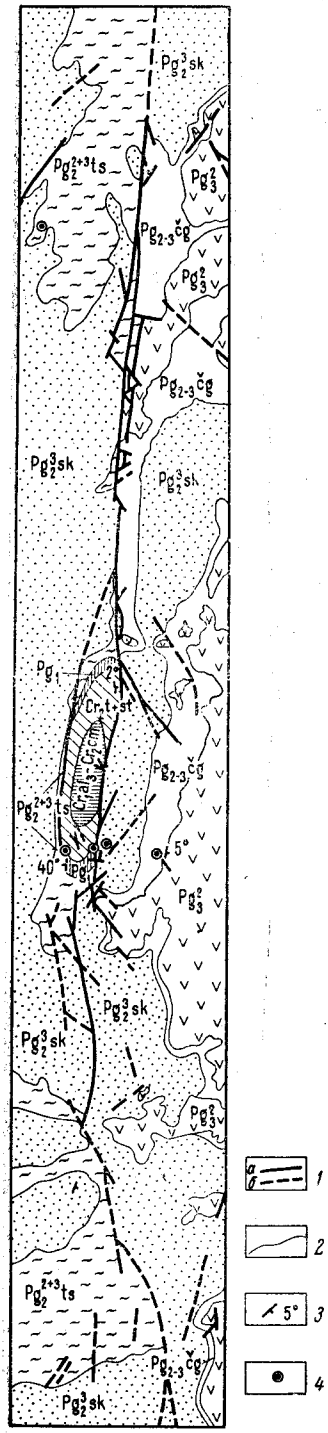


Рис. 12. Схема Тастыбулакской зоны разломов

1 — разломы (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые), *2* — геологические границы, *3* — элементы залегания пород, *4* — скважины

В результате ундуляции оси на Тасаранской мегантиклинали наблюдается ряд брахиантиклиналей. Наиболее крупные из них: Жаманшинская с выходом в ядре пород палеозоя, Акуунырданская, Тогузкенская брахиантиклинали и Тасаранская горст-брахиантиклиналь. На всем протяжении Тасаранская мегантиклиналь с востока ограничена Тастыбулакским разломом, который проявляется менее резко, чем Жерлепесский. На отрезке гора Тасаран — балка Акуунырдан и несколько севернее, т. е. там, где этот разлом обнажен на поверхности, также установлено его сложное строение (рис. 12). Здесь наблюдаются небольшие по простиранию (от нескольких сотен метров до 5 *км*) крутые сбросы, реже взбросы, разбивающие участок на ряд блоков. Амплитуда смещения по разломам достигает 100—150 *м*. Южнее кладбища Саксаульды Тастыбулакский разлом перекрыт четвертичными отложениями.

Восточнее Тасаранской мегантиклинали расположена Тогызская мегасинклиналь длиной более 200 *км* и шириной до 15 *км*. Амплитуда ее прогибания относительно сопряженных положительных структур по кровле мела колеблется от 400 до 700 *м*. Ашкудукской седловиной Тогызская мегасинклиналь разделяется на две синклинали: Барчанскую на севере и Жиделисайскую на юге. Протяженность первой из них по стратоизогипсе —300 *м* (кровля мела) равна 40 *км*, ширина 8 *км*; длина второй по той же стратоизогипсе предположительно 30 *км*, ширина 10 *км*.

Меридионально вытянутой полосе, занимаемой песками Малые Барсуки, соответствует одноименная мегантиклиналь, которая до последнего времени изучена очень слабо. Мегантиклиналь состоит из крупной Тулогайской антиклинали, хорошо фиксирующейся на геологической карте выходами алевритов и кварцитов саксаульской свиты среди частично переевянных верхнеплиоценово(?)-четвертичных отложений. Этой структуре соответствует четкий максимум силы тяжести. Кровля меловых отложений в своде Тулогайской антиклинали приподнята до отметки +91 *м* и опущена на крыльях до —200 *м*. Западное крыло складки несколько круче восточного. От Тулогайской антиклинали к югу, почти до берега Аральского моря протягивается структурный нос.

К северу от Тулогайской антиклинали за глубокой седловиной расположена Шубартобинская антиклиналь, по-видимому, соединяющаяся на севере с Иргизским поднятием.

http://jurassic.ru/

Далее к востоку выделяется Чокусинская мегасинклиналь, состоящая из Актауской и Бирдыкольской синклиналей. Кровля меловых осадков в ее осевой части опущена от —200 *м* на севере и до —350 *м* на юге, где под водами Аральского моря Чокусинская мегасинклиналь, очевидно, сливается с Тогызской.

На п-ве Коктурнак по выходам тасаранской свиты эоцена намечаются три небольшие брахиантиклинали: Тастобекская, Кушокинская и Ушчокинская. К востоку от первой расположена Кызылкольская брахисинклиналь.

Для описанных дислокаций довольно отчетливо выступает унаследованный характер плана расположения мезо-кайнозойских структур от палеозойских. О согласном простирании складок фундамента и чехла свидетельствуют результаты геофизических исследований. Гравиметрические и магнитометрические данные, которые в первую очередь отражают строение фундамента, показывают, что оси гравитационных и магнитных аномалий совпадают с осями молодых структур.

Структуры платформенного чехла, лежащие на южном погружении Уральской складчатой системы, расположены на продолжении той или иной крупной тектонической зоны Урала. Однако они не повторяют структурное развитие геоантиклинальной и геосинклинальной зоны в целом, а наследуют более частные палеозойские структуры, имеющие характер антиклинориев и синклинориев.

Унаследованные дислокации Примугоджарской и Североприаральской систем мегантиклиналей и мегасинклиналей характеризуются следующими морфологическими чертами:

1. Мегантиклинали и мегасинклинали обладают четко выраженной линейностью. Протяженность их 150—400 *км*, ширина 15—30 *км*.

2. Намечается явное соответствие по величине (равновеликость) положительных и отрицательных структур.

3. Мегантиклинали и мегасинклинали имеют отчетливое асимметричное строение. Все антиклинали, находящиеся к западу от Челкарского прогиба, имеют крутые западные крылья и пологие восточные (углы падения слоев верхнего мела к западу достигают 15—40°, а к востоку не превышают 1°, редко 2°). Синклинальные структуры, естественно, характеризуются обратной асимметрией.

Большинство антиклиналей, кроме Карачулакской антиклинали и Кособинской группы антиклиналей, расположенных к востоку от Челкарского прогиба, имеют, наоборот, крутые восточные и пологие западные крылья. Углы падения слоев палеогена на восточных крыльях достигают 25°, а на западных не превышают 1°. Сопряженные с ними синклинали обладают, соответственно, обратным асимметричным строением.

4. Почти все структуры со стороны крутого крыла оборваны продольными разломами, которые в большинстве случаев сопровождают их на всем протяжении. По типу разломы обычно относятся к сбросам или к взбросам. Иногда они образуют сложно построенные зоны. Разломы играют ведущую роль в образовании унаследованных структур.

5. Однако унаследованные тектонические формы формировались не только в результате движений по разломам. Для них характерно также наличие ясно выраженных замковых перегибов. Во многих местах антиклиналей непосредственно в обнажениях можно наблюдать их своды. Следовательно, во всех случаях образования унаследованных структур значительная роль принадлежит пликативному изгибу слоев.

http://jurassic.ru/

6. Мегантиклиналям и мегасинклиналям присуща ундуляция осей по простиранию, нередко сопровождающаяся кулисообразным подставлением одних структур другими. В результате этого они распадаются на отдельные синклинали и антиклинали, а те в свою очередь — на более мелкие брахиантиклинали и брахисинклинали.

7. Для всех описанных структур, кроме Куландинской мегантиклинали, характерно постепенное погружение и затухание к югу: в этом направлении уменьшается амплитуда структур, затухают сопровождающие их разломы, все антиклинали обладают хорошо выраженным южным периклинальным замыканием, в то время как к северу они остаются часто открытыми, и т. д.

В морфологии палеозойских структур и унаследованных дислокаций платформенного чехла, расположенных на их продолжении, много общих черт. Для палеозойских антиклинориев и синклинориев Урала характерны линейность и большая протяженность. Все они асимметричны. Эта черта исключительно точно наследуется структурами платформенного чехла. И структуры фундамента, и структуры чехла имеют однонаправленную асимметрию, одинаковое направление наклона плоскостей складок. Расколы, сопровождающие унаследованные структуры, в большинстве своем продолжают разломы открытых участков палеозойских пород. И те, и другие соответствуют друг другу: они продольны, приурочены к крутым крыльям структур, носят характер сбросов и взбросов. Таким образом, платформенные структуры наследуют не только тектонический план, но также форму и знак движения.

ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

Прикаспийская впадина, простирающаяся от предгорий Урала до Волги и от южных склонов Общего Сырта к югу, находится на юго-востоке Восточно-Европейской платформы и является ее глубочайшей впадиной. По пространственному положению, морфологии и истории развития она резко отличается от синеклиз внутренних частей платформы и является структурой особого типа — экзогональной впадиной (Журавлев, 1964). Ей во многом подобны относящиеся к тому же типу структур Польско-Германская и Печорская впадины, расположенные, соответственно, на западе и северо-востоке Восточно-Европейской платформы.

Экзогональные впадины Восточно-Европейской платформы заложились либо частично (Прикаспийская и Польско-Германская), либо целиком (Печорская) на байкальском складчатом фундаменте. Амплитуда их прогибания в несколько раз превышает амплитуды прогибания синеклиз. Их морфология во многом определена наличием разломов фундамента и отвечающих этим разломам флексур осадочного чехла. Дифференцированные движения блоков фундамента, ограниченных этими разломами, были наиболее интенсивными в период существования мобильных геосинклинальных систем, обрамлявших раздробленные внешние углы Восточно-Европейской платформы с заложившимися на них экзогональными впадинами.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В составе осадочного чехла Прикаспийской впадины более четко, чем в осадочном чехле синеклиз Восточно-Европейской платформы, выделяются структурные этажи, отвечающие крупным этапам ее формирования.

http://jurassic.ru/

Наиболее древними отложениями осадочного чехла Прикаспийской впадины, как и в более северных районах Восточно-Европейской платформы, вероятно, являются породы рифейского и, возможно, вендского комплексов, распространенные в ее большей, западной части, характеризующейся эпикарельским фундаментом. Наличие этих отложений устанавливается лишь на основании косвенных данных. В районе схождения Волгоградского и Жадовского разломов фундамента, ограничивающих с запада и севера Прикаспийскую впадину, в ее пределы широким раструбом раскрывается Пачелмский прогиб, выполненный мощными платформенными отложениями рифея (Шатский, 1955). Весьма характерно, что положение этого прогиба в поле аномалий силы тяжести устанавливается достаточно отчетливо: ему соответствует региональный гравитационный минимум. В то же время в западной и северной частях Прикаспийской впадины параллельно Заволжскому и Жадовскому разломам протягиваются еще более четкие региональные минимумы, к югу от которых лежат Аралсорский и Хобдинский региональные гравитационные максимумы.

Наличие региональных гравитационных минимумов на западе и севере Прикаспийской впадины послужило в свое время для Ю. А. Косыгина (1950) основанием для выделения здесь Утвино-Новоузенской впадины — крупной широкой отрицательной структуры, расположенной между северным бортом Прикаспийской впадины и предполагаемой зоной поднятий в ее центре. Однако впоследствии в результате детальных сейсмических работ было установлено, что в контурах предположительно намеченной Утвино-Новоузенской впадины подсолевое ложе не испытывает изгиба, а полого наклонено на севере к югу, а на западе к юго-востоку (Живодеров и др., 1964; Журавлев, 1964; Неволин, 1965).

Между тем, намеченная Ю. А. Косыгиным (1950) также по результатам гравиразведки Гурьевская впадина в ее северо-восточной части, расположенной к юго-востоку от гравитационной ступени Хобдинского регионального максимума, подтверждена данными геологических исследований и сейсморазведки. Ей соответствует полоса интенсивного проявления соляной тектоники, которая протягивается юго-восточнее упомянутой гравитационной ступени от промыслового района Южной Эмбы через междуречья Эмбы и Сагиза, Сагиза и Уила к верховьям рек Уила и Темира. Вкрест простирания этой полосы, за гравитационной ступенью Хобдинского регионального максимума и в юго-юго-восточном направлении, по мере приближения к Южно-Эмбенскому региональному гравитационному максимуму интенсивность соляной тектоники заметно ослабевает. Ее ослабление обусловлено подъемом подсолевого ложа, постепенным сокращением мощности соленосных толщ нижней перми и последовательными изменениями их литологического состава. Погруженное залегание подсолевого ложа в пределах этой полосы доказано данными сейсморазведки. Отвечающий этому прогибу подсолевого ложа региональный гравитационный минимум во многом может быть обусловлен присутствием в его пределах мощных соленосных толщ. К нему по интенсивности близок региональный гравитационный минимум, по очертаниям которого ранее выделялась Утвино-Новоузенская впадина. Однако в ее контурах подсолевое ложе испытывает моноклинальное погружение к югу и юго-востоку, соответственно с которым в том же направлении нарастают мощности соленосных толщ. Остается допустить, что Утвино-Новоузенская впадина является более древним прогибом, уже не прослеживающимся по кровле подсолевых слоев. Если это так, то, по всей вероятности, эта впадина заполнена мощными платформенными отложениями рифея,

http://jurassic.ru/

подобными тем, которые выполняют Пачелмский прогиб и во многом служат причиной появления отвечающего ему регионального гравитационного минимума.

Отложения рифея и, возможно, венда составляют первый структурный этаж осадочного чехла большей западной части Прикаспийской впадины. Как и в прилежащих к ней с запада и севера районах Восточно-Европейской платформы, они, по-видимому, залегают с резким угловым несогласием на породах фундамента, заполняют его опущенные по разломам блоки, как бы выравнивая поверхность начинающей формироваться впадины. По времени накопления они должно быть синхронны тем геосинклинальным формациям, которые составляют фундамент юго-восточной части Прикаспийской впадины.

Второй структурный этаж Прикаспийской впадины охватывает отложения от девона (по-видимому, среднего) до самых верхов триаса. В состав его входят пластичные соленосные отложения нижней перми, наличие которых определяет все многообразие локальных структур, развитых в надсолевых отложениях Прикаспийской впадины. Подсолевые отложения этого структурного этажа изучены еще недостаточно. Они вскрыты скважинами к югу от Волгограда на Сарпинско-Тингутинской площади, в Астрахани (Эвентов, 1956), на Южно-Эмбенском погребенном поднятии (Яншин, 1955; Яншин, Гарецкий и др., 1961; Журавлев, 1960 а, 1964; Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1962) и в районе слияния рек Темира и Эмбы на Жанажольской площади (Богомолова, Гарецкий и др., 1963; Авров, Булекбаев и др., 1965). При этом на Сарпинско-Тингутинской площади, в Астрахани и на Южно-Эмбенском поднятии (скв. 5) скважины из сульфатно-терригенных отложений кунгура вошли в карбонатные (на Сарпинско-Тингутинской площади) или карбонатно-терригенные породы артинского яруса. На Жанажольской площади скв. Г-1 после терригенно-сульфатно-галогенных отложений нижней перми встретила терригенные породы ассельского яруса (швагериновый горизонт). На Южно-Эмбенском поднятии скв. 3 после терригенных отложений нижней юры вскрыла породы палеозоя и в интервале 2080—3201 *м* бурилась преимущественно в карбонатных породах карбона — от касимовского яруса верхнего карбона до тульского горизонта яснополянского подъяруса визейского яруса нижнего карбона. К восток-северо-востоку от скв. 3, в пределах того же Южно-Эмбенского поднятия, на Сарыкумской площади скважины 1 и 2 из отложений средней юры вошли непосредственно в терригенно-карбонатно-сульфатные породы тастубского горизонта, пересекли карбонатные породы швагеринового горизонта и врезались в карбонатные отложения карбона — скв. 1 в отложения касимовского яруса верхнего карбона, скв. 2 в отложения московского яруса среднего карбона (обе скважины остановлены в отложениях среднего карбона). Породы, вскрытые всеми упомянутыми скважинами, являются заведомо платформенными образованиями.

Гораздо более полные данные имеются о распределении мощностей и изменениях состава соленосных толщ этого структурного этажа. Установленная максимальная глубина залегания их подошвы достигает 11 *км* на левобережье р. Урал в бессточных разливах рек, стекающих с Зауральских Сыртов (Байгутинская западина), а максимальная первичная мощность соленосных толщ — более 4 *км* (Волчегурский, Журавлев, 1965). Распределение соленосных отложений контролировалось движениями крупных блоков фундамента Прикаспийской впадины. Направленность этих движений сохранялась неизменной в период накопления нижней части надсолевых пород — до самых верхов триаса. Мощность надсолевых отложений, принадлежащих второму

http://jurassic.ru/

структурному этажу, достигает 4—5 *км*. Именно с периодом их накопления совпадает основной этап подъема соляных массивов куполов. Однако в триасовое время интенсивность их подъема заметно ослабла, что устанавливается по непосредственному залеганию отложений триаса на кепроках соляных массивов многих куполов.

Третий структурный этаж осадочного чехла Прикаспийской впадины образован отложениями от триаса до олигоцена. Его нижняя граница является скользящей, неодинаковой по возрасту в разных частях впадины. На восточной окраине впадины отложения нижнего триаса на крыльях куполов и в межкупольных депрессиях с угловым несогласием залегают на породах верхней перми. В то же время в промысловом районе Южной Эмбы песчано-галечниковая толща основания средней юры (ааленский ярус) на куполах и в межкупольных депрессиях обычно лежит со стратиграфическим, а часто и с угловым несогласием на породах нижнего или верхнего триаса (Калинин, 1963). На междуречье Урала и Волги по сейсмическим профилям МОВ установлено, что отвечающий подошве морской средней юры (байосский ярус) V отражающий горизонт в ряде мест срезает отражающие горизонты K и K_1, прослеживающиеся в подстилающих отложениях триаса. Таким образом, на восточной окраине Прикаспийской впадины определяющее несогласие соответствует основанию триаса, в промысловом районе Южной Эмбы — основанию ааленского, на междуречье Урала и Волги — основанию байосского яруса. В последнем районе в состав подстилающего второго структурного этажа, по-видимому, входят отвечающие рэт-лейасу сероцветные терригенные породы аралсорской свиты (Шаля, 1965). Следовательно, наиболее высокий уровень положения нижней границы третьего структурного этажа осадочного чехла Прикаспийской впадины отвечает средней юре. Именно тогда в общее с Прикаспийской впадиной погружение были вовлечены Предуральский краевой прогиб, Южный периклинальный прогиб Урала и южная периферия Уральской складчатой системы.

В период накопления отложений третьего структурного этажа развитие Прикаспийской впадины шло по более простому плану, чем во время от палеозоя до верхов триаса. Впадина уже не была обособленной, широко открывалась на юг и являлась северной частью обширной Прикаспийской области прогибаний (Журавлев, 1960а).

Общая мощность отложений третьего структурного этажа осадочного чехла Прикаспийской впадины достигает 2,5 *км*, но по меньшей мере вдвое уступает мощности надсолевых отложений ее второго структурного этажа. Поэтому с периодом накопления отложений ее третьего структурного этажа совпадает второй, ослабленный этап развития соляных куполов, характеризующийся их замедленным подъемом и в основном сводившийся к пластическим перемещениям соли внутри соляных массивов (Журавлев, 1960а, 1963).

Четвертый структурный этаж осадочного чехла Прикаспийской впадины образован неоген-четвертичными отложениями, причем его нижняя граница также скользящая. Наиболее древними являются отложения среднего миоцена (чокракский горизонт), сохранившиеся от размыва в Абжельской и Тукбайской компенсационных мульдах (первая из них сопряжена с куполом Абжель, лежащим на северном побережье Каспия к востоку от г. Гурьева, а вторая осложняет соляной массив купола Бектеньоба-Барханный, расположенного к западу от купола Индер на правобережье р. Урал).

Шире распространены отложения верхнего миоцена — морские слои среднего сармата, которые от северных чинков Устюрта просле-

http://jurassic.ru/

живаются до горы Маячной близ г. Уил. Наличие частично сохранившихся разобщенных выходов ракушечников среднего сармата позволяет условно наметить восточную границу распространения верхнемиоценовой трансгрессии, которая в общих чертах совпадает с горизонталью 200 *м* (Журавлев, 1960а). Западная граница распространения этой трансгрессии проходила где-то к западу от Зауральских Сыртов, но определить даже ориентировочно ее положение сейчас невозможно, так как в предакчагыльское время отложения верхнего миоцена в Прикаспийской низменности были нацело размыты. Характерно, что в бассейнах рек Уил, Сагиз и Эмба ракушечники среднего сармата перекрывают сбросы и крылья соляных куполов, компенсационные мульды и межкупольные депрессии.

Континентальными аналогами морских отложений миоцена, вероятно, являются красноцветные глины Орь-Илекского водораздела, Подуральского плато, Зауральского и Общего Сыртов. Континентальные отложения миоцена вскрыты скважинами в мульдах оседания, развитых над сводами соляных куполов Прикаспийской низменности (купола Санкебай-Круглый, Челкар и др.), а также южных склонов Общего Сырта (купола Озинки, Гремучий, Гремяченский и др.). Они представлены пестроцветными, часто каолинизированными глинами (до 100 *м*) с прослоями песков, кварцитовидных песчаников и конгломератов.

Несравненно более широко распространены морские отложения верхнего плиоцена (акчагыльский и апшеронский ярусы), а также морские четвертичные отложения древнего Каспия. В период их накопления на западе Прикаспийской впадины обособилась крупная наложенная синеклиза, контуры которой отвечают очертаниям площади распространения мощных (до 500—600 *м*) отложений верхнего плиоцена. Для этой области молодого прогибания характерны обширные открытые купола с соляными массивами, трансгрессивно перекрытыми отложениями акчагыла, а также купола с неглубоко залегающими под доверхнеплиоценовой поверхностью плосковерхими соляными массивами.

К отложениям второго и третьего структурных этажей Прикаспийской впадины приурочены основные залежи нефти и газа. В подсолевых отложениях второго структурного этажа, вскрытых пока единичными скважинами, газопроявления установлены на Южно-Эмбенском погребенном краевом поднятии Русской платформы в отложениях карбона. В соленосных отложениях этого структурного этажа на ряде соляных куполов (Доссор, Макат, Карачунгул и др.) обнаружены пока только признаки нефти и газа. Между тем, в Польско-Германской впадине, во многом напоминающей Прикаспийскую, в самых низах соленосного цехштейна на границе Нидерландов и ФРГ недавно обнаружено крупнейшее в Европе газовое месторождение Слохтерен, а на севере ГДР — первое газовое месторождение Райкенхаген. Это позволяет надеяться, что в возможно литологически сходных низах соленосных толщ Прикаспийской впадины и в аналогичных структурных условиях (на локальных структурах ее южной окраины) могут содержаться залежи газа. Из надсолевых отложений второго структурного этажа осадочного чехла Прикаспийской впадины получены значительные дебиты нефти из отложений верхней перми и нижнего триаса на куполах Кулсары и Кенкияк. Однако основные продуктивные свиты Прикаспийской впадины — среднеюрская и апт-неокомская (байчунасская свита) — входят в состав третьего структурного этажа. В акчагыльских и апшеронских отложениях ее четвертого структурного этажа содержатся локальные и, по-видимому, вторичные газовые залежи.

http://jurassic.ru/

СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ПОДСОЛЕВЫМИ, СОЛЕНОСНЫМИ И НАДСОЛЕНОСНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Структурные схемы подсолевого ложа Прикаспийской впадины, составленные с учетом новейших данных сейсморазведки (В. Л. Соколов, 1962, 1964; Живодеров и др. 1964; Журавлев, 1964; Неволин, 1965), различаются лишь в деталях, причем имеющиеся между ними расхождения определяются теоретическими установками их авторов. Эти схемы выявляют контуры поднятий и прогибов подсолевого ложа, которым в самой общей форме соответствуют области рассредоточения и сгущения соляных куполов, ослабленного и интенсивного проявления соляной тектоники (рис. 13).

Данные бурения и сейсморазведки показывают, что по мере общего погружения подсолевого ложа от Южно-Эмбенского погребенного поднятия на северо-запад, в глубь Прикаспийской впадины, постепенно изменяется фациальный состав хемогенных отложений нижней перми (их окраинная сульфато-соляная фация замещается почти чисто соляной) и возрастает их мощность в соляных массивах куполов (высота последних). Соответственно, но более резко уменьшается мощность надсолевых отложений над сводами их соляных массивов (табл. 8).

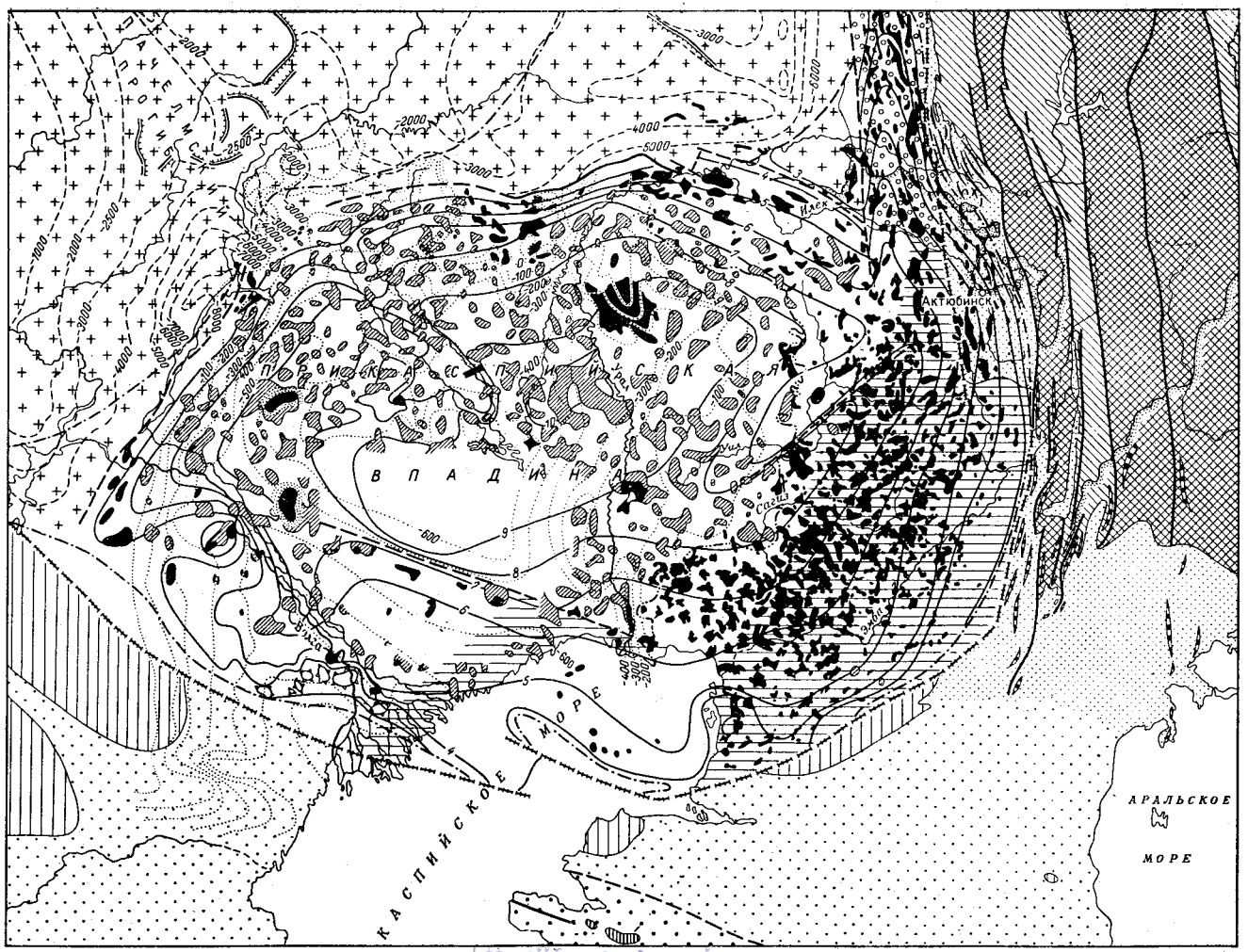
Таблица 8

Соотношения между глубиной залегания подсолевого ложа, мощностью соли в соляных массивах куполов и мощностью надсолевых отложений над сводами соляных массивов куполов
(В. С. Журавлев, 1963)

Соляные купола	Глубина залегания надсолевого ложа, *м*	Мощность соли в соляных массивах куполов, *м*	Мощность надсолевых отложений над сводами соляных массивов куполов, *м*
Азнагул	3 900	1 175	2 725
Кумшете	4 200	2 390	1 810
Конуспай	4 800	2 800	2 000
Тюлюс	5 200	5 000	200
Кулсары	5 400	5 200	200
Акатколь	6 200	6 100	100
Искине	6 500	6 350	150
Сагиз	6 900	6 600	300
Доссор	7 200	7 000	400
Макат	7 300	7 130	270
Туктубай	7 600	7 430	170
Унгар II	8 200	8 000	200
Индер	8 900	8 900	0
Санкебай-Круглый (восточная ветвь его соляного массива)	9 500	9 200	300

Закономерное увеличение мощности соли в соляных массивах куполов по мере погружения подсолевого ложа несомненно находится в прямой зависимости от первоначальной мощности хемогенных осадков нижней перми. Расчеты показывают, что мощность последовательно возрастает на северо-запад от Южно-Эмбенского поднятия и равна для районов куполов: Прорва 0,99 *км*, Каратон 1,04 *км*, Тюлюс и Кулсары 1,55 *км*, Байчунас 2,1 *км*, Жолдыбай 2,6 *км*, Туктубай 3,03 *км*,

http://jurassic.ru/



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17
18 19 20 21 22 23 24 25 26

Рис. 13. Тектоническая схема Прикаспийской экзогональной впадины и ее обрамления (В. С. Журавлев, 1964)

1 — эпикарельская часть Восточно-Европейской платформы с относительно неглубоким залеганием складчатого фундамента, *2* — эпикарельская часть Восточно-Европейской платформы с глубоким залеганием складчатого фундамента, *3* — эпибайкальская часть Восточно-Европейской платформы, *4* — Предуральский краевой прогиб, *5* — геоантиклинальные зоны Уральской складчатой системы, *6* — геосинклинальные зоны Уральской складчатой системы, *7* — южные субширотные герциниды под мезо-кайнозойским осадочным чехлом, *8* — южный периклинальный прогиб Уральской складчатой системы, *9* — область плащеобразного распространения верхнепалеозойско-триасовых моласс под мезо-кайнозойским осадочным чехлом, *10* — область повышенных мощностей верхнепалеозойско-триасовых моласс Мангышлакского желоба, перекрытых мезо-кайнозойским осадочным чехлом, *11* — то же, не перекрытых мезо-кайнозойскими отложениями, *12* — краевые швы Восточно-Европейской платформы, *13* — главнейшие разломы, *14* — главнейшие разломы, перекрытые отложениями, и предполагаемые, *15* — флексуры (штрихи направлены в сторону опущенного крыла), *16* — восточная граница сплошного распространения отложений верхнего плиоцена, *17* — восточная граница сплошного распространения мезо-кайнозойских отложений, *18* — южная и восточная граница сплошного распространения соленосных отложений нижней перми, *19* — стратоизогипсы по подошве осадочного чехла (по кровле фундамента), в *м*, *20* — стратоизогипсы по подошве соленосных отложений нижней перми, в *км*, *21* — стратоизогипсы по подошве отложений верхнего плиоцена, в *м*, *22* — соляные купола и антиклинали, выявленные геологической съемкой и сейсморазведкой, *23* — соляные купола по данным гравиразведки, *24* — брахиантиклинальные складки в Прикаспийской впадине, наличие которых не определяется соляной тектоникой, *25* — антиклинальные складки Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы, *26* — оси унаследованных антиклиналей в мезозойских и кайнозойских отложениях на периферии Мугоджар

Матенькожа 3,8 *км*, Санкебай-Круглый 4,3 *км* * (Айзенштадт, Герштейн, 1963; Волчегурский, Журавлев, 1965). Поэтому можно думать, что в период накопления соленосных толщ нижней перми наиболее погруженные участки Прикаспийской впадины располагались в областях современных максимальных глубин залегания подсолевого ложа.

По данным сейсморазведки, в том же северо-западном направлении увеличивается мощность надсолевых отложений в межкупольных депрессиях, хотя мощность мезо-кайнозойской части их разреза (третий структурный этаж) возрастает к югу, к северным чинкам Устюрта и далее к осевой части Северо-Устюртского прогиба. Поэтому общее увеличение мощности надсолевых отложений к северо-западу, от Южно-Эмбенского погребенного поднятия в глубь Прикаспийской впадины, может происходить только за счет нижней части надсолевого комплекса — надсолевых отложений второго структурного этажа осадочного чехла Прикаспийской впадины (Журавлев, 1960а, 1963). Все возраставшая мощность последних уже на начальных этапах пластического перераспределения соли определила различия в интенсивности процессов соляной тектоники в окраинных и внутренних частях впадины.

В начальные этапы пластического перераспределения соли в Прикаспийской впадине наметились ее первичные соляные купола. Причины их возникновения могли быть разными и определялись неровностями подсолевого ложа (перед накоплением, во время накопления или после накопления соли), неравномерной первоначальной мощностью соленосных толщ, зависящей, возможно, от неодновременности начала и окончания соленакопления, а также от глубины последовавшей эрозии, фациальной неоднородностью соленосных толщ, а также неравномерной мощностью отложений, перекрывающей соленосные толщи.

Определить положение первичных соляных куполов в современном структурном плане Прикаспийской впадины затруднительно, но возможно.

Основываясь на материалах по соляным куполам побережья Мексиканского залива и результатах экспериментального изучения соляной тектоники, Т. Д. Паркер и А. Н. Мак-Доуэлл (1957, стр. 65) показали, что «... наилучшим

* Необходимо заметить, что степень точности произведенных расчетов не превышает 10%. Поэтому приведенные цифры свидетельствуют лишь о направленности изменения мощности соленосных толщ и ее порядке в разных районах Прикаспийской впадины.

http://jurassic.ru/

критерием для отделения главных куполов от вторичных, видимо, является характер распределения или структура расположения соляных куполов. Одиночный купол, выдвинувшийся далеко от остальных соляных поднятий, не может быть вторичным и должен рассматриваться как главный купол. Купол вблизи центра дуги или круга из других куполов и соляных гряд должен считаться возможным главным куполом, а структуры, создающие дугу, могут рассматриваться как возможные вторичные купола». Этот вывод, по-видимому, справедлив и для Прикаспийской впадины. На ее южной окраине первичными являются разобщенные соляные купола, а в ее внутренних районах — те нормально развитые купола, которые от окружающих их, вероятно, вторичных соляных куполов обычно отличаются относительно большими размерами соляных массивов при небольшой глубине залегания их кровли. Однако последний признак, по-видимому, не является обязательным. Соляные массивы первичных куполов по сравнению с соляными массивами куполов их семейства, возможно, были ранее приближены к дневной поверхности или даже выведены на нее и потеряли часть соли за счет подземного выщелачивания или поверхностной эрозии. В то же время соляные массивы вторичных соляных куполов продолжали воздыматься и могли подняться до уровня вершины соляного массива первичного купола.

Примером может служить крупнейший в Прикаспийской впадине первичный соляной купол Санкебай-Круглый, восточную периферию которого пересекает р. Урал. Его окружают семнадцать соляных куполов, значительно уступающих ему по размерам, причем с севера к нему приближен южный отрог другого соляного купола-гиганта Челкар. Структурные соотношения между этими куполами показывают, что они составляют единое генетическое семейство, причем Санкебай-Круглый является первичным куполом, а окружающие его структуры, за исключением Челкара, — вторичными (Волчегурский, Журавлев, 1965).

В районе купола-гиганта Санкебай-Круглый подсолевое ложе залегает на близких, но все же разных абсолютных отметках, колебания которых достигают 0,4 *км*. В настоящее время нет оснований для утверждения, что именно эта или какая-либо другая причина обусловила начало пластического перераспределения соленосных толщ в районе купола Санкебай-Круглый. Однако несомненно, что по мере зарождения его соляного массива происходило формирование депрессионных понижений по его периферии. На начальных стадиях развития соляного массива этого купола приток соли происходил из ближайших к нему участков депрессий. Поэтому внешние края этих депрессий оказались на более высоком гипсометрическом уровне, чем их внутренние участки, примыкающие к воздымающемуся соляному массиву. Это определило подток соли также и к внешним краям депрессий, который в конечном итоге привел к появлению соляных массивов вторичных куполов-спутников, окружающих первичный соляной купол Санкебай-Круглый. Таким образом, причины возникновения вторичных соляных куполов связаны исключительно с пластическим перераспределением соленосных толщ, начавшемся при формировании первичного соляного купола.

Процесс пластического перераспределения соленосных толщ, вероятно, мог распространяться и на бо́льшие площади, обусловливая появление соляных куполов следующих генераций. При этом, по-видимому, могла происходить своеобразная интерференция — наложение процессов пластического перераспределения соленосных толщ, связанного с влияниями нескольких первичных соляных куполов. Может быть,

http://jurassic.ru/

именно эта интерференция во многом определила очертания и ориентировку соляных куполов внутренних районов Прикаспийской впадины и кажущуюся хаотичность их размещения. Пластическое перераспределение соленосных толщ, подобно цепной реакции, постепенно охватило всю территорию Прикаспийской впадины и привело к возникновению в ее пределах большого числа соляных куполов, компенсационных мульд и межкупольных депрессий.

Пластическое перераспределение соленосных толщ привело к изменению их первоначальной мощности, которая в межкупольных депрессиях уменьшилась, а в соляных массивах куполов соответственно возросла. Данные сейсморазведки и отчасти бурения показывают, что из ряда межкупольных депрессий восточной окраины Прикаспийской впадины пластичные породы соленосной толщи были нацело выжаты.

Некоторые исследователи (Долицкий, 1962; Кожевников, 1964; Кричевский, 1965 и др.) допускают, что в отдельных, наиболее погруженных межкупольных депрессиях внутренних частей Прикаспийской впадины надсолевые отложения непосредственно залегают на подсолевом ложе. Это предположение подтверждается объективными данными.

В. А. Долицкий (1962) предлагал называть такие депрессии кажущимися, а И. И. Кожевников (1964) — межмассивными, полагая, что они разделяют положительные соляные структуры более высокого порядка — соляные массивы или гряды, на фоне которых обособляются соляные ядра куполов. Несомненно, что многие разобщенные у поверхности соляные массивы куполов окажутся на более глубоких уровнях либо связанными соляными перешейками, либо обособляющимися на фоне крупных первичных поднятий кровли соли. Наконец, на еще большей глубине будут фиксироваться лишь очертания наиболее погруженных межкупольных депрессий — контуры их днищ.

Современный рельеф кровли соленосной толщи Прикаспийской впадины чрезвычайно сложен. В настоящее время наиболее объективные данные имеются лишь о форме соляных массивов ее куполов, которая весьма разнообразна.

Соляные массивы нормально развитых соляных куполов Прикаспийской впадины расширяются к основанию и обычно обладают крутыми склонами, которые в верхних частях бывают осложнены уступами, а иногда карнизами (Айзенштадт, 1955; Краев, 1959; Журавлев, 1960). Среди них различаются островерхие и плосковерхие соляные массивы, причем последние могут быть разделены на несколько морфологических типов. Форма соляных массивов куполов в плане (в верхних сечениях) различна (рис. 14). Их очертания чаще бывают округлыми, овальными, треугольными, изометричными или удлиненными, реже разветвленными или звездообразными, причем соотношение длинной и короткой осей массивов часто составляет 1 : 3—1 : 5 (Косыгин, 1960). Многие удлиненные соляные массивы осложнены двумя-тремя небольшими куполовидными вздутиями соли (Байчунас, Сагиз), причем образование этих вторичных вздутий нередко сочетается с разветвлением основного массива (Макат).

У куполов, расположенных на восточной и юго-восточной окраинах Прикаспийской впадины, встречаются соляные массивы, размер которых в поперечном сечении несколько меньше их высоты. У соляных массивов подавляющего большинства остальных куполов, поперечники в несколько раз превышают их высоту.

Внутренняя тектоника соляных массивов куполов Прикаспийской впадины изучена пока слабо. В большинстве скважин отмечались крутые, нередко вертикальные углы падения пластов соли. При этом фор-

http://jurassic.ru/

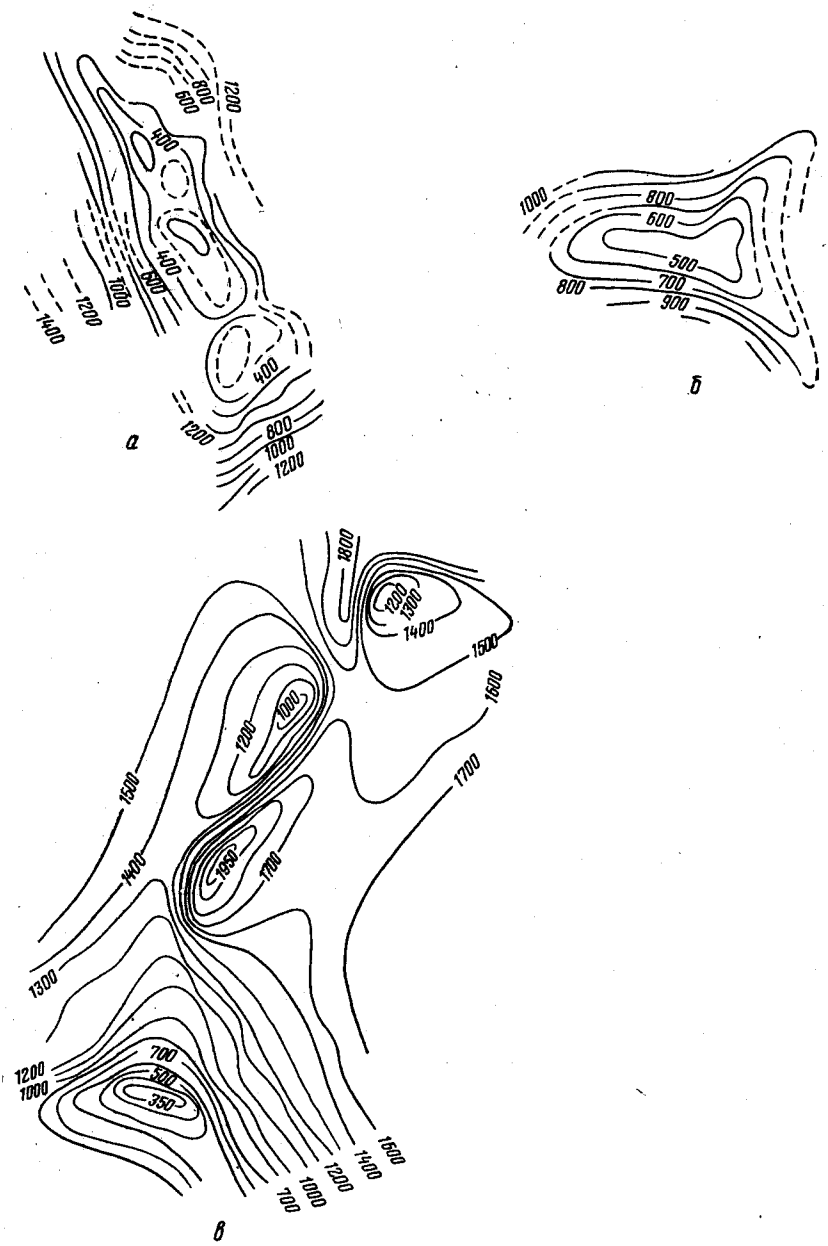


Рис. 14. Форма соляных массивов некоторых куполов Прикаспийской впадины (Ю. А. Косыгин, 1960)

а — удлиненный соляной массив с тремя дополнительными соляными вздутиями (Сагиз), *б* — удлиненный соляной массив с боковыми ответвлениями (Женгельды); *в* — удлиненный соляной массив с несколькими вздутиями и центральной депрессией (Алтыколь). Изогипсы проведены по кровле соли

http://jurassic.ru/

ма соляных массивов влияет на внутреннюю тектонику соли только у тех массивов, поперечники которых значительно уступают их высоте. Напротив, у соляных массивов с обратными соотношениями поперечников и высот подобного рода зависимость не наблюдается.

На вершинах соляных массивов открытых куполов иногда удается проследить системы довольно сложных складок течения. Так, в обнаженной части соляного массива купола-гиганта Индер линейные размеры складок течения по основному, кургантаускому ангидритовому горизонту различны: протяженность их изменяется от 0,5 до 5,0 *км* и более при ширине от 0,2 до 1,5—2,0 *км*. Почти все складки течения характеризуются весьма значительными амплитудами при вертикальном падении крыльев (до глубины 1000 *м* на Восточно-Кургантауской антиклинали). Некоторые складки течения имеют наклонные (до 10—15°) осевые плоскости при одинаковых падениях крыльев (например, наклонные к северу Альбайтауская и Серагуштауская антиклинали). В целом все складки течения, выявленные на куполе Индер, как вертикальные, так и наклонные, близки к изоклинальным (Коробов, 1962).

В прямой зависимости от формы соляных массивов находится структура пограничных с ними надсолевых отложений. На куполах Прикаспийской впадины прослеживаются согласные налегания или примыкания по разрывам надсолевых отложений к соляным массивам (Косыгин, 1960).

Согласные налегания наблюдаются при слабых формах проявления соляной тектоники, когда первоначальные стратиграфические соотношения между соленосной толщей и надсолевыми слоями не нарушены (на рудиментарных соляных куполах).

Трансгрессивные налегания имеют место на тех нормально развитых куполах, вершины соляных массивов которых были приподняты и размыты, а затем вновь перекрыты надсолевыми слоями.

Примыкания по разрывам встречаются на тех нормально развитых куполах, соляные массивы которых обладают крутыми склонами. При образовании последних подъем приподнятых частей соляных массивов происходил ускоренно, надсолевые отложения разрывались и уступы превращались в разрывы между соленосной толщей и надсолевыми отложениями. Такие разрывы (или их системы, оконтуривающие крутые уступы соляных массивов) обычно пересекают все надсолевые отложения, но в соленосных толщах быстро затухают, компенсируясь пластическими деформациями соли.

Весь ход развития надсолевых структур куполов Прикаспийской впадины отражает процесс подъема их соляных массивов, которым постоянно определялись пликативные и дизъюнктивные дислокации надсолевых слоев, а также изменения их мощностей. При этом в пределах каждого купола на участках наиболее интенсивного подъема его соляного массива накапливались наименьшие мощности осадков, а следы размывов получали более подчеркнутое выражение.

Изменения мощностей отдельных горизонтов надсолевых отложений на куполах Прикаспийской впадины определяются: 1) плавным уменьшением мощностей, связанным с утонением и выклиниванием отдельных прослоев при движении от крыльев к сводам куполов, 2) уменьшением мощностей за счет размывов и налегания одних толщ на другие с угловым несогласием, 3) резким различием в мощностях на смежных блоках, разделенных сбросами.

Некоторые исследователи (Айзенштадт, 1958; Долицкий, 1962) придают региональное значение локальным несогласиям, наблюдающимся на отдельных соляных куполах, и стремятся приурочить их к определенным «фазам куполообразования», отвечающим общетектони-

http://jurassic.ru/

ческим фазам. В действительности же только частными особенностями развития каждого соляного массива определяются моменты ускорения (скачки) его роста. Однако они связаны не с фазами складчатости, а с накоплением и разряжением напряжений, возникающих на конкретном соляном куполе при его развитии. Наличие перерывов, установленных на отдельных соляных куполах, еще не доказано для разделяющих их межкупольных депрессий, равно как и не подтверждены отвечающие этим перерывам тектонические фазы в сопредельных с Прикаспийской впадиной складчатых геосинклинальных областях.

Растущие соляные массивы куполов растягивали надсолевые слои, и в последних возникали системы разрывов типа нормальных сбросов. Над круглыми и цилиндрическими соляными массивами, преобладающими в центральных частях Прикаспийской впадины, образовывались радиальные и концентрические, обычно круто наклоненные сбросы. Над удлиненными соляными массивами прошли продольные и нормальные к ним поперечные сбросы. Сбросовая сеть является частной для каждого купола. Только некоторые наиболее крупные сбросы, часто с уменьшающейся амплитудой, выходят за пределы куполов. Они обычно соединяют соседние купола и, по-видимому, всегда соответствуют соляным перешейкам, сочленяющим на глубине соляные массивы этих куполов.

Продольные сбросы соляных куполов имеют наибольшие амплитуды, причем их сбрасыватели наклонены сравнительно полого (50—60°). Поперечные сбросы, как правило, имеют меньшие амплитуды, но наклонены более круто, иногда вертикально. Среди продольных обычно выделяется основной сброс, разделяющий поднятое и опущенное крылья купола и всегда наклоненный в сторону опущенного крыла. Дополнительные продольные сбросы чаще осложняют опущенное крыло купола, причем ближайший к основному дополнительный продольный сброс, как правило, наклонен навстречу основному и вместе с ним образует грабен.

Грабены характерны для большинства соляных куполов восточной части Прикаспийской впадины. По принципу пространственного соотношения с соляными массивами среди них различаются грабены, находящиеся вдоль крутых склонов соляных массивов, и грабены, располагающиеся над наиболее приподнятыми частями соляных массивов или фиксирующие положение прежних выступов соли на фоне современной почти горизонтальной или вогнутой кровли соляных массивов. Грабены первого типа возникли при отставании опущенных крыльев куполов в процессе общего подъема их асимметричных соляных массивов. Грабены второго типа приурочены к тем частям соляных массивов, которые были наиболее приподнятыми, подвергались поверхностному размыву, а затем были трансгрессивно перекрыты надсолевыми отложениями. Такие грабены образовались отчасти за счет процессов растяжения надсолевых отложений при подъеме соляных массивов куполов, отчасти за счет процессов подземного выщелачивания вершин соляных массивов куполов. Особенности внутренней структуры таких грабенов во многом определяются соотношениями между скоростью подъема вершин соляных массивов и скоростью процессов их «слизывания» подземными водами (Журавлев, 1962, 1963).

Внутренняя структура грабенов первого типа относительно проста: они являются погруженными блоками опущенных крыльев куполов, косо срезанными дополнительным продольным сбросом или их системой. Более сложной является внутренняя структура грабенов второго типа. В таких грабенах на некоторых соляных куполах наблюдается пологий продольный изгиб слоев в местах их максимального подъема

http://jurassic.ru/

к сводовым частям куполов, причем наиболее приподнятые участки грабенов приближены к опущенным крыльям куполов (Василенко, 1945).

На других куполах верхнемеловые отложения образуют в таких грабенах небольшие мульды, разделенные плоскими поднятиями. Максимальные мощности этих отложений прослеживаются в осевых частях мульд, примыкающих по сбросу к одному из крыльев купола. В то же время на пологих поднятиях, намечающихся внутри грабенов, наблюдаются минимальные мощности верхнемеловых отложений. При этом общее сокращение их мощности происходит за счет как размывов кровли отдельных пачек и толщ, так и послойного уменьшения их мощности (Колтыпин, 1957).

Наконец, на ряде куполов такие грабены имеют отчетливое синклинальное строение и испытали не только относительное, но и абсолютное погружение. В них сохранились наиболее молодые слои, например, отложения палеогена, отсутствующие даже в межкупольных пространствах, окружающих данные купола.

Поперечные сбросы отражают изменения морфологии вершин соляных массивов куполов по простиранию их крыльев. Положение блоков, ограниченных поперечными сбросами, находится в прямой связи с вторичными соляными вздутиями, осложняющими вершины соляных массивов.

С усложнением строения вершин соляных массивов усложняется и сеть сбросов в надсолевых отложениях куполов. Наблюдаемые в плане изгибы и разветвления основных продольных сбросов соответствуют изменениям простирания соляных массивов. Вершины некоторых удлиненных соляных массивов как бы перекручены: на одном их участке более крутым является один склон, на другом участке — ему противоположный. Когда структура надсолевых слоев отражает это перекручивание, она подразделяется поперечными сбросами на ряд сегментов, в каждом из которых наблюдается соответствие надсолевой структуры асимметрии соляного массива на данном его участке.

Наконец, у некоторых куполов, обладающих разветвленными соляными массивами, надсолевые слои бывают осложнены системой разветвленных грабенов. В этих случаях различия между продольной и поперечной системами сбросов несколько затушевываются. Некоторые ветви грабена могут оказаться перпендикулярными к направлению основного грабена и соляного массива в целом. Однако при этом сбросы, ограничивающие поперечные грабены, будут сохранять все свойства продольных дизъюнктивов, а поперечные грабены будут отвечать либо крутым склонам соляных массивов, либо наиболее приподнятым частям соляных отрогов, отходящих от основных соляных массивов.

Приведенные выше данные показывают, что надсолевые структуры куполов Прикаспийской впадины всецело зависят от формы и истории формирования их соляных массивов. Связь между надсолевыми структурами и соляными массивами куполов не только морфологическая (статическая), но и историческая (динамическая). Весь ход развития куполов в надсолевых отложениях отражает процесс подъема их соляных массивов.

ТИПЫ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР, СОЗДАННЫХ СОЛЯНОЙ ТЕКТОНИКОЙ

К настоящему времени известен целый ряд попыток типизации локальных положительных и отрицательных структур, созданных соляной тектоникой в Прикаспийской впадине. Схемы классификации ее локальных положительных структур — соляных куполов многочислен-

http://jurassic.ru/

ны (Миронов, 1920; Шумилин, 1933, 1937; Авров, Буялов и др., 1935; Пермяков, 1937; Косыгин, 1946, 1950, 1960; Ульянов, 1946; Пермяков и др., 1951; Гейслер, 1951, 1956; Неволин, 1951, 1961; Швембергер, 1954; Ульянов, Хельквист, 1955; Айзенштадт, 1956, 1964; Калинин, 1958, 1963; Журавлев, 1963, 1966), но ни одна из них не может пока считаться общепризнанной. Меньшее внимание у исследователей привлекали еще недостаточно изученные отрицательные структуры, созданные при пластическом перераспределении соленосных толщ, но попытки их классификации уже известны (Василенко, 1947; Косыгин, 1950, 1960; Высоцкий, 1956; Грачев, Джумагалиев, 1956; Колтыпин, 1957; Кононов, 1961; Долицкий, 1962; Айзенштадт, Антонов, 1963; Волчегурский, Журавлев, 1965; Журавлев, 1966). В подавляющем большинстве классификаций, предложенных для локальных структур Прикаспийской впадины, учитывались лишь те их морфологические особенности, которые наблюдаются в современном, дочетвертичном или доверхнеплиоценовом эрозионном срезах и в основном определяются его глубиной. Между тем несомненно, что только при анализе тектонических соотношений соленосных толщ и надсолевых слоев могут быть выделены сходные по морфологии и истории развития структуры, а следовательно, разработана их объективная классификация.

Среди локальных положительных структур Прикаспийской впадины, в строении которых принимает участие пластичная соль, различаются рудиментарные и нормально развитые соляные купола (Журавлев, 1963).

Рудиментарные соляные купола прослеживаются в некоторых межкупольных депрессиях (над остаточными выступами соли) и по южной периферии Прикаспийской впадины (над локальными линзами соли в полосе выклинивания соленосных толщ). К категории этих структур относятся глубокие соляные купола, не прорванные солью и лишь приподнимающие надсолевые слои. Мощность пермо-триасовой части разреза последних над вершинами соляных массивов рудиментарных куполов часто заметно сокращается. В мезо-кайнозойское (послетриасовое) время развитие этих структур прекратилось или почти прекратилось. Дальнейший рост их соляных массивов лимитировался постепенно ослабевавшим подтоком соли из пространств, непосредственно окружающих эти купола (рис. 15).

Среди нормально развитых соляных куполов Прикаспийской впадины, несмотря на различия их поверхностей морфологии, во многом зависящей от глубины эрозионного среза, выделяются их типы, обладающие идентичными тектоническими соотношениями соляных массивов и надсолевых слоев. Для их выделения необходимо выбрать сопоставимые сечения, раскрывающие эти тектонические соотношения. Такому требованию удовлетворяют геологические профили, проведенные через центральные части куполов от их приподнятых крыльев через грабены к опущенным крыльям или, в случае однокрылых куполов, к смежным межкупольным депрессиям.

При сопоставлении таких геологических профилей нормально развитые купола с закрытыми соляными массивами отчетливо подразделяются на купола с необнажавшимися и неразмывавшимися соляными массивами в период накопления отложений мезозойско-палеогенового структурного этажа (рис. 16, *а*) и купола с соляными массивами, обнажавшимися и подвергавшимися размыву в течение более или менее продолжительного времени в период седиментации осадков мезозойско-палеогенового возраста (рис. 16, *б*).

Над вершинами соляных куполов первого типа повсеместно прослеживаются отложения пермо-триаса (в основном триаса). Их общая

http://jurassic.ru/

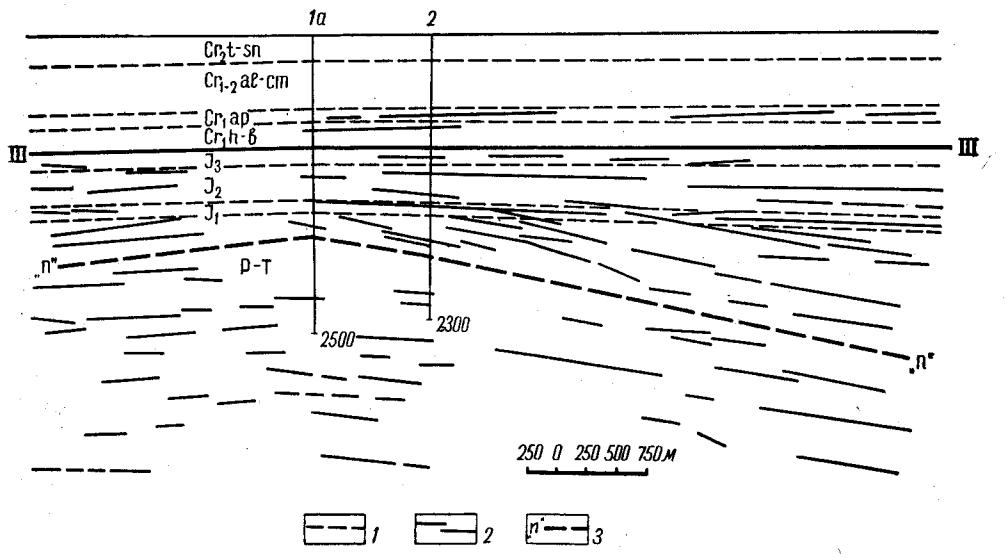


Рис. 15. Сейсмо-геологический профиль через рудиментарный соляной купол Дангар (В. С. Днепров, 1959)

1 — геологические границы, *2* — отражающие площадки, *3* — условный отражающий горизонт «п» в отложениях пермо-триаса

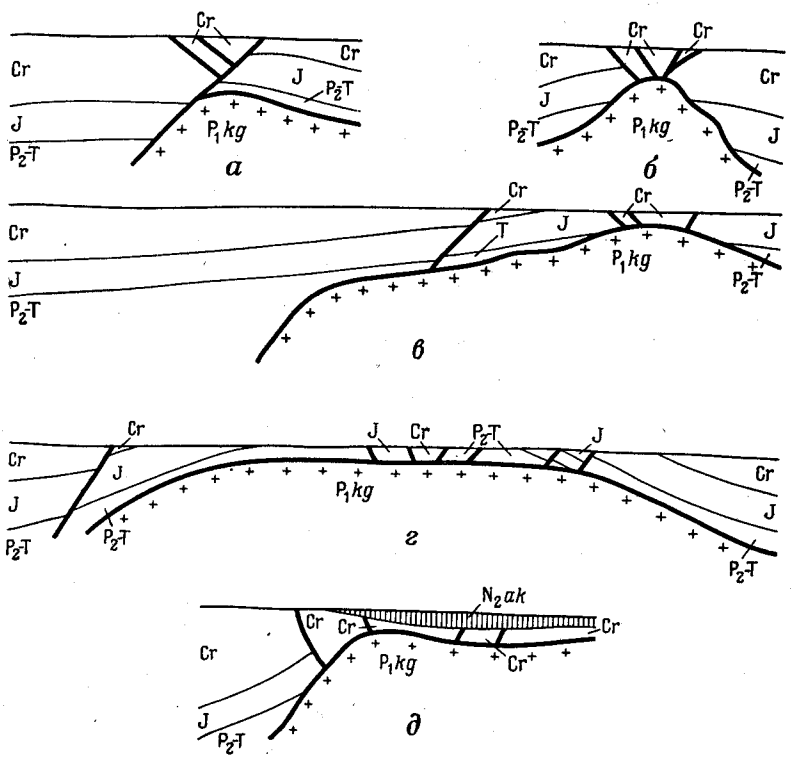


Рис. 16. Типы нормально развитых куполов Прикаспийской впадины с закрытыми соляными массивами (В. С. Журавлев, 1966)

а — купола с неразмытыми или неразмывавшимися в послетриасовое время соляными массивами (Корсак и др.); *б—д* — купола с размывающимися в послетриасовое время соляными массивами: *б* — купола с островерхими соляными массивами (Мунайли и др.), *в—д* — купола с плосковерхими соляными массивами (*в* — купола с кровлей соляных массивов, осложненной соляным гребнем, Кошак-Танатар и др., *г* — купола с горизонтальной кровлей соляных массивов, Искине и др., *д* — купола с вогнутой кровлей соляных массивов, Туктубай и др.)

http://jurassic.ru/

мощность по сравнению с мощностью синхронных слоев в межкупольных депрессиях значительно сокращена. Они, как и перекрывающие их отложения надсолевого комплекса, наклонены согласно с наклоном кровли соляных массивов куполов.

Соляные массивы этих куполов отчетливо асимметричны, причем их крутые склоны очерчены оконтуривающими сбросами. Примыкающие к крутым склонам соляных массивов надсолевые слои либо полого падают к смежным межкупольным депрессиям, либо наклонены к куполам и выполняют сопряженные с ними компенсационные мульды.

В современном, дочетвертичном или доверхнеплиоценовом эрозионном срезе эти купола в плане выделяются как однокрылые. При еще более интенсивном подъеме соляных массивов куполов и погружении примыкающих к ним надсолевых слоев в последних возникает один антитетический сброс или серия таких сбросов, косо примыкающих к сбросам, оконтуривающим крутые склоны соляных массивов. Вдоль этих склонов закладываются грабены, а за ними намечаются висячие (не опирающиеся на соляные массивы) опущенные крылья соляных куполов, которые на погружении сливаются с межкупольными депрессиями. В плане (на геологических картах) эти «вторые» крылья оконтуриваются нерезко. Противоположные (по отношению к крутым) склоны соляных массивов куполов первого типа на глубине также нередко обрываются круто, и надсолевые слои под кровлей таких соляных массивов как бы образуют горст.

Купола первого типа распространены преимущественно по окраинам Прикаспийской впадины, в частности по северной периферии Южно-Эмбенского погребенного поднятия (купола Агнияз, Каскырбулак, Корсак и др.), но изредка встречаются и в ее центральных частях, в зонах интенсивного проявления соляной тектоники.

Все остальные, несравненно более многочисленные купола с закрытыми соляными массивами относятся ко второму типу. По очертаниям соляных массивов среди них различаются купола с островерхими (подтип I) и плосковерхими (подтип II) соляными массивами. Среди последних выделяются купола: с кровлей соляных массивов, осложненной соляным гребнем (подтип II а), с горизонтальной кровлей соляных массивов (подтип II б) и с вогнутой кровлей соляных массивов (подтип II в).

Островерхие соляные массивы куполов в сопоставимых сечениях имеют вид обращенного кверху и закругленного к вершине треугольника (в плане это сравнительно узкие соляные гребни). Над ними в надсолевых отложениях прослеживаются грабены, ограниченные сбросами (или их системой), опирающимися на вершину соляного массива (см. рис. 16, *б*). Над наиболее высокой ее частью в грабене непосредственно на хемогенных образованиях кунгурского яруса обычно залегают терригенные отложения либо средней юры (купола Каратон, Кумшете и др.), либо верхнего альба (купола Косчагыл, Тюлюс, Мунайли, Дюсеке, Жолдыбай и др.). Поэтому можно утверждать, что в предсреднеюрское или в предверхнеальбское время кровля соляных массивов этих куполов была частично или полностью обнажена и подвергалась поверхностному размыву, а затем была перекрыта отложениями, выполняющими грабены. Отложения, слагающие крылья таких куполов, на глубине тектонически сопряжены с крутыми боковыми поверхностями их соляных массивов.

К этим куполам по соотношениям соляных массивов и надсолевых слоев близки купола с плосковерхими соляными массивами, осложненными соляными гребнями (см. рис. 16, *в*). Непосредственно на кровле этих соляных массивов обычно залегают отложения триаса, кото-

http://jurassic.ru/

рые по мере приближения к вершинам соляных гребней постепенно выклиниваются. Над соляными гребнями, как и над вершинами куполов с островерхими соляными массивами, в надсолевых отложениях прослеживаются грабены, в пределах которых непосредственно над гипсами и ангидритами обычно лежат породы средней юры или верхнего альба и сеномана (соляные купола Сагиз, Тентяксор, Тереньузюк, Кошак-Танатар и др.). Приподнятые и опущенные крылья этих куполов, обычно разделенные разломами на приподнятые и опущенные блоки, опираются на сглаженную и полого наклоненную кровлю их соляных массивов. Только по периферии крыльев этих куполов отложения пермо-триаса (точнее, верхней перми) на глубине приведены в тектонический контакт с крутыми боковыми поверхностями их соляных массивов.

Среди куполов с плосковерхими соляными массивами встречаются купола с горизонтальной кровлей, выработанной в результате ее размыва подземными водами (см. рис. 16, *г*). Однако положение некогда существовавших соляных гребней, осложнявших вершины соляных массивов этих куполов, достаточно уверенно устанавливается по положению грабенов, которые опираются на ныне плоскую кровлю соляных массивов. Характерно, что и на этих куполах непосредственно на гипсах и ангидритах кровли соляных массивов в грабенах обычно прослеживаются отложения средней юры или верхнего альба и сеномана (купола Искине, Кзылкудук и др.). Крылья таких куполов лежат на плоской кровле их соляных массивов, и только на крутых склонах последних надсолевые отложения (преимущественно породы верхней перми) приведены в тектонический контакт с солью.

К соляным куполам с плосковерхими соляными массивами относятся также купола с вогнутыми вершинами соляных массивов и мульдами оседания, развивающимися над ними в надсолевых отложениях (купола Туктубай, Тамдыкуль и др.).

Наблюдаемые на нормально развитых закрытых куполах Прикаспийской впадины тектонические соотношения между их соляными массивами и надсолевыми слоями позволяют, как мы видели выше, выявить определенные типы и подтипы этих структур. Именно эти соотношения являются наиболее надежным критерием для установления черт сходства между куполами, нередко весьма различными по поверхностной морфологии, которая во многом зависит от глубины эрозионного среза. При достаточно глубоком эрозионном срезе все нормально развитые соляные купола могут стать открытыми.

Открытые соляные купола Прикаспийской впадины по размерам и морфологии разделяются на две группы, занимающие вполне определенное пространственное и структурное положение. В западной, большей по площади части впадины в пределах области интенсивного верхнеплиоцен-четвертичного прогибания распространены обширные купола либо открытые, либо с соляными массивами, трансгрессивно перекрытыми четвертичными или верхнеплиоценовыми отложениями. Напротив, в восточной части впадины открытые соляные купола невелики по размерам и обычно приурочены к ее окраинам, где подсолевое ложе приближено к поверхности и первичная мощность соленосных толщ была небольшой.

В западной части Прикаспийской впадины интенсивный предакчагыльский срез и усиленный подъем соляных куполов привели к тому, что здесь воды акчагыльской трансгрессии непосредственно абрадировали соляные массивы большинства куполов. Напротив, в восточной части впадины ведущая роль в формировании ее небольших открытых соляных куполов принадлежала соляной тектонике, которая привела

http://jurassic.ru/

к образованию соляных «шипов», осложняющих соляные массивы этих куполов. Очертания последних на геологических картах зависят от глубины эрозионного среза и от амплитуды подъема соляных «шипов» (Журавлев, Самодуров, 1960).

Среди локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины различаются мульды оседания и компенсационные мульды, а также межкупольные депрессии. Возникновение двух первых структур частично (для мульд оседания) или нацело (для компенсационных мульд) зависит от пластического перераспределения соли внутри соляных массивов куполов. Возникновение межкупольных депрессий обусловлено оттоком соли к соляным массивам тех куполов, между которыми они расположены как отрицательные структуры, им равновесные. Интенсивность формирования и внутреннее строение всех этих структур определяются скоростью роста соляных массивов тех куполов, к которым они приурочены (в случае мульд оседания и компенсационных мульд) или которые они разделяют (в случае межкупольных депрессий).

Мульды оседания развиваются в сводовых частях куполов с плосковерхими или чаще со слабо вогнутыми вершинами соляных массивов. В последнем случае их контуры зависят от положения краевых соляных валов, обособившихся на фоне почти плоских вершин соляных массивов. Эти краевые валы возникли за счет притока соли к соляным массивам куполов из окружающих межкупольных депрессий, а после возникновения пополнялись, кроме того, солью, которая оттекала к ним от центральных, более пониженных участков сводов соляных массивов куполов. Надсолевые слои над этими участками неизбежно проседали, занимая место соли, в основном унесенной в растворах при «слизывании» вершин соляных массивов подземными водами и частично оттекавшей к краевым соляным валам. Дополнительная нагрузка на кровлю соляных массивов, возраставшая по мере образования вторичных кепроков и накопления слоев, выполняющих мульды оседания, постепенно усиливала пластическое перераспределение соли в верхних частях соляных массивов куполов. Однако ведущими процессами при образовании мульд оседания все же были процессы подземного выщелачивания соли. Эти процессы начинались тогда, когда растущие соляные массивы достигали уровня активных водоносных горизонтов и подземные воды начинали «слизывать» их вершины.

Отложения, выполняющие мульды оседания, залегают с резким угловым несогласием либо над более древними отложениями надсолевого комплекса, слагающими своды соляных куполов (рис. 16, *д* и 17, *а*), либо непосредственно на вершинах соляных массивов куполов (рис. 17, *б*). Это позволяет различать среди мульд оседания экранированные (отделенные от соляных массивов куполов надсолевыми слоями) и наложенные (залегающие непосредственно на соляных массивах куполов). Мульды оседания в западной части Прикаспийской впадины выполнены неоген-четвертичными, в восточной ее части, кроме того, — более древними отложениями (породами палеогена), а над соляными ядрами антиклиналей Актюбинского Приуралья — породами мела и юры. Во время, предшествующее накоплению слоев, выполняющих наложенные мульды оседания, надсолевые слои над сводами соляных массивов куполов и над соляными ядрами антиклиналей были срезаны эрозией, кровля соли была частично или полностью обнажена, а затем перекрыта слоями, в которых впоследствии развились упомянутые мульды.

http://jurassic.ru/

К другому типу локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины принадлежат компенсационные мульды. По положению относительно соляных массивов куполов среди них различаются вдавленные (расположенные внутри соляных массивов) и сопряженные мульды.

Вдавленные компенсационные мульды в Прикаспийской впадине встречаются изредка и лишь на тех ее куполах, кровля соляных мас-

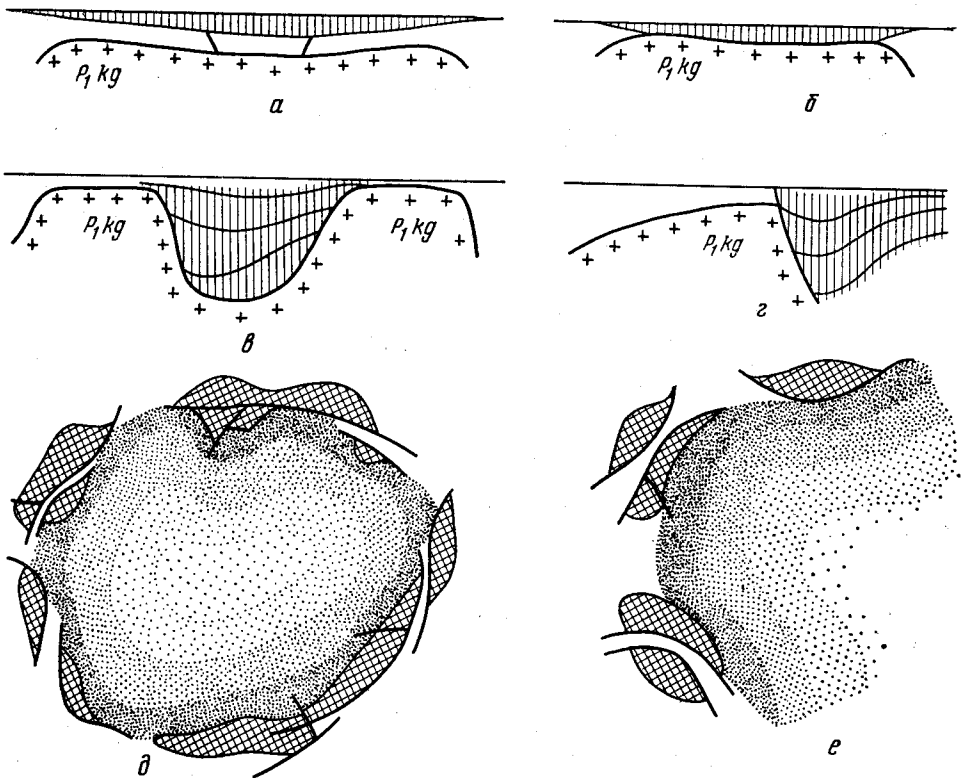


Рис. 17. Типы локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины (В. С. Журавлев, 1966)

а—б — мульды оседания: *а* — экранированные, *б* — наложенные; *в—г* — компенсационные мульды: *в* — вдавленные, *г* — сопряженные; *д—е* — межкупольные депрессии: *д* — обрамленные, *е* — раскрытые

Мульды оседания и компенсационные мульды на схемах *а—г* отражены вертикальной штриховкой, межкупольные депрессии на схематических планах, *д* и *е* — крапом, светлеющим по мере погружения слоев

сивов которых занимает значительную площадь. Мульды эти обычно асимметричны, обладают крутыми склонами и нередко осложнены сбросами. Заложились они главным образом в период накопления мезозойско-палеогенового структурного этажа, причем многие из них весьма активно развивались в палеогене и даже в верхнем плиоцене и в четвертичное время (см. рис. 17, *в*).

Сопряженные компенсационные мульды, как правило, вписываются в контуры локальных минимумов силы тяжести, отвечающих соляным куполам. Они обычно приурочены к крутым склонам соляных массивов и отделены от крыльев куполов флексурами или сбросами, а от межкупольных депрессий — заметным флексурообразным перегибом слоев. Так же как и вдавленные, сопряженные компенсацион-

http://jurassic.ru/

ные мульды закладывались и формировались на поздних (от верхнего триаса) стадиях развития соляных куполов (см. рис. 17, *г*).

К особому типу локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины относятся межкупольные депрессии, среди которых различаются обрамленные и раскрытые. Обрамленные межкупольные депрессии (см. рис. 17, *г*) на глубине при достаточно глубоком уровне среза оказываются окруженными соляными грядами, на фоне которых обособляются соляные массивы куполов. Эти депрессии обычно отличаются относительно небольшими размерами и обладают отчетливо выраженным синклинальным строением. Они принимали весьма активное участие в процессе пластического перераспределения соли, причем первоначально, вероятно, были относительно узкими и обладали довольно крутыми бортами. В дальнейшем они заметно расширились, вышли на края растущих соляных массивов, что определило ступенчатую форму склонов этих массивов.

Раскрытые межкупольные депрессии в плане чаще всего имеют расплывчатые очертания, а в разрезе — строение, близкое к симметричному, причем размеры их несравненно больше обрамленных депрессий (см. рис. 17, *г*). Наиболее интенсивный отток соли в их пределах, вероятно, происходил с участков, непосредственно прилегающих к соляным массивам куполов. Из относительно удаленных от соляных куполов частей раскрытых межкупольных депрессий, а также из центральных частей наиболее крупных обрамленных межкупольных депрессий отток соли был замедленным. Поэтому там могли образоваться относительные поднятия кровли соли — рудиментарные соляные купола.

Из центральных частей некоторых межкупольных депрессий пластичные соленосные толщи могут быть нацело выжаты к смежным соляным массивам куполов. Надсолевые отложения в таких депрессиях должны залегать непосредственно на подсолевом ложе или на непластичных породах соленосной толщи. При продолжающемся формировании соляных куполов, окружающих эти депрессии, их дальнейший рост происходил за счет сокращения поперечников соляных массивов, сопровождавшегося заложением и развитием по их периферии сопряженных компенсационных мульд. При прогибании последних синхронные слои в них опускались на глубины, превышающие уровень их залегания в центральных частях межкупольных депрессий. Поэтому там в надсолевых слоях могут возникать пассивные положительные структуры, которым не отвечают поднятия кровли соли. Мощность нижней части разреза надсолевых отложений, по времени накопления отвечающей стадии образования начальной межкупольной депрессии (предшествующей стадии формирования сопряженных компенсационных мульд), в ядрах этих структур максимальная, а степень изгиба слоев уменьшается с глубиной. Впервые наличие таких положительных структур, лишенных соли, но по происхождению связанных с соляной тектоникой, было установлено в Польско-Германской впадине, где они получили название структур типа «щита черепахи» (Trusheim, 1957, 1960). Недавно структуры этого типа — обращенные межкупольные поднятия — выявлены сейсморазведкой и отчасти подтверждены бурением в межкупольных депрессиях юго-восточной части Прикаспийской впадины.

Для обрамленных и раскрытых межкупольных депрессий характерны огромные мощности отложений нижней части надсолевого комплекса — до 3 *км* пород триаса и до 3 *км* пород верхней перми. Это показывает, что межкупольные депрессии заложились и развивались одновременно с окружающими их соляными куполами. Они, как и ком-

http://jurassic.ru/

пенсационные мульды, возникли при пластическом перераспределении соленосных толщ, но являются структурами первичными и общими для нескольких куполов. Компенсационные же мульды образовались при перераспределении соленосных толщ не по площади, а внутри соляного массива того купола, который они сопровождают, и поэтому их следует расценивать как структуры вторичные и частные.

Экранированные и наложенные мульды оседания, вдавленные и сопряженные компенсационные мульды, обрамленные и раскрытые межкупольные депрессии являются локальными отрицательными структурами Прикаспийской впадины, формирование которых определялось пластическим перераспределением соленосных толщ.

Ее региональными положительными и отрицательными структурами служат крупные области поднятий и опусканий, очертания которых определяются контурами распространения структурных этажей осадочного чехла.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Попытки тектонического районирования Прикаспийской впадины в целом или ее отдельных частей с учетом закономерностей пространственного размещения локальных структур, созданных соляной тектоникой, предпринимались неоднократно (Косыгин, 1950, 1960; Косыгин, Рябухин, 1951; Эвентов, 1951, 1956, 1957, 1958; Вахрушев и Рождественский, 1953; Айзенштадт, 1956, 1959, 1964; Журавлев, 1957 б, 1960 а, 1963; Журавлев, Волчегурский, 1965; Журавлев, Шлезингер, 1962; Неволин, 1965). Накопившиеся к настоящему времени данные позволяют различать в составе впадины следующие структурные зоны: Юго-Восточную прибортовую, Эмбенскую, Кильскую, Центральную, Юго-Западную, Приволжскую, Узени-Илекскую и Карахобдинскую* (рис. 18).

Юго-Восточная прибортовая зона протягивается нешироко (до 50 *км*) полосой вдоль северного склона Южно-Эмбенского погребенного поднятия (Журавлев, Волчегурский, 1965). Она прослеживается от бывшего залива Каспийского моря сора Мертвый Култук на северо-восток к слиянию рек Эмба и Темир, достигая верховий последней.

Отложения меловой системы, широко развитые в бассейне р. Эмба, на ее левобережье постепенно погружаются под породы палеогена, в полосе развития которых лежит Южно-Эмбенское погребенное поднятие. Данные сейсморазведки показывают, что юрские, меловые и палеогеновые отложения от соляных куполов левобережья р. Эмба моноклинально под углами, не превышающими 2—3°, погружаются в южном направлении к северным чинкам Устюрта. Над Южно-Эмбенским погребенным поднятием они не претерпевают фациальных изменений и не испытывают изгиба: рельеф и структура палеозоя погребены под ними. Между тем породы подсолевого ложа, вскрытые опорной скв. 5 (Тугаракчан), погружаются в противоположном направлении, к р. Эмба, сначала круто (возможно ступенчато) под углом до 10—15°, а затем все более и более полого (углы наклона слоев не более 1—

* По существующему административному делению вне пределов Казахской ССР расположена западная окраина Центральной зоны, западные части Юго-Западной и Узени-Илекской зон, северная часть Карахобдинской зоны, а также Приволжская зона. Более подробные сведения о некоторых локальных структурах, упомянутых при характеристике структурных зон, можно найти в работах П. Я. Аврова, Н. И. Буялова и др. (1935), В. С. Днепрова (1959), Ю. М. Васильева, О. С. Обрядчикова (1962), Г. Е.-А. Айзенштадта, К. В. Антонова (1963), Н. А. Калинина (1963), М. М. Чарыгина, Ю. М. Васильева и др. (1963).

http://jurassic.ru/

2°). Соответственно с этим происходит заметное и последовательное увеличение мощности доюрских (триасовых и верхнепермских) отложений надсолевого комплекса и в разрезе появляются хемогенные отложения кунгурского яруса, сначала маломощные сульфатно-терригенные и, вероятно, неповсеместно развитые, а затем мощные соленосные.

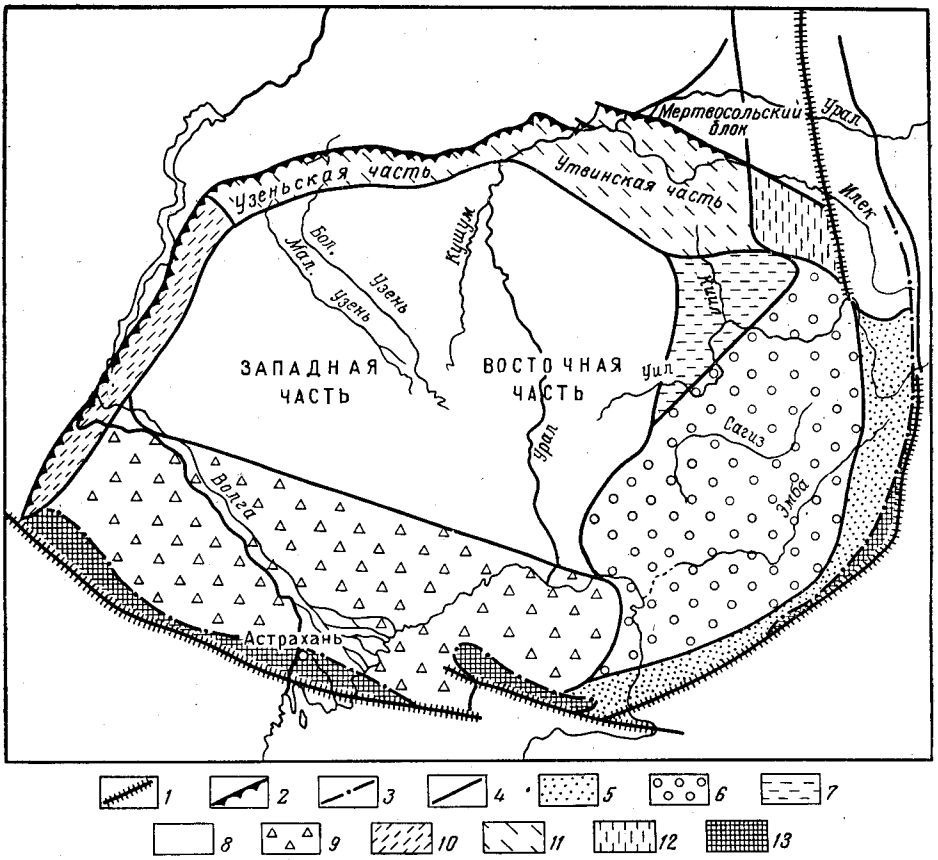


Рис. 18. Схема расположения структурных зон Прикаспийской впадины

1 — краевые швы Русской платформы (внешние ограничения Прикаспийской впадины), *2* — внутренние ограничения Прикаспийской впадины, *3* — восточная и южная границы распространения соленосных отложений нижней перми, *4* — границы между структурными зонами Прикаспийской впадины, *5* — Юго-Восточная прибортовая зона, *6* — Эмбенская зона, *7* — Киильская зона, *8* — Центральная зона, *9* — Юго-Западная зона, *10* — Приволжская зона, *11* — Узени-Илекская зона, *12* — Карахобдинская зона, *13* — приподнятые участки южной окраины Прикаспийской впадины вне области развития соленосных отложений нижней перми

В пределах Юго-Восточной прибортовой зоны подсолевое ложе залегает на глубинах не более 5 *км*. Соляная тектоника здесь проявлена весьма слабо. Немногочисленные соляные купола разделены обширными межкупольными пространствами с почти горизонтальным залеганием надсолевых слоев. Большинство из этих куполов является рудиментарными, прекратившими или почти прекратившими развитие в позднемеловое и палеогеновое время. Многие из них в отложениях палеогена, выходящих на поверхность, отражения не получили и выявлены только сейсморазведкой по характеру залегания III отражающего горизонта, отвечающего подошве неокома. В отличие от обычно линейно ориентированных соляных куполов, установленных в Приволж-

http://jurassic.ru/

ской и Узени-Илекской прибортовых зонах Прикаспийской впадины, соляные купола ее Юго-Восточной прибортовой зоны расположены хаотично. На карте аномалий силы тяжести их положение обычно, но не всегда, намечается лишь слабым изгибом изоаномал (гравитационными языками).

Приведенные выше данные позволяют утверждать, что в пределах Юго-Восточной прибортовой зоны соленосные отложения кунгура развиты еще неповсеместно и что ее рудиментарные купола возникли над крайними южными локальными линзами соли.

Среди соляных куполов Юго-Восточной прибортовой зоны наиболее хорошо изученными являются рудиментарные купола Прорва и Буранколь, обнаруженные неподалеку от Каспийского моря. Какие-либо значительные дизъюнктивные нарушения уже в самых низах отложений мела (на уровне III отражающего горизонта) на этих структурах отсутствуют (по данным сейсморазведки только лишь северная часть свода западного поднятия купола Прорва осложнена сбросом ничтожной амплитуды). Именно отсутствие разломов и весьма пологое (порядка 1—1°30′) залегание слоев заставляло некоторых исследователей рассматривать эти структуры как платформенные поднятия брахиантиклинального типа (Березовская, 1961). Однако их размеры соизмеримы со смежными с ними структурами, которые несомненно созданы соляной тектоникой. Относительно слабая активность соляной тектоники на Прорве и Буранколе объясняется лишь тем, что для нормального развития этих рудиментарных соляных куполов первичная мощность соленосных отложений была явно недостаточна. Этим куполам, вероятно, подобен расположенный между ними купол Саргамыс, встреченный на южной кромке Юго-Восточной прибортовой зоны.

Севернее этих куполов, еще в пределах полосы сплошного развития отложений палеогена на поверхности, выделяются соляные купола, крылья которых уже достаточно четко дифференцированы и ограничены сбросами. Такими куполами являются Карасор и Кокарна, расположенные к северу от купола Прорва, купол Маткен, лежащий к северу от Саргамыса, а также купол Азнагул, находящийся к северу от Буранколя.

К востоку от Буранколя находится подобный ему купол Табынай, а к северу от последнего — весьма интенсивно раздробленный купол Суешбек. Северо-восточнее, в пределах рассматриваемой зоны, выделяются купола: Коктобе, Коккереге, Аккереге, Тайлан, Деримжан, Караколь и Тулеп. Последние три купола наиболее приближены к ее южной кромке (к Южно-Эмбенскому погребенному поднятию) и являются куполами весьма простого строения.

Примерно до меридиана, на котором расположен купол Тулеп, северная граница Юго-Восточной прибортовой зоны может быть намечена лишь условно, так как переход от ее слабо развитых к сильно раздробленным куполам более северной, Эмбенской структурной зоны очень постепенен и подчинен весьма спокойному и пологому погружению подсолевого ложа. Однако к востоку от меридиана купола Тулеп подсолевое ложе по Чиркалинскому разлому (Журавлев, Волчегурский, 1965) весьма резко погружается на запад. Наличие этого разлома фиксируется цепочкой соляных куполов: Караоба, высота 120,5, Северный Боржер, Актумсык, Южный Телеумбет, Северный Телеумбет, Айшуак, Гулюнсай и Четырлы. К западу от этих куполов, как бы нанизанных на линию север-северо-восточного простирания, которой на карте аномалий силы тяжести соответствует отчетливая гравитационная ступень, расположены раздробленные нормально развитые соляные купола Эмбенской структурной зоны. Непосредственно

http://jurassic.ru/

к востоку от этой линии еще встречаются слабо нарушенные сбросами соляные купола Шоптыколь, Локтыбай, Кумкудук и Жанатан. Восточнее выявлены уже исключительно рудиментарные соляные купола: Карате, Сагир, Южный Боржер, Кантортколь, Арак, Мынжасар, Жолдан, Тогызкен, Четерлысай, Карасу, Наурзаймола и Кумызтау. Несколько севернее, но в пределах той же структурной зоны, появляются мелкие открытые купола: Кумызтобе, Замятина и Саркрамабас. В их сводах обнажены вершины соляных «шипов», воздымающихся над глубоко залегающими соляными массивами этих куполов (Журавлев, Самодуров, 1960). К западу от открытых куполов Кумызтобе, Саркрамабас и Замятина, по правобережью р. Эмба, в пределах той же зоны намечаются слабо обнаженные купола Кожасай и Сарксымола.

Значительно более полные данные имеются о более северных куполах рассматриваемой структурной зоны Мортуке и Кенкияке, расположенных на левобережье р. Темир, близ впадения ее в р. Эмба (Авров, Космачева, 1963). На поверхности они почти не фиксируются, хотя вершины соляных массивов Мортука и Кенкияка расположены на глубине 500—600 *м*. Наиболее приподнятым является купол Мортук, выявленный в полосе развития отложений верхнего мела. Он является меридионально ориентированным брахиантиклинальным поднятием, имеющим небольшие размеры (8 × 4,5 *км*). Крылья его симметричны и наклонены под небольшим углом (до 8—10°).

В своде купола Кенкияк на поверхности прослеживаются отложения альба, а на его крыльях — породы сантона и кампана. В отличие от купола Мортук, этот купол ориентирован широтно, но также является спокойным брахиантиклинальным поднятием. Размеры его составляют приблизительно 9 × 4 *км*.

Несмотря на относительно небольшую глубину залегания кровли соляных массивов, купола Мортук и Кенкияк обладают простым строением. Повсеместно над кровлей их соляных массивов сохранились отложения нижнего триаса, которые по периферии этих структур с угловым несогласием залегают на породах татарского яруса верхней перми. Среднеюрские и нижнемеловые отложения над их соляными массивами образуют очень спокойные и пологие поднятия брахиантиклинального типа, которые по размерам, амплитудам и очертаниям подобны поднятиям, установленным в одновозрастных, но глубокозалегающих надсолевых слоях куполов Прорва и Буранколь (см. выше).

Относительно слабая интенсивность проявления соляной тектоники на куполах Мортук и Кенкияк в мезозое объясняется тем, что из окружающих их межкупольных депрессий пластичные соленосные отложения кунгурского яруса были нацело выжаты еще в позднепермское время. Высота соляных массивов этих куполов не превышает 2,5 *км*, причем подсолевое ложе в их районе погружается к западу, хотя и полого, но не непрерывно. Судя по отдельным отражающим площадкам, подсолевые горизонты в районе куполов воздымаются и прослеживаются под куполом Мортук на глубине 2800—3000 *м*, а под куполом Кенкияк на глубине 3000—3200 *м*. Наличие поднятий подсолевого ложа под упомянутыми куполами сближает их с расположенными несколько севернее соляными антиклиналями Актюбинской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы (Яншин, 1962).

Непосредственно северо-восточнее купола Кенкияк, между ним и куполом Мортук, находится поднятие Кумсай (рис. 19), которое на поверхности намечается выходами отложений альба среди сплошного поля развития пород сенона. Данные сейсморазведки показывают, что оно является пассивной структурой типа щита черепахи (Бейсенов,

http://jurassic.ru/

1964). Сейсмоизогипсами от —1400 до —2000 *м* преломляющего горизонта *P*, условно отнесенного к низам верхнепермских отложений, оно вырисовывается в плане в виде структурного языка, отходящего от купола Мортук в северо-западном направлении. К юго-западу от него, у соляного массива Кенкияк, сейсмоизогипсы горизонта *P* погружаются до уровня —2200 *м*, а к северо-востоку, у соляной гряды Толдышокы, — до уровня —2600 *м*. Между сейсмоизогипсами —1200 и —1400 *м* длина плоского свода структурного языка Кумсай не превышает 2,5 *км*, а ширина 1,6 *км*.

В пределах поднятия Кумсай надсолевые отложения залегают непосредственно на подсолевом ложе, причем мощность нижней части разреза верхнепермских отложений (ниже преломляющего горизонта *P*) между куполами Кенкияк, Мортук и Талдышокы в районе купола Кумсай является максимальной. По мере приближения к соляному массиву Кенкияк и соляной гряде Талдышокы преломляющий горизонт *P* погружается в сопряженные с этими куполами компенсационные мульды, заложившиеся и активно формировавшиеся во время накопления верхней части разреза верхнепермских отложений. Благодаря развитию этих мульд на их внешних крыльях между упомянутыми куполами обособилось пассивное обращенное межкупольное поднятие Кумсай. Ему, по-видимому, аналогичны выявленные севернее сейсморазведкой по верхнепермским отложениям поднятия Булаш (между куполами Арансай и Талдышокы), Ащи (расположен восточнее мери-



Рис. 19. Геолого-геофизический профиль 4-РНП через купол Кен кияк и обращенные межкупольные поднятия Кумсай и Луговское
1 — основные отражающие горизонты (VI — кровля кунгурского яруса, P — верхи казанского яруса, P′ — низы татарского яруса, P″ — средняя часть татарского яруса), *2* — отражающие горизонты и площадки, *3* — узлы дифракции, *4* — сбросы по данным сейсморазведки, *5* — скважины, *6* — соляной массив, *7* — кепрок

http://jurassic.ru/

дионально вытянутых куполов Талдышоку и Остансук) и Жарыкколь (западнее куполов Талдышоку и Остансук). К югу от р. Темир сейсморазведкой установлены следующие поднятия: Кокжиде (юго-восточнее купола Кенкияк и юго-западнее купола Мортук), Луговское (между куполами Кенкияк, Башенколь, Сарксымола и Коздысай) и Сарксымолинское (западнее купола Сарксымола). В самой северной части Юго-Восточной прибортовой структурной зоны, в районе слияния рек Темир и Кульденен-Темир появляются более крупные, интенсивно раздробленные соляные купола Болдысай, Лаккарган, Туркестан, Темирский, Кумсай, Пригородный, Толганай, разделенные весьма слабо намеченными межкупольными депрессиями.

К востоку от района слияния рек Темир и Кульденен-Темир, на правобережье последней, в непосредственной близости от погребенного Сакмарско-Кокпектинского разлома выделены наиболее восточные купола Юго-Восточной прибортовой структурной зоны — Сарыоба и Жилансаид. Положение сводов этих миниатюрных куполов в плане определяется выходами нижнемеловых отложений в виде концентрических колец, которые у Жилансаида с северо-востока косо срезаны сбросом. В своде купола Жилансаид на весьма ограниченной территории обнажены гипсы кепрока его остроконечного соляного массива.

Необходимо отметить, что восточнее этих куполов, но уже за погребенным Сакмарско-Кокпектинским разломом в пределах Примугоджарской полосы Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы находится ее единственный миниатюрный соляной купол Изембет. В своде его прослеживаются отложения альба, окаймленные кольцевой (ободковой) компенсационной мульдой, выполненной породами палеогена.

К северу от района слияния рек Темира и Кульденен-Темира на широте ст. Кандагач располагается погребенная под мезозойскими осадками Актюбинская полоса Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы. Здесь отчетливо прослеживаются меридионально ориентированные цепочки узких мезо-кайнозойских «дизъюнктивных» мульд. Характерно, что на южных центроклиналях наиболее южных из этих мульд обособляются соляные купола Шубарсай и Старокандагачский, как бы намечающие переход между локальными структурами сопряженных в этом районе структурных зон.

На всем своем протяжении Юго-Восточная прибортовая структурная зона с северо-запада граничит с Эмбенской структурной зоной, краткая характеристика которой приведена ниже.

Эмбенская структурная зона протягивается от северо-восточного побережья Каспийского моря и дельтовых разливов рек Эмба и Сагиз на восток-северо-восток через междуречья Эмбы и Сагиза, Сагиза и Уила к верховьям Уила и Темира. В общих чертах она отвечает осевой зоне восточной части Гурьевской впадины, которая была выделена Ю. А. Косыгиным (1950) на основании развития многочисленных соляных куполов применительно к палеозойской (докунгурской) структуре Прикаспийской впадины. На юго-востоке описываемая зона граничит с Юго-Восточной прибортовой, на западе с Юго-Западной и Центральной, на северо-западе с Центральной и Киильской, а на севере с Карахобдинской структурными зонами. Границы между ней и почти всеми упомянутыми зонами условны, и только часть северо-западного ограничения зоны совпадает с Хобдинским, а часть юго-восточного с Чиркалинским погребенным разломами.

На юге Эмбенской зоны, перекрытой морскими четвертичными отложениями, располагается промысловый район Южной Эмбы с его детально изученными локальными структурами и приуроченными к ним

http://jurassic.ru/

нефтяными месторождениями. В северной части Эмбенской зоны, в бассейне верхнего течения р. Уил, находится промысловый район Северной Эмбы.

При движении на север и северо-запад от Юго-Восточной прибортовой зоны в глубь Эмбенской зоны и вдоль нее (от промыслового района Северной Эмбы к промысловому району Южной Эмбы) постепенно возрастают глубина залегания подсолевого ложа, первичная мощность соленосных толщ и интенсивность проявлений соляной тектоники. Соляные купола становятся многочисленными, разнообразными по глубине эрозионного среза, морфологии и размерам и нередко почти сливаются друг с другом, отделяясь еле уловимыми пережимами. Наличие соляных перешейков, связывающих соляные массивы куполов на глубине, местами позволяет наметить очертания крупных первичных поднятий кровли соли, на фоне которых обособились эти купола. Глубина залегания первичных поднятий кровли соли, вероятно, различна. Причем эти поднятия не изолированы и соединяются со смежными на еще бóльших глубинах, как бы образуя систему крупных ячей. Иногда первичные поднятия кровли соли, на которые как бы нанизаны соляные купола, в плане линейны и являются в той или иной мере протяженными соляными валами (первичные поднятия с куполами Таганской гряды, с куполами Унгар, Куттубай, Досхана и др.). Часто первичные поднятия в плане имеют извилистые очертания (первичные поднятия с куполами Донгелексор, Терсаккан, Мурзаадыр, Сокуртобе, Каскыртау; поднятия с куполами Доссор, Кошак-Танатар, Кожегали, Станция Искине и др.).

Гравитационное поле Эмбенской зоны имеет мозаичный характер, причем соляным куполам или их группам почти всегда отвечают четко очерченные, часто округлые или овальные, иногда изометричные локальные минимумы, а межкупольным депрессиям — локальные максимумы силы тяжести. В тех случаях, когда в контуры локальных минимумов вписываются группы соляных куполов (например, группа куполов, лежащая на правобережье р. Сагиз — Нугайты, Шокат, Кокблак, Акжар, Кызылжар, Дулат, Теке, Киякты, Кершокен, Бисшокы, Унгурсай и Жарсай), конфигурация этих минимумов, по-видимому, отвечает очертаниям крупных первичных поднятий кровли соли, на фоне которых обособились эти купола.

Соляные массивы куполов Эмбенской зоны весьма различны по размерам, крутизне склонов и очертаниям вершин. Обычно размеры соляных массивов куполов относительно невелики (от нескольких квадратных километров до 20 *км*^{2}), и лишь изредка здесь встречаются более крупные соляные купола (Тамдыколь, Акшукур). В большинстве случаев склоны соляных массивов крутые, осложненные уступами, иногда, возможно, подвернутые (купол Макат), а их вершины прослеживаются на глубине от 100 до 600 *м*, реже большей.

В пределах зоны имеется всего лишь два открытых купола — Карачунгул, расположенный на ее южной окраине, и Ащибулак, лежащий на ее северной окраине, — в сводах которых обнажены вершины соляных шипов, поднимающихся над их соляными массивами (Журавлев, Самодуров, 1960). Все же остальные купола являются куполами с закрытыми соляными массивами, среди которых выделяются все их разновидности. Достаточно указать, что характерные разрезы закрытых куполов разного типа были приведены нами выше (см. рис. 16) именно на основании материалов по промысловому району Южной Эмбы. Так, куполами с необнажавшимися и неразмывавшимися в период накопления отложений мезозойско-палеогенового структурного этажа соляными массивами (закрытыми куполами первого типа) яв-

http://jurassic.ru/

ляются купола Корсак, Байчунас, Южный Кошкар, Агнияз, Алтыколь-Кызылкала, Каскырбулак и др. Более многочисленны купола с соляными массивами, обнажавшимися и подвергавшимися размыву в отдельные этапы послетриасового времени (закрытые купола второго типа). Среди них различаются купола с островерхими соляными массивами, над которыми в надсолевых отложениях располагаются грабены (купола Мунайли, Дюсеке, Жолдыбай, Каратон, Косчагыл, Кумшете, Тюлюс и др.), а также купола с плосковерхими соляными массивами. Среди последних встречаются купола с соляными массивами, осложненными соляными гребнями, над которыми в надсолевых отложениях проходят грабены (купола Кошак-Танатар, Сагиз, Тентяксор, Тереньозек и др.), купола с горизонтальной кровлей соляных массивов (Искине, Кызылкудук и др.), а также купола с вогнутыми вершинами соляных массивов и экранированными мульдами оседания (Туктубай, Заквай и др.).

В тесной зависимости от глубины залегания и морфологии соляных массивов находятся надсолевые структуры куполов Эмбенской зоны. Надсолевые отложения в их сводах обычно осложнены густой сетью продольных, поперечных и оконтуривающих сбросов.

В надсолевых отложениях местами наблюдаются размывы и несогласия. Так, например, на куполе Искине отложения апта залегают резко трансгрессивно на породах неокома, юры, триаса, а также на вершине его соляного массива; на куполе Тентяксор отложения неокома срезают породы юры и триаса и т. д. Однако эти несогласия являются не региональными, а частными, зависящими от скорости подъема тех конкретных куполов, на которых они установлены, и нередко бывают разными по возрасту на различных блоках одного и того же купола.

На современной или дочетвертичной (в промысловом районе Южной Эмбы) поверхности Эмбенской зоны своды ее куполов сложены юрскими или нижнемеловыми, реже триасовыми (преимущественно в промысловом районе Южной Эмбы), верхнемеловыми и даже палеогеновыми (в самой южной приморской части Эмбенской зоны) отложениями.

Некоторые относительно небольшие соляные купола северо-восточной части Эмбенской зоны фактически являются брахиантиклиналями. Они либо не осложнены (купола Бесбатыр, Елеймесаймарак, Кумкудук), либо нарушены продольными (купол Шубаркудук) или радиальными (купол Иткшук) разломами.

Среди других, гораздо более многочисленных соляных куполов Эмбенской зоны по количеству крыльев в современном или дочетвертичном срезе различаются:

1) однокрылые, встречающиеся по ее юго-восточной периферии (купола Альмуратконыр, Букембай, Саркаска, Токай и др.), реже в ее центральной части (купола Жиланды, Кайракты, Кузлыкара и др.);

2) двухкрылые, расположенные в юго-западной части зоны (купола Агнияз, Алтыколь, Байчунас, Дюсеке, Иманкара, Карабатан, Каратайкыз, Каратон, Кошак-Танатар, Кузбак, Кумшете, Мунайлы, Северный Кошкар, Тажигали, Тентяксор, Тереньозек, Тюлегень, Ушкан и др.), в северо-восточной части зоны (Жидекараганда, Киактысай, Кинжалы, Кокбулак, Мастегат, Мукур и др.);

3) трехкрылые, находящиеся на юго-западе зоны (Акатколь, Биекджал, Бисбулюк, Доссор, Женгельды, Каскырбулак, Корсак, Кулсары, Мийбулак, Нармунданак, Станция Искине, Туктубай, Южный Кошкар, Южный Камысколь и др.), на северо-востоке зоны (Жаксымай, Ждаля, Мурзаадыр и др.);

http://Jurassic.ru/

4) четырехкрылые и более сложно построенные, встреченные в юго-западной части зоны (купола Бекбеке-Испулай, Жарчик, Искине, Кызылкудук, Косчагыл, Макат, Сагиз, Такырбулак, Тюлюс и др), в северо-восточной части зоны (Алтыкарасу, Итассай, Кемерколь, Копакараганда, Левите-Мунайлысай, Шубаржилан и др.).

Купола последней группы обычно обладают системой продольных и поперечных (радиальных) разломов, продольным грабеном или системой грабенов, иногда расходящихся в виде лучей от сводовых частей куполов.

Купола Эмбенской зоны нередко сопровождаются сопряженными компенсационными мульдами. В юго-западной части зоны, где ее межкупольные депрессии сложены породами сеномана (главным образом осадками маастрихта), эти мульды, как правило, выполнены отложениями палеогена и известны у куполов Акатколь, Алимбай, Каскырбулак, Мулдабек, Сарнияз, Тентяксор, Сатепалды и др. Так, например, у смежных куполов Тентяксор и Сатепалды, лежащих в полосе преимущественного развития образований сенона, четыре резко очерченные сопряженные компенсационные мульды выполнены отложениями палеогена. Отложения неокома, прослеживающиеся в сводах упомянутых куполов, в этих компенсационных мульдах погружаются на глубину порядка 2 *км*.

В северо-восточной части Эмбенской зоны, где в ее межкупольных депрессиях распространены преимущественно породы кампана и сантона, сопряженные компенсационные мульды обычно выполнены отложениями кампана и маастрихта, реже палеогена. Они известны у куполов Акшилик, Акшукур, Жарлыоба, Кайракты, Кумакжол, Кумбауроба, Кумсай-Чиликты, Теректы, Тамдыколь, Шукырколь, у куполов Таганской гряды и др.

Крайне редко на куполах Эмбенской зоны встречаются вдавленные компенсационные мульды. Единственная такая мульда установлена сейсморазведкой в северной части соляного массива, наиболее крупного в зоне купола Тамдыколь. Углы наклона выполняющих ее отложений палеогена, равные 10—15°, резко возрастают с глубиной, причем наклон наиболее глубоких, точно нестратифицированных отражающих горизонтов, прослеживающихся до глубины 2 *км*, достигает 70°. В плане эта вдавленная компенсационная мульда имеет овальные очертания и, судя по наличию окружающих ее крутых склонов соли, ограничена сбросами большой амплитуды.

Мульды оседания в Эмбенской зоне встречаются относительно редко. В ее юго-западной части присутствие экранированных мульд оседания удается установить лишь по аномально возрастающей мощности отложений акчагыла над сводами соляных куполов Заквае, Карабатане, Куттубае, Сагизе, Туктубае и др.

В северо-восточной части Эмбенской зоны известная полоса сосредоточения экранированных мульд оседания, протягивающаяся непосредственно к западу от Чиркалинского разлома и ему параллельная. В ее пределах мульды оседания установлены на куполах Мастегат, Чиркала и Утыбай, причем на первом из них такая мульда выполнена континентальными отложениями плиоцена, на втором — красно-бурыми бесструктурными суглинками, по-видимому, миоценового возраста, а на третьем — отложениями эоцена.

Наложенные мульды оседания установлены пока только на куполах Тамдыколь и Кумсай-Чиликты (последний расположен южнее купола Жаксымай и имеет общий с ним соляной массив). Плоские вершины соляных массивов этих куполов прослеживаются на небольшой (до 200 *м*) глубине, причем непосредственно над ними лежат отложе-

http://jurassic.ru/

ния палеогена, выполняющие наложенные мульды оседания. Вдоль бортов этих мульд, оконтуренных сбросами и реже крутыми флексурами (местами на куполе Кумсай-Чиликты), локализуются наиболее приподнятые участки вершин соляных массивов; при этом на куполе Кумсай-Чиликты даже прослеживаются краевые соляные валы. По сбросам или флексурам, окаймляющим мульды, отложения палеогена приведены на один уровень с породами юры (купол Тамдыколь) или нижнего мела (купол Кумсай-Чиликты), слагающими наиболее приподнятые части крыльев этих куполов.

Характерно, что эти мульды оседания являются активными негативными структурами, формирование которых еще не закончилось. Так, прогибание Тамдыкольской мульды оседания продолжалось в верхнем плиоцене и в четвертичное время. Контур распространения отложений акчагыла несколько превышает ее очертания, но в пределах мульды оседания их мощность резко возрастает. Так, если на правобережье р. Уил, к западу от Зауральских Сыртов, мощность песчаных прибрежных отложений акчагыла в среднем равна 10 *м*, то в упомянутой мульде мощность песков и глин (иногда пестроцветных) акчагыльского яруса увеличивается до 140 *м* и более. В современном рельефе очертаниям этой мульды оседания отвечает относительно пониженный участок степи с абсолютными отметками не более 60 *м*, с многочисленными озеровидными западинами и широким развитием четвертичных суглинков, мощность которых аномально велика и достигает 40 *м*.

Межкупольные депрессии Эмбенской зоны разнообразны по очертаниям, морфологии и размерам. Конфигурация их всецело зависит от расположения соляных куполов. Среди межкупольных депрессий различаются раскрытые (преимущественно в юго-западной части зоны) и обрамленные (главным образом в северо-восточной части). В их пределах нередко обособляются наиболее прогнутые участки, разделенные соляными перешейками, связывающими близлежащие соляные массивы куполов, или же рудиментарными соляными куполами. Наличие таких рудиментарных соляных куполов доказано для наиболее изученных межкупольных депрессий промыслового района Южной Эмбы — Дангарской, Доссор-Макатской и Тюлюс-Кулсаринской (Неволин, 1951, 1961; Днепров, 1959; Журавлев, 1963).

Дангарская межкупольная депрессия, окруженная соляными куполами Доссор, Тюлегень, Станция Искене, Карабатан, Кожегали и Кошак-Танатар, поперечными поднятиями разделена на три обособленные мульды, четко выделяющиеся по III отражающему горизонту (по подошве неокома). Сейсмоизогипса 1000 *м* этого горизонта оконтуривает в пределах Дангарской депрессии вытянутый к югу структурный язык. К западу от него, между куполами Кошар-Танатар, Кожегали, Карабатан и Станция Искине, обособляется Карсакпайская мульда с глубиной залегания подошвы неокома свыше 1000 *м*; к востоку, между куполами Кошар-Танатар, Доссор и Тюлегень — Узакбайская мульда с глубиной залегания подошвы неокома свыше 1150 *м*; к юго-востоку, между куполами Тюлегень и Станция Искине, — Шпуттузская мульда с глубиной залегания подошвы неокома свыше 1500 *м*. Последняя мульда разделена сбросом с амплитудой до 300 *м* на северную приподнятую и южную опущенную части (рис. 20).

Упомянутый структурный «язык» соответствует прослеживающемуся на большой глубине доюрскому рудиментарному соляному куполу, длина которого по сейсмоизогипсе 1900 *м* условно отражающего горизонта в отложениях верхней перми и триаса достигает 8 *км*, а ширина 3 *км*. По отношению к структурному «языку» по подошве неокома рудиментарный купол Дангар несколько смещен на юго-запад

http://jurassic.ru/

и имеет северо-западную ориентировку, причем углы наклона слоев на его более крутом юго-восточном крыле достигают 11°. Заданная в пределах свода рудиментарного купола Дангар скв. I-а вошла в отложения пермо-триаса на глубине 1433 *м* и была в них остановлена на глубине 2500 *м* (см. рис. 15).

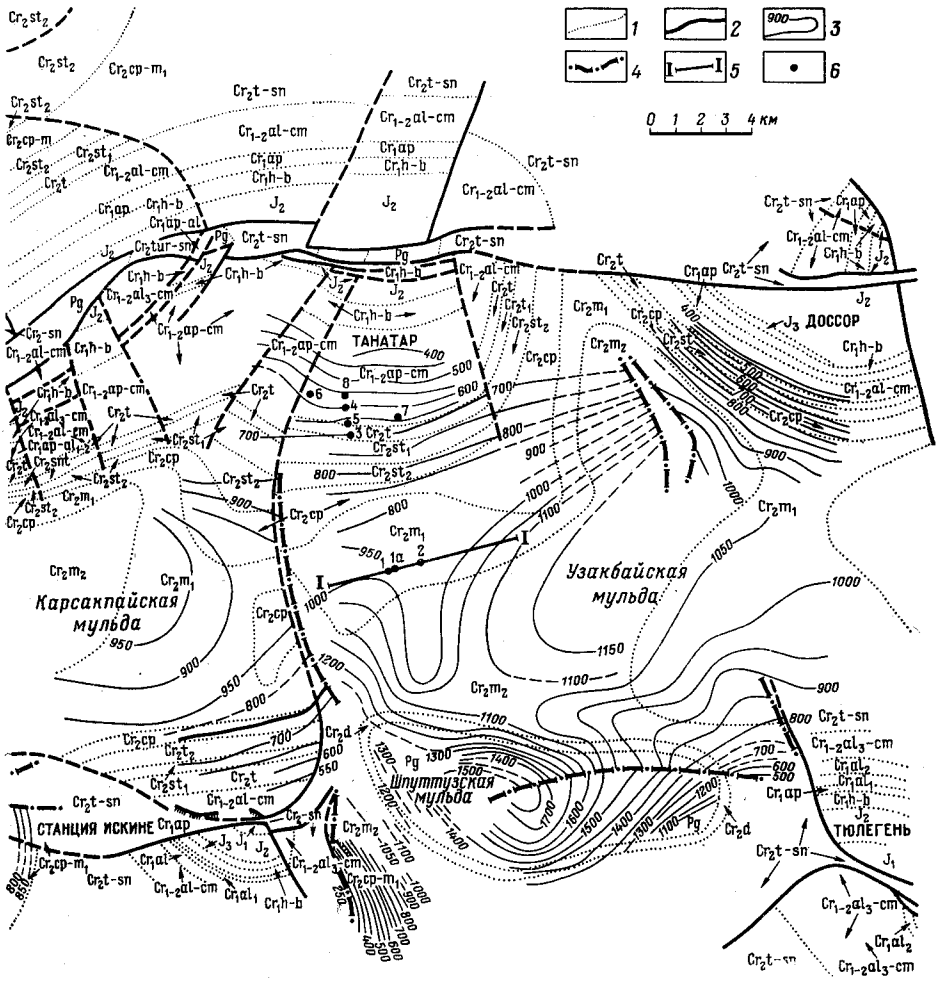


Рис. 20. Геолого-геофизическая карта Дангарской межкупольной депрессии (В. С. Днепров, 1959)

1 — геологические границы, *2* — сбросы, *3* — сейсмоизогипсы по III отражающему горизонту (по подошве неокома), *4* — предполагаемая проекция пересечения сброса с III отражающим горизонтом, *5* — линия сейсмо-геологического профиля (см. рис. 15), *6* — скважины

Смежная с Дангарской Доссор-Макатская межкупольная депрессия, окруженная куполами Доссор, Макат и Сагиз, осложнена сбросом северо-западного простирания с амплитудой 150—200 *м* по подошве неокома. По отвечающему ей отражающему горизонту в северо-восточной приподнятой части депрессии наметились небольшие пологие поднятия. Их площадь не превышает 1,5 *км*^{2}, амплитуда 25 *м*, а углы наклона крыльев 9°.

Юго-восточнее, на левобережье р. Эмбы, в пределах Тюлюс-Кулсаринской межкупольной депрессии, окруженной куполами Кулсары, Та-

http://jurassic.ru/

кырбулак, Мийбулак и Тюлюс, сейсмоизогипсы III отражающего горизонта оконтуривают Жалпакский рудиментарный купол, обрезанный с востока сбросом. К югу-западу от него расположена глубокая мульда, в пределах которой мощность меловых отложений достигает 1850 *м*.

Таким образом, три наиболее изученные межкупольные депрессии промыслового района Южной Эмбы на глубине осложнены четко очерченными поднятиями и прогибами. Доюрский возраст этих поднятий, в частности рудиментарного купола Дангар, устанавливается по выявленному сейсморазведкой резкому угловому несогласию (до 25°) между почти горизонтально залегающими отложениями юры и подстилающими их круто наклоненными породами триаса и перми. Нет сомнений в том, что эти рудиментарные соляные купола вследствие интенсивного оттока соли к окружающим их нормально развитым соляным куполам в мезозое (в послетриасовое время) активно не развивались.

Помимо рудиментарных соляных куполов в межкупольных депрессиях Эмбенской зоны, вероятно, имеются локальные пассивные поднятия — структуры типа щита черепахи. Пока единственной структурой такого типа является поднятие Муюнкум, обнаруженное на восточном краю Эмбенской зоны, у Чиркалинского разлома, в центральной части межкупольной депрессии, обрамленной соляными куполами Елубайший, Кувайтай, Четырлы, Каратобе (Байганинский), Курсай, Акжар, Тасши. Эти купола сопровождаются обращенными к упомянутой межкупольной депрессии сопряженными компенсационными мульдами, которые наиболее отчетливо выражены по отражающим площадкам, выявленным сейсморазведкой в верхней части пород верхней перми. Внешние борта этих мульд, наклоненные под углами 30—40°, служат крыльями пассивного поднятия Муюнкум, в пределах которого наибольшей мощности достигают отложения низов верхней перми. Скв. Г-1, заданная в его сводовой части, вскрыла подошву нижней юры на глубине 610 *м*, подошву нижнего триаса на глубине 752 *м*, затем вошла в отложения верхней перми и была в них остановлена на глубине 3003 *м*. По-видимому, эти отложения в районе поднятия Муюнкум лежат непосредственно на подсолевом ложе, которое прослеживается здесь на глубине 4100—4200 *м*. Пластичные соленосные отложения отсюда были нацело выжаты в окружающие межкупольную депрессию соляные купола уже в конце поздней перми, когда интенсивно формировались сопряженные с этими соляными куполами компенсационные мульды. Характерно, что уже отложения нижнего триаса над компенсационными мульдами лишь весьма слабо погружаются, а над сводом поднятия Муюнкум залегают практически горизонтально, но трансгрессивно с резким угловым несогласием на породах верхней перми (рис. 21).

При последующем, более детальном изучении межкупольных депрессий северо-восточной окраины Эмбенской зоны, а также при исследованиях на больших глубинах в наиболее прогнутых межкупольных депрессиях ее центральной части, по-видимому, могут быть обнаружены структуры, подобные пассивному обращенному межкупольному поднятию Муюнкум. На северо-восточной окраине Эмбенской структурной зоны таковыми, по всей вероятности, являются намеченные сейсморазведкой неподалеку от Муюнкума поднятия Северо-Муюнкумское, Северо-Локтыбайское, Овражное, Киндысайское и др.

Киильская структурная зона расположена к северо-западу от северо-восточной части Эмбенской зоны. Она невелика по площади и охватывает восточную часть Хобдинского регионального гравитационного максимума. Ее наиболее отчетливая юго-восточная гра-

http://jurassic.ru/

ница совпадает с гравитационной ступенью, ограничивающей этот максимум с юго-востока и отвечающей Хобдинскому погребенному разлому.

Соляные купола Киильской зоны по сравнению с соляными куполами Эмбенской зоны более редки, проще построены, слабее нарушены сбросами и разделены обширными полого прогнутыми межкупольными депрессиями (Журавлев, 1960 а). Наиболее типичными для нее являются небольшие однокрылые соляные купола Самай, Косбатыр, Каратау, Ботакоз, Байтас, Тассай, Бегала, Тасымай, Калиновка, Куккуз, Кызылжарсай, Алимбет, Кызылсай, Кукиртысай и Сага. В ее пределах имеется всего лишь один, но и то миниатюрный двухкрылый купол Орындыкты и единственный, ничтожный по размерам купол Тю-

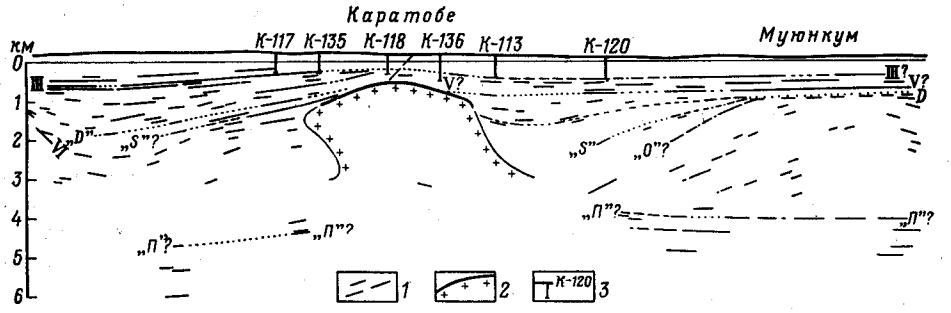


Рис. 21. Сейсмический профиль через обращенное межкупольное поднятие Муюнкум
1 — отражающие горизонты и площадки (III? — основание неокома, V — основание юры, *S*, *S*?; *D*, *D*? — отражающие горизонты в составе отложений нижнего триаса и верхней перми; *П*? — подсолевое ложе); *2* — контуры соляного массива; *3* — скважины

бекудук, который на поверхности фиксируется лишь по наличию мульды оседания над вершиной его вторичного соляного шипа (Журавлев, Лифанов, Шлезингер, 1959). Помимо перечисленных здесь выделяются гораздо более крупные купола с неглубоко залегающими плосковерхими соляными массивами: Маилисай, Жундусай, Чингис и Жекендысай (Журавлев, 1960 а).

Большинство однокрылых соляных куполов Киильской структурной зоны не изучено бурением и сейсморазведкой, но особенности их поверхностной морфологии позволяют считать, что они являются куполами с неразмытыми или неразмывавшимися в послетриасовое время соляными массивами (закрытыми куполами первого типа). Над вершинами их соляных массивов, вероятно, сохранились отложения триаса и частично верхней перми, наклоненные, как и перекрывающие их отложения юры и мела, согласно с наклоном кровли соляных массивов. К крутым склонам соляных массивов по сбросам примыкают вторые, «висячие» (не опирающиеся на соляные массивы) крылья этих куполов, которые намечаются весьма нерезко и на погружении сливаются со смежными межкупольными депрессиями.

Соляные массивы однокрылых куполов Киильской зоны, по-видимому, залегают на значительной глубине. Отложения средней юры прослеживаются только в своде купола Байтас, а отложения неокома, кроме того, обнажены на куполах Самай и Каратау. Обычно же своды этих куполов сложены породами альба (купола Косбатыр, Батакоз, Тассай, Бегала, Тасымай, Калиновка, Кызылжарсай, Алимбет, Кызылсай, Сага) или сеномана (Куккуз, Кукиртысай), срезанными сбросами и сменяющимися по падению полого залегающими отложениями сантона.

http://jurassic.ru/

Наиболее изученным из однокрылых куполов Киильской зоны является купол Байтас. Его сводовая часть с северо-запада срезана сбросом, проходящим по долине р. Киил и сопрягающим породы средней юры и кампана. Среднеюрские отложения слагают наиболее приподнятую часть основного поднятия этого купола, окаймленную породами верхней юры и нижнего мела. Восточная периферия основного поднятия срезана сбросом северо-восточного простирания, затухающим на севере в отложениях кампана. По его плоскости породы кампана, прослеживающиеся по периферии основного поднятия, контактируют с отложениями апта и альба дополнительного поднятия Калдыгул. К последнему с востока примыкает сопряженная компенсационная мульда, выполненная писчим мелом маастрихта.

Значительно проще построены однокрылые купола Бегала и Каратау, первый из которых расположен восточнее купола Байтас, а второй — на левобережье р. Уил южнее устья р. Киил. Они имеют брахиантиклинальное строение, причем в своде первого прослеживаются породы верхнего альба, а в своде второго — осадки неокома, косо срезанные сбросами.

Остальные однокрылые купола Киильской зоны — Калиновка, Косбатыр, Самай, Ботакоз, Тассай, Тасымай, Куккуз, Кызылжарсай, Алимбет, Кызылсай, Кукиртысай и Сага — являются пологими моноклиналями, ограниченными либо одним дугообразно изогнутым сбросом, либо двумя сбросами, сходящимися под углом.

Всем однокрылым соляным куполам Киильской зоны не отвечают четко оконтуренные локальные минимумы силы тяжести. Купола Самай, Косбатыр, Каратау, Сага и Кукиртысай расположены на гравитационной ступени Хобдинского регионального гравитационного максимума. Этим куполам лишь иногда соответствует слабый изгиб изоаномал, причем купола Каратау и Сага лежат в южных частях обширных локальных максимумов силы тяжести. Также не находят отражения на гравиметрической карте купола Калиновка, Куккуз, Кызылжарсай, Алимбет, Кызылсай, расположенные на восточной периферии Киильской зоны. Купола Ботакоз, Тассай, Байтас, Бегала и Тасымай, более удаленные от окраины Хобдинского регионального гравитационного максимума, находятся на «языках» локальных минимумов силы тяжести.

На упомянутой выше гравитационной ступени, в южной части обширного локального максимума силы тяжести, расположен двухкрылый купол Орындыкты. По размерам он сопоставим с миниатюрными открытыми соляными куполами Кумызтобе, Замятина и Саркрамбас, находящимися на северном окончании Юго-Восточной прибортовой структурной зоны Прикаспийской впадины, и, вероятно, подобен им по соотношениям надсолевых слоев с не достигающим дневной поверхности соляным шипом, осложняющим вершину глубоко залегающего соляного массива этого купола. Наиболее приподнятые части южного и северного (опущенного) крыльев купола Орындыкты сложены соответственно породами альба и сантона, а разделяющий их узкий грабен, имеющий северо-восточное простирание, выполнен отложениями кампана и (близ северного крыла) маастрихта.

Весьма невелик по размерам и купол Тюбекудук, лежащий на северной периферии Киильской зоны. Его соляной шип имеет в верхнем сечении диаметр не более 2,5—3 *км* и прослеживается на глубине около 60 *м*. Непосредственно на гипсоносных глинах и гипсах его кепрока залегают маломощные (33 *м*) глины кампана. Они перекрыты песками верхнего эоцена, заполняющими очень небольшую экранированную

http://jurassic.ru/

мульду оседания — воронку выполнения (Журавлев, Лифанов, Шлезингер, 1959).

Заметно отличаются от рассмотренных выше более крупные соляные купола Киильской зоны — Майлисай, Жундусай, Чингис и Жекендысай; из которых первый расположен на правобережье р. Уил, второй — на ее левобережье, а два последних лежат уже за уступом Зауральских Сыртов (Журавлев, 1960 а). Все эти купола обладают неглубоко залегающими (до 200 *м* на куполе Чингис, до 300 *м* на куполе Жекендысай) плосковерхими соляными массивами, причем над сводами куполов Майлисай и Чингис развиты экранированные мульды оседания, выполненные апшеронскими и четвертичными суглинками (до 100 *м* на куполе Чингис). Своды куполов Майлисай и Чингис сложены породами средней юры, а крылья — отложениями верхней юры и мела, в присводовых частях наклоненными под углами до 12—14°. В южной, обнаженной части свода купола Жундусай прослеживаются породы альба, по периферии окаймленные узкими лентами отложений сеномана и сантона. Наконец, в своде купола Жекендысай скважинами были вскрыты отложения акчагыла (их подошва прослеживается на глубине 140—165 *м*), по-видимому, выполняющие экранированную мульду оседания, а под ними — породы средней юры и верхнего триаса. Ниже скважины вошли в соляной массив купола (скв. 1 на глубине 307 *м*, скв. 2 на глубине 362 *м*).

Куполам Майлисай и Жекендысай отвечают локальные относительные минимумы силы тяжести, а купола Жундусай и Чингис расположены на гравитационных языках, которые намечаются по изоаномалам силы тяжести, раскрывающимися для купола Жундусай к югу, а для купола Чингис к северу.

Наиболее изученные из этих куполов — Майлисай и Чингис — разбиты сбросами, осложняющими крылья и периклинали их сводов. На куполе Чингис из-за дифференцированного подъема соляного массива в пределах его вершины обособились локальные поднятия Северный Чингис, Колпаксай и Южный Чингис, причем последнее поднятие осложнено клинообразным грабеном. Купола Майлисай и Чингис сопровождают четко выраженные сопряженные компенсационные мульды, иногда весьма протяженные. Так, Соколовская компенсационная мульда, примыкающая с востока к поднятию Колпаксай купола Чингис, в субмеридиональном направлении протягивается более чем на 90 *км*; причем ее ширина по контуру отложений датского яруса, окаймляющих с востока наиболее опущенную часть мульды, не превышает 6 *км*. Уже по восточной периферии этой мульды мощность отложений кампана, маастрихта и датского яруса возрастает более чем вдвое по сравнению с их мощностью на крыльях купола Чингис.

Наличие компенсационных мульд свидетельствует об относительно активном формировании куполов Майлисай и Чингис. Характерно, что даже на южном окончании клинообразного грабена, осложняющего поднятие Южный Чингис купола Чингис, там, где ограничивающие его сбросы сменяются крутыми флексурами, по р. Жаксыбай в отложениях палеогена наблюдаются мелкие складки. У восточной флексуры они наклонены на запад, причем углы падения их крыльев достигают 55°. К западу интенсивность складчатости ослабевает, но антиклинали остаются крутыми. Еще западнее складки имеют острые и короткие антиклинальные и очень пологие синклинальные части. Наконец, близ западной флексуры наблюдается лишь пологая волнистость слоев.

Находящиеся на западной окраине Киильской зоны соляные купола Чингис и Жекендысай, равно как и расположенный южнее, уже в Эмбенской зоне, купол Тамдыколь, по размерам их плосковерхих со-

http://jurassic.ru/

ляных массивов и морфологии надсолевых слоев напоминают соляные купола Центральной структурной зоны, лежащей западнее. Между тем, раскрытые межкупольные депрессии Киильской зоны даже в первом приближении не могут быть отождествлены с межкупольными депрессиями смежных структурных зон Прикаспийской впадины. Они протягиваются на многие десятки километров и выполнены весьма полого залегающими отложениями сенона, причем их наиболее прогнутые части представлены мелом маастрихта.

Межкупольным депрессиям Киильской зоны отвечают цепочки локальных минимумов силы тяжести. В наиболее прогнутых частях этих межкупольных депрессий до глубины 3,5—4 *км* прослеживается до 26 отражающих площадок и горизонтов, которые залегают почти всегда согласно и горизонтально, но по мере приближения к соляным куполам воздымаются сначала полого, а затем все более и более круто.

В соляных массивах куполов Жекендысай и Чингис до глубины 3—4 *км* спорадически наблюдались отдельные отражения, отвечающие хаотически расположенным отражающим площадкам внутри соли. Их наличие показывает, что в соляных массивах куполов Киильской зоны имеются прослои сульфатных или терригенных пород. Косвенно о том же свидетельствует аномально большая (свыше 87 *м*) мощность карбонатно-сульфатно-терригенных пород вторичного кепрока соляного шипа купола Тюбекудук (Журавлев, Лифанов, Шлезингер, 1959). На смежных с Киильской зоной площадях в кровле соляных массивов куполов нет горизонтов, имеющих близкую к указанной мощность и сходный литологический состав. По-видимому, специфичность развития Киильской зоны в кунгурское время определила впоследствии относительно ослабленное проявление соляной тектоники в ее пределах.

Центральная структурная зона занимает бóльшую западную часть Прикаспийской впадины и соответствует области наибольших глубин залегания ее подсолевого ложа. Она простирается на запад от подножий Зауральского Сырта до левобережья Волги и от южных отрогов Общего Сырта до песков Северного Прикаспия, занимающих южную часть междуречья Урала и Волги. На востоке она соприкасается с Киильской, на юго-востоке — с Эмбенской, на юго-западе — с Юго-Западной, на западе — с Приволжской, а на севере и северо-востоке — с Узени-Илекской структурными зонами. Почти все ее границы условны и только ее юго-западное ограничение определяется линейной цепочкой соляных куполов, протягивающихся от оз. Баскунчак к дельте р. Урал вдоль погребенного Азгирского разлома (Журавлев, Кузьмин, 1960).

Контуры Центральной зоны почти совпадают с областью наибольших глубин залегания подсолевого ложа и с северной частью крупной наложенной синеклизы, выполненной мощными (до 600 *м* и более) верхнеплиоценовыми, а также четвертичными отложениями. Они почти нацело перекрывают подстилающие осадки, и только лишь местами, на отдельных немногочисленных куполах обнажены здесь более древние слои до пород кунгура включительно. Слабая обнаженность территории Центральной зоны долгое время препятствовала изучению ее локальных структур, и только геологическая съемка, бурение и сейсморазведка последних лет позволили установить отличительные особенности их тектоники.

Центральную зону можно условно разделить на две части: восточную, простирающуюся от подножий Зауральских Сыртов (от Киильской зоны) и промыслового района Южной Эмбы (от Эмбенской зоны) на запад до правой протоки р. Урал, р. Кушум, и западную, протягивающуюся от р. Кушум на запад за линию железной дороги Крас-

http://jurassic.ru/

ный Кут — Астрахань и западную границу Казахстана до Приволжской структурной зоны. Различаются они по возрасту отложений, развитых на поверхности межкупольных депрессий при доверхнеплиоценовом срезе. В восточной части Центральной зоны межкупольные депрессии обычно выполнены породами сенона (преимущественно маастрихта), и лишь в наиболее прогнутых их участках в виде изолированных пятен сохранились отложения палеогена, мощность которых не превышает первых десятков метров. Юго-восточный контур сплошного распространения палеогена проходит от р. Булдурты к Камыш-Самарским разливам. Палеогеновые осадки на северо-западе восточной части и во всей западной части Центральной зоны выполняют все межкупольные депрессии. Если на левобережье р. Урал кровля верхнемеловых отложений прослеживается на абсолютных отметках от —200 до —300 *м*, то в западной части Центральной зоны, судя по глубине залегания I отражающего горизонта, отвечающего подошве палеогена, она погружается до абсолютных отметок от —1100 до —1200 *м* и более (в компенсационных мульдах до —2500 *м*). Различаются упомянутые части Центральной зоны и по морфологии соляных куполов: на доверхнеплиоценовом срезе в ее восточной части преобладают закрытые, в ее западной части — открытые соляные купола.

В восточной части Центральной зоны открытыми в доверхнеплиоценовом, реже дочетвертичном срезе являются купола, фиксирующие положение Азгирского разлома: Новобогатинск-Сугур, Кусанбай, Каменный, Черная Речка и Станция № 2. К северу от этих куполов, в южной половине восточной части Центральной зоны известно всего лишь три смежных открытых купола — Кудук, Кыз и Саргузор, — расположенные непосредственно южнее соляного купола-гиганта Индер. Однако в северной половине восточной части Центральной зоны их количество заметно возрастает. На широте открытого купола Индер к западу находится открытый купол Бектеньоба-Барханный, а севернее открытыми в доверхнеплиоценовом срезе куполами являются Бальгут, Булекбай, Жамбейта, Карабек, Карабелес, Каракунак, Мергеневский, Саралыоба, Сатимола, Хамескголь, Харькин I и II, Шактыбай. Отдельные наиболее приподнятые участки соляного массива купола-гиганта Санкебай-Круглый выходят на доверхнеплиоценовую поверхность, участки соляного массива купола-гиганта Челкар выведены на доверхнеплиоценовую и даже на дневную поверхность (у горы Сасай на южном берегу оз. Шалкар), а значительная часть кепрока соляного массива купола-гиганта Индер обнажается в современном рельефе. Глубина залегания вершин соляных массивов, обнаженных на доверхнеплиоценовой поверхности, различна и равна на Булекбае 80 *м*, на Калдыгае 170 *м*, на Сатимоле 220 *м*, на Бектеньобе-Барханном 220—250 *м*, на Кудуке, Кызе, Саргузоре 250 *м*, на Харькине I и II, Шактыбае, Шалкаре 300 *м*, на Санкебае-Круглом 350—400 *м*.

Среди куполов восточной части Центральной зоны наибольшим распространением пользуются купола с плосковерхими соляными массивами; в плане они, как правило, округлые, овальные, изометричные, реже удлиненные. Эти купола обладают крутыми, иногда ступенчатыми и даже подвернутыми (у вершины Сугур соляного массива Новобогатинск-Сугур) склонами. Форма соляных массивов определяет структуру надсолевых слоев: над их вершинами обычно прослеживаются пологого залегающие отложения триаса, средней юры, реже нижнего мела, а их склоны представлены крутозалегающими нижне- и верхнемеловыми отложениями, расчлененными на перегибах сбросами. Такими куполами в южной половине восточной части Центральной зоны являются Багырдай, Зеленый, Кызылбар, Найзамола, Тущиколь, Яманка и

http://jurassic.ru/

др., а в северной ее половине — Барановский, Булдуртинский, Горяченский, Елток, Жарчагыл-Карасу, Итмурун, Калмыково, Кожехаровский, Кочемасов, Мимбай, Парфеново, Саралюба, Сауле, Саурбай, Урсай и др. Глубины залегания вершин соляных массивов этих куполов различны и равны на Саурбае 150 *м*, на Елтоке и Сауле 250 *м*, на Зеленом, Кызылбаре, Тущиколе, Булдуртинском, Кожехаровском 300 *м*, на Барановском 350 *м*, на Найзамоле 370 *м*, на Багырдае 400 *м*.

В восточной части Центральной зоны уже при доверхнеплиоценовом срезе лишь изредка встречаются обычные для смежной Киильской зоны однокрылые (Актобе, Жандалысор), для смежной Эмбенской зоны двухкрылые (Амангат, Тукулюксор) и трехкрылые (Кызылоба и Кожаколь) соляные купола.

Уже на доверхнеплиоценовом срезе отчетливо заметны структурные связи между отдельными соляными куполами восточной части Центральной зоны. Так, по-видимому, на общих извилистых в плане соляных грядах к северу от цепочки соляных куполов Азгирского разлома расположены взаимосвязанные купола Черная Речка — Редут — Сорочинка — Бакланий; Сорочинка — Лиман — Яманка — Тегень — Кшил-Соркабак; Кшил-Соркабак — Баксай — Сарсай; Теркобай I — Дараймола — Кинджи — Кыз-Саргузор. В северной половине восточной части Центральной зоны в кольце между двумя соляными отрогами северной ветви соляного массива купола-гиганта Санкебай-Круглый, южным и юго-восточным отрогами соляного массива купола-гиганта Челкар и соляными куполами Хаместкуль и Карабек находится Крыккудукская обрамленная межкупольная депрессия. На глубине окружающие ее купола несомненно связаны кольцевой соляной грядой, отдельные участки которой поднимаются на разную высоту над подсолевым ложем и отвечают либо соляным куполам, либо связывающим их соляным перешейкам.

В качестве «поверхностного» эталона вероятных глубинных связей, существующих между соляными куполами Центральной структурной зоны в целом, может служить соляной купол-гигант Санкебай-Круглый. Последний расположен в северной половине восточной части этой зоны, в основном на правобережье р. Урал между поселками Мергеневский и Калмыково (Волчегурский, Журавлев, 1965). Он является крупнейшим соляным куполом Прикаспийской впадины. Площадь его разветвленного соляного массива, которому отвечает резко очерченный дугообразно изогнутый крупный локальный минимум силы тяжести, достигает 2200 *км*^{2}, а высота соляного массива над подсолевым ложем составляет 9 *км* и более. По доверхнеплиоценовому срезу свод купола прослеживается на абсолютных отметках от —500 до —700 *м*. Причем в пяти местах он осложнен выступами соляного массива, достигающими абсолютных отметок —350 *м*, а также небольшими по площади понижениями кровли соли до абсолютных отметок —1500 *м*. Положение и ориентировка выступов соляного массива подчеркивают его общее простирание. Изменения простирания позволяют наметить три ветви единого соляного массива: восточную, северную и западную. Восточная ветвь от пос. Круглый протягивается на 75 *км* в северо-западном направлении вдоль р. Урал. На северо-западе она смыкается с северной ветвью массива, которая простирается почти широтно, но на западе резко отклоняется к югу и переходит в дугообразно изогнутую западную ветвь соляного массива. От восточной и северной ветвей соляного массива отходят по два соляных отрога, переходящих на левый берег р. Урал между поселками Калмыково и Антоново (от восточной ветви) и в районе пос. Сахарный и южнее пос. Мергеневский (от северной ветви). Таким образом, соляной массив купола-гиганта Санке-

http://jurassic.ru/

бай-Круглый в плане испытывает два резких изгиба, определяющих положение его ветвей (рис. 22).

Склоны соляного массива купола-гиганта Санкебай-Круглый крутые (углы наклона до 80—85°) и обычно имеют ступенчатое строение.

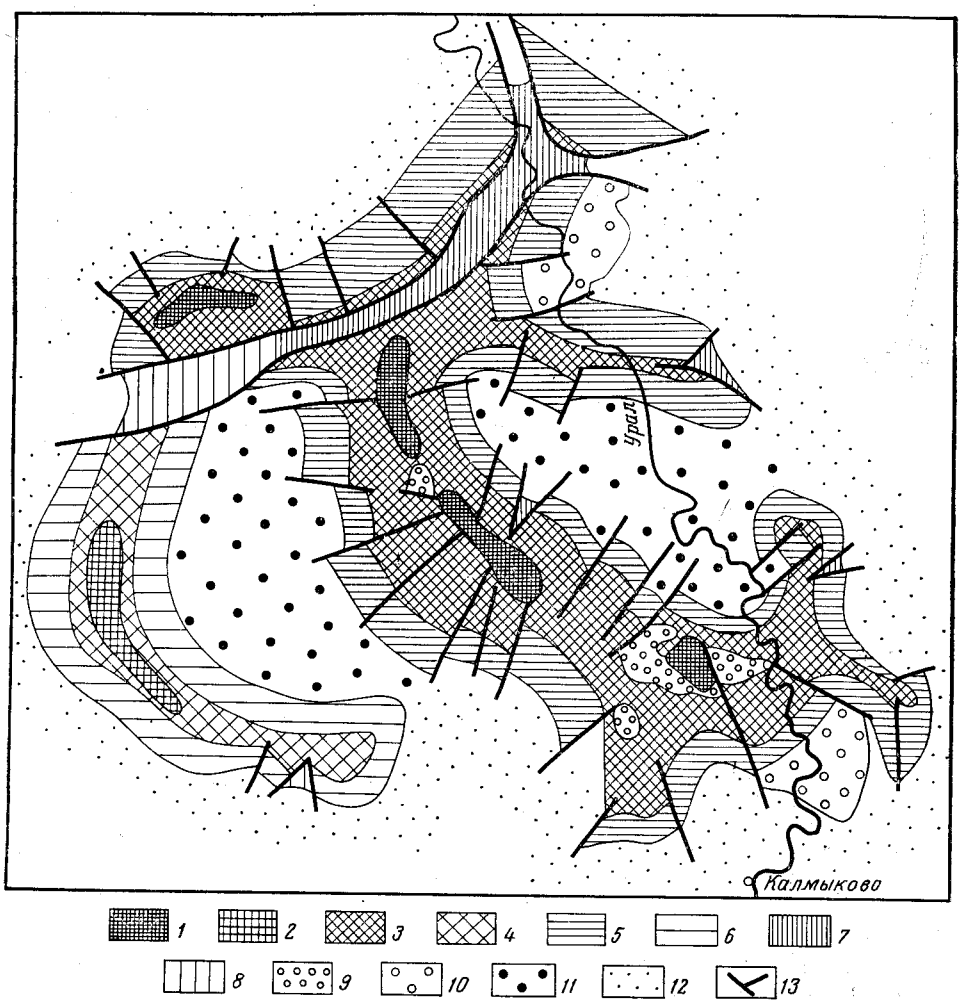


Рис. 22. Тектоническая схема соляного купола Санкебай-Круглый по доверхнеплиоценовому срезу (Л. Ф. Волчегурский и В. С. Журавлев, 1965)

1 — выходы соляного массива купола на доверхнеплиоценовую поверхность по данным бурения и сейсморазведки; *2* — то же, по данным гравиметрии; *3* — свод купола по данным бурения и сейсморазведки; *4* — то же по данным гравиметрии; *5* — крылья купола по данным бурения и сейсморазведки; *6* — то же, по данным гравиметрии; *7* — грабен купола по данным бурения и сейсморазведки; *8* — то же, по данным гравиметрии; *9* — вдавленные компенсационные мульды; *10* — сопряженные компенсационные мульды; *11* — обрамленные межкупольные депрессии; *12* — внутренние края раскрытых межкупольных депрессий; *13* — дизъюнктивные нарушения (сбросы)

Наиболее крутым является северный склон северной ветви соляного массива.

Сложное строение соляного массива купола-гиганта Санкебай-Круглый находит полное отражение в структуре его надсолевых слоев. При доверхнеплиоценовом срезе на широком своде купола прослеживаются маломощные отложения триаса, которые залегают почти горизонтально и в нескольких местах прорваны солью. Над северной ветвью соляного массива купола выделяется продольный грабен, в централь-

http://jurassic.ru/

ной части которого кровля соляного массива лежит на абсолютных отметках —1100 *м*. Он имеет отчетливое синклинальное строение: в его центре прослеживаются породы эоцена, сменяющиеся к периферии отложениями палеоцена, датского и маастрихтского ярусов. Сопоставляя установленные бурением мощности надсолевых отложений на крыльях купола с абсолютными отметками залегания в грабене кровли отложений маастрихта (—500 *м*) и кровли соляного массива (—1100 *м*), можно предполагать, что в грабене под осадками маастрихта присутствуют все нижележащие отложения верхнего мела, а также породы верхнего альба.

Крылья купола Санкебай-Круглый разбиты многочисленными сбросами на отдельные неравномерно погруженные блоки. Присводовые участки крыльев купола сложены породами юры, которые от свода последовательно сменяются отложениями мела и палеоцена. Углы падения пород в присводовых частях крыльев достигают 20—40°, но к их периферии уменьшаются до 3—5°.

Соляной купол Санкебай-Круглый сопровождается компенсационными мульдами, среди которых различаются вдавленные и сопряженные. Во вдавленных компенсационных мульдах редуцированы отложения триаса и отсутствуют породы верхней перми. В них нередко непосредственно на соли залегают осадки апта, альба, сеномана и даже сенона (до маастрихта включительно). Наиболее погруженным частям этих мульд соответствуют площади распространения отложений нижнего и верхнего мела. Мульды эти асимметричны, имеют крутые склоны и часто осложнены сбросами. Формирование их, по-видимому, происходило в различное время, начиная с конца триаса, в связи с обособлением и подъемом выступов соляного массива, осложняющих его вершину.

Сопряженные компенсационные мульды выявлены на юге восточной и на востоке северной ветвей соляного массива купола Санкебай-Круглый. Обе они при доверхнеплиоценовом срезе выделяются достаточно отчетливо по контурам распространения выполняющих их отложений палеогена.

Две крупные отрицательные структуры, одна из которых расположена между восточной, северной и западной ветвями соляного массива купола, а другая между его восточной ветвью и соляными отрогами, отходящими от его восточной и северной ветвей, могут расцениваться как аналоги обрамленных межкупольных депрессий (в действительности же по отношению к куполу Санкебай-Круглый они являются внутрикупольными). Депрессии обрамлены ветвями и отрогами соляного массива купола Санкебай-Круглый, имеют относительно небольшие размеры и обладают отчетливо выраженным синклинальным строением. Они принимали весьма активное участие в процессе пластического перераспределения соли, причем первоначально, вероятно, были сравнительно узкими и имели довольно крутые борта. В дальнейшем они заметно расширились, вышли на края растущих соляных ветвей купола Санкебай-Круглый, что определило ступенчатую форму склонов его соляного массива (см. рис. 22).

Обрамленной межкупольной депрессией является упомянутая выше Крыккудукская депрессия, примыкающая к отрогам северной ветви соляного массива купола Санкебай-Круглый. Остальные его склоны окружены раскрытыми межкупольными депрессиями, внутренние края которых постепенно переходят в крылья. Из относительно удаленных от купола Санкебай-Круглый частей раскрытых межкупольных депрессий отток соли был замедленным. Поэтому там возникали относительные поднятия кровли соли — будущие рудиментарные соляные

http://jurassic.ru/

купола. Такой рудиментарный соляной купол намечается в межкупольной депрессии, отделяющей западную ветвь соляного массива купола Санкебай-Круглый от купола Ащикудук.

Непосредственно к северу от купола Санкебай-Круглый расположен соляной купол-гигант Шалкар, которому соответствует один из наиболее крупных локальных минимумов силы тяжести. Соляной массив купола в верхнем сечении имеет форму овала, вытянутого в северо-западном направлении до 50 *км* при ширине до 25 *км*. От него отходят пять протяженных отрогов: северный, западный, южный (уходящий к северной ветви купола Санкебай-Круглый), юго-восточный и северо-восточный. Подсолевое ложе в районе купола залегает в интервале глубин 8,8—9,4 *км* и полого погружается к югу. Вершина соляного массива также полого (под углом 3—4°) наклонена на юг и имеет сильно расчлененную поверхность: колебания ее отметок достигают 90 *м*. Глубина залегания вершины соляного массива на обнаженном в доверхнеплиоценовом срезе участке, расположенном близ южного отрога, равна 300 *м* (подобные участки выявлены и на юго-восточном отроге соляного массива). В верхней части соляного массива развиты сульфатные породы кепрока, максимальная мощность которых достигает 250 *м*. Они обнажены у его северного края по южному берегу оз. Шалкар на горе Сасай, наивысшая абсолютная отметка которой равна 94 *м*. Склоны соляного массива, за исключением северного, обращенного к оз. Шалкар, пологие.

Оз. Шалкар, имеющее глубину свыше 20 *м*, фиксирует на местности положение вдавленной компенсационной мульды, обособляющейся в пределах северного отрога соляного массива. Над вершиной этого соляного отрога близ северного берега озера находится гора Сантас, в пределах которой обнажены породы маастрихта, палеогена и акчагыла, осложненные небольшими сбросами.

На вершине основного соляного массива купола Шалкар под отложениями акчагыла весьма полого (углы наклона от 2 до 5°) залегают отложения средней юры. Ленты мезозойских отложений, окаймляющие соляной массив, системой радиальных сбросов расчленены на ряд сегментов. Углы наклона юрских пород, непосредственно примыкающих к соляному массиву, незначительны и обычно не превышают 13—15°, причем по мере удаления от соляного массива и вверх по разрезу они становятся все более и более пологими. К периферии крыльев купола отчетливо намечается увеличение мощностей мезозойских отложений.

Куполу Шалкар во многом подобен расположенный к югу от соляного массива Сенкебай-Круглый купол-гигант Индер. В составе его различаются: основная вершина, в пределах которой на значительной площади (до 25 *км* в длину и 15 *км* в ширину) обнажен кепрок соляного массива, дополнительная вершина в районе горы Жаман-Индер с минимальной глубиной залегания кровли соли 80 *м*, а также разделяющая их вдавленная компенсационная мульда, которой на местности отвечает впадина оз. Индер. Скв. 6563, пройденная в центральной части оз. Индер, до глубины 505 *м* не вышла из четвертичных, возможно верхнеплиоценовых (в самом низу) существенно глинистых («иловых») отложений. Она встретила четыре пласта самосадочной соли в интервалах 0—36, 190—191,5, 365—375 и 404—405 *м*. Подсолевое ложе в районе купола Индер прослеживается на глубинах от 8,5 до 8,9 *км*.

Наряду с вторичным гипсовым кепроком основной вершины соляного массива купола Индер, главным образом в ее периферических частях, сохранился сульфатный комплекс соленосной толщи, связанный постепенными переходами с нижележащим соляным комплексом. Об-

http://jurassic.ru/

наженная основная вершина соляного массива купола почти повсеместно, за исключением северного берега оз. Индер, окаймлена узкими полосами верхнепермских, триасовых, юрских, меловых и палеогеновых отложений. Характер контакта гипсов с покрывающими их породами различен. Иногда они постепенно переходят в верхнепермские красноцветы, но иногда отделены от них сбросами, расположенными по периферии основной вершины соляного массива. Местами амплитуда оконтуривающих сбросов довольно велика, и по ним соленосная толща контактирует с породами юры. Помимо их развита система радиальных сбросов, рассекающих кольцо надсолевых отложений, окаймляющее основную вершину соляного массива на ряд сегментов. По морфологии надсолевых отложений достаточно уверенно устанавливается положение Приуральского и Азикудукского выступов, отходящих от основной вершины соляного массива.

Дополнительная Жаман-Индерская вершина соляного массива купола Индер плосковерхая, причем перекрывающие ее доверхнеплиоценовые надсолевые отложения осложнены системой радиальных сбросов.

Соляные массивы соляных куполов-гигантов Санкебай-Круглый, Шалкар и Индер, как уже было отмечено, осложнены вдавленными компенсационными мульдами. Однако эти мульды имеются и на других, меньших по размерам соляных куполах восточной части Центральной зоны: на куполах Бектеньоба-Барханный, Кшил-Соркабак и Новобогатинск-Сугур.

У расположенного к западу от Индера куполе Бектеньоба-Барханный обе вершины его соляного массива Бектеньоба и Барханная открыты на доверхнеплиоценовом срезе и прослеживаются на минимальных глубинах 250 и 220 *м* соответственно. Они разделены Тукбайской вдавленной компенсационной мульдой, в погруженной части которой под акчагыльскими осадками сохранились от размыва морские отложения среднего миоцена. В этой мульде III отражающий горизонт, отвечающий подошве неокома, опускается до глубины 3650 *м*, в то время как в раскрытой межкупольной депрессии, разделяющей смежные соляные купола Бектеньоба-Барханный и Багырдай, глубина его залегания не превышает 1150 *м*.

Южнее, неподалеку от цепочки соляных куполов Азгирского разлома, находится закрытый на доверхнеплиоценовом срезе купол Кшил-Соркабак. Вершины его соляного массива Кшил и Соркабак разделены Жаскайратской вдавленной компенсационной мульдой. Она оконтурена сбросами, и только на участках, где в нее с востока открываются грабены куполов Кшил и Соркабак, отделена от последних предграбеновыми уступами. На доверхнеплиоценовой поверхности в наиболее погруженной части мульды прослеживаются морские отложения миоцена, к востоку последовательно сменяющиеся породами палеогена и верхнего мела. Соответственно глубина залегания I отражающего горизонта, отвечающего подошве палеогена, от наиболее погруженной ее части к востоку на расстоянии 10 *км* уменьшается от 3400 до 800 *м*.

Наконец, у принадлежащего цепочке соляных куполов Азгирского разлома купола Новобогатинск-Сугур вершины его соляного массива Новобогатинск и Сугур, обнаженные при доверхнеплиоценовом срезе и прослеживающиеся на минимальных глубинах, равных 150 и 100 *м* соответственно, разделены Жалтырской вдавленной компенсационной мульдой. Последняя оконтурена сбросами и имеет асимметричное строение. В ее наиболее погруженной части, расположенной ближе к вершине соляного массива Сугур, глубина залегания подошвы бакинских отложений достигает 500 *м*, а подошвы апшеронского яруса —1800 *м*, подошвы акчагыльского —3500 *м*, т. е. в шесть раз превышает макси-

http://jurassic.ru/

мальную глубину залегания подошвы соответствующих отложений над соляными куполами и межкупольными депрессиями междуречья Урала и Волги. По амплитуде прогибания среди вдавленных компенсационных мульд восточной части Центральной зоны Жалтырская мульда является уникальной (Авров, Гончаренко и др., 1965).

Наличие вдавленных компенсационных мульд над некоторыми соляными массивами куполов восточной части Центральной зоны и, как мы увидим далее, всей зоны в целом, отличает ее от структурных зон, лежащих к востоку. Напомним, что только в Эмбенской зоне, причем на границе ее с Центральной, единственная вдавленная компенсационная мульда имеется в теле соляного массива купола Тамдыколь.

Некоторые соляные купола восточной части Центральной зоны сопровождаются сопряженными компенсационными мульдами. Такие мульды в южной половине восточной части зоны установлены у купола Абжель — наиболее восточного из цепочки соляных куполов Азгирского разлома, а также у соляных куполов Бекшибай, Дюсепек, Сарсай. Более многочисленны они в северной половине восточной части зоны — помимо района соляного купола-гиганта Санкебай-Круглый они известны у купола-гиганта Индер, а также у куполов Булдурты, Жамбейта, Карабек, Карабелес, Кособа, Миялы-Кенел, Туик, Тобекудук, Хаместколь и др. Из сопряженных компенсационных мульд восточной части Центральной зоны наиболее прогнутой является Абжельская, обособляющаяся у купола Абжель в Абжель-Ракушинской обрамленной межкупольной депрессии, окруженной соляными куполами Абжель, Искине и Ракуша. В пределах этой мульды, по данным сейсморазведки, подошва палеогена прослеживается на глубине не менее 2 *км* (Неволин, 1951, 1961). Именно в ее пределах прослеживаются отложения верхнего олигоцена — нижнего миоцена (абжельская свита по Ю. П. Никитиной), а также среднего миоцена (чокракский горизонт), которые кроме Абжельской мульды в Прикаспийской впадине известны только в Тукбайской вдавленной компенсационной мульде соляного купола Бектеньоба-Барханный.

Мульды оседания над соляными массивами куполов восточной части Центральной зоны встречаются редко, причем достоверно установленными являются мульды оседания, выполненные континентальными отложениями миоцена. Таковыми являются экранированные мульды оседания соляных куполов северной половины восточной части зоны: Санкебая-Круглого, Шелкара, Барановского, Горяченского, Карабека, Кожехаровского и др.

Межкупольные депрессии восточной части Центральной зоны уступают по размерам межкупольным депрессиям смежной Киильской зоны. В доверхнеплиоценовом срезе они отчетливо разделяются на обрамленные и раскрытые. Первые из них немногочисленны и, в частности, известны непосредственно к северу от цепочки соляных куполов Азгирского разлома, где они разделяют извилистые соляные гряды, к которым приурочены взаимосвязанные купола. Именно такими депрессиями являются, например, межкупольные депрессии, ограниченные куполами Бакланий, Сорочинка, Лиман, Яманка, Баксай, Сарсай, Теркобай I, а также куполами Яманка, Тегень, Кшил-Соркабак, Баксай. К тому же типу межкупольных депрессий относится упомянутая ранее Крык-Кудукская межкупольная депрессия. Однако несомненно, что на более глубоких уровнях многие из раскрытых на доверхнеплиоценовом срезе межкупольных депрессий окажутся разделенными соляными перешейками, связывающими на глубине смежные соляные купола, на обособленные на этих уровнях обрамленные депрессии. Многие из

http://jurassic.ru/

этих депрессий, несомненно, являются сквозными, нацело лишенными пластичных соленосных толщ.

В некоторых раскрытых на доверхнеплиоценовом срезе межкупольных депрессиях северной половины восточной части Центральной зоны обнаружены рудиментарные соляные купола. К ним относится упомянутый выше купол, лежащий в раскрытой межкупольной депрессии, отделяющей западную ветвь соляного массива купола Санкебай-Круглый от купола Ащикудук, а также выявленные в межкупольных депрессиях восточной окраины Центральной зоны купола Бекет, Кособа, Чубертан и др.

Западная часть Центральной зоны в настоящее время изучена слабее восточной, причем совершенно неосвещенными даже гравиметрической съемкой являются находящийся на юге труднодоступный район песков Северного Прикаспия. Имеющиеся данные о геологии района и геофизических исследований (Васильев, Обрядчиков, 1962; Волож, Камарянский, 1964; Кожевников, 1964; Чарыгин, Васильев и др., 1964) позволяют утверждать, что соляная тектоника территории, лежащей к северу от упомянутых песков, не менее сложна, чем в северной половине восточной части Центральной зоны.

Преобладают в западной части Центральной зоны купола с плосковерхими соляными массивами, почти достигающими доверхнеплиоценовой поверхности или выведенными на нее. Контуры соляных массивов в плане разнообразны: от округлых (преобладают) и удлиненных до сложноветвящихся. Площадь их изменяется от нескольких до нескольких десятков, реже сотен квадратных километров. Наименьшие размеры в плане имеют соляные массивы рудиментарных куполов; промежуточное положение занимают те купола, вершины соляных массивов которых прослеживаются на значительной глубине от доверхнеплиоценовой поверхности. Наиболее крупными обычно являются купола, соляные массивы которых почти достигают доверхнеплиоценовой поверхности или выведены на нее. Так, например, узкие вытянутые соляные массивы куполов Акоба Восточная и Батбаксор протягиваются соответственно на 32 и 56 *км* при ширине 1—7 и 2—9 *км*. Площадь соляного массива купола Муратсай, имеющего в плане треугольную форму, в верхнем сечении достигает 200 $км^2$, а площадь только обнаженной, размытой до пермских гипсов центральной части соляного массива купола-гиганта Баскунчак составляет 360 $км^2$.

Склоны соляных массивов куполов западной части Центральной зоны обычно крутые (от 45 до 80°), местами вертикальные, иногда осложненные соляными карнизами (у куполов Саралжин, Тайгора и др.) или вторичными поднятиями по периферии (поднятие Байкадан, расположенное на южном склоне северо-восточного отрога соляного массива купола-гиганта Эльтон). Иногда на глубине соляные массивы куполов связаны соляными перешейками или обособляются на фоне крупных первичных поднятий кровли соли (например, купол Акоба-Нариманское, к которому приурочены купола Акоба Южная, Акоба, Захатсор, Акоба Восточная, Бершарал, Айбас, Нариман).

Так же как и в восточной, в западной части Центральной зоны соляные купола либо (что бывает чаще) вписываются в контуры локальных минимумов силы тяжести (Аралсор, Бастауш, Захатсор, Нариман, Саралжин и др.), либо захватывают и отходящие от локальных минимумов гравитационные языки (Акоба Восточная, Батбаксор, Урдинский и др.), либо, наконец, несколько смещены по отношению к локальным минимумам (Бугут и др.) или располагаются в интерминимальных зонах (Акоба, Акоба Южная, Бершарал, Жамисте и др.).

http://jurassic.ru/

Межкупольным депрессиям западной части Центральной зоны отвечают локальные максимумы силы тяжести.

В западной части Центральной зоны над вершинами соляных массивов большинства закрытых на доверхнеплиоценовом срезе куполов сохранились маломощные (до 100 *м*, реже более) отложения триаса, юры, реже мела, заполняющие неровности кровли соляных массивов и разбитые сетью сбросов (на куполах Акоба, Аралсор, Ащиузек, Батпаксор, Жаныбек, Екпенды, Муратсай, Нариман, Урдинский и др.). Амплитуда колебания глубины залегания кровли соли на этих куполах возрастает под экранированными мульдами оседания до 150—370 *м* (купола Аралсор и Батпаксор), под грабенами до 500—1300 *м* (купола Ащиузек, Жаныбек, Нариман, Урдинский).

Открытые на доверхнеплиоценовом срезе или приближенные к нему соляные массивы куполов западной части Центральной зоны вдоль склонов опоясаны узкими полосами юрских и меловых отложений, расчлененными на перегибах сбросами на отдельные сегменты. Как и у куполов восточной части Центральной зоны, так и у куполов ее западной части не наблюдается существенной разницы в строении этих сегментов на противоположных склонах соляных массивов. Это заметно отличает купола Центральной зоны от куполов Эмбенской зоны, крылья которых обычно достаточно четко подразделяются на приподнятые и опущенные (Неволин, 1965). Характерно, что и в западной части Центральной зоны, равно как и в ее восточной части, лишь изредка встречаются однокрылые (Екпенды, Муратсай, Шайтансор), а также двухкрылые купола и купола с большим количеством крыльев в плане (Аукетайчагыл).

По сравнению с куполами, соляные массивы которых приближены к доверхнеплиоценовой поверхности или выведены на нее, в западной части Центральной зоны значительно реже встречаются купола с относительно погруженными соляными массивами, которые прослеживаются на глубине до 600—900 *м* от доверхнеплиоценовой поверхности (купола Абдельман, Айбас, Жанатурмис, Тайгара, Тапшак, Ташкенсай, Шалакупа, Шерембетсай и др.). В сводах таких куполов на доверхнеплиоценовом срезе прослеживаются отложения триаса и более молодые образования.

В направлении от сводов куполов, соляные массивы которых приближены к доверхнеплиоцевой поверхности или выведены на нее, надсолевые отложения обычно сначала погружаются круто (под углами до 45°), но затем постепенно выполаживаются и в центральных частях наиболее крупных межкупольных депрессий залегают почти горизонтально (между куполами Эршансор, Жангала и др.). Однако многие межкупольные депрессии построены более сложно: они либо расчленены соляными отрогами, связывающие смежные соляные купола на отдельные, неравномерно прогнутые ванны, либо осложнены рудиментарными куполами (Абдельман Восточный и Северный, Ащисай, Байкадан, Восток-3, Заречный, Порт-Артур и др.). Глубина залегания соляных массивов таких куполов от доверхнеплиоценовой поверхности достигает 2—2,5 *км* и более.

Некоторые нормально развитые соляные купола западной части Центральной зоны (Бисен, Эльтон и др.) сопровождаются сопряженными компенсационными мульдами, в пределах которых на доверхнеплиоценовой поверхности развиты отложения олигоцена, тогда как смежные с ними межкупольные депрессии выполнены породами эоцена. В одной из таких компенсационных мульд, общей для куполов Эльтон и Муратсай, по данным сейсморазведки, I отражающий горизонт, отвечающий подошве палеогена, опускается до глубины 2500 *м*. Заданная

http://jurassic.ru/

на ее крыле скв. 29 вскрыла подошву отложений палеогена на глубине 1575 *м*, причем прошла по ним более 1000 *м* (Кожевников, 1964). Сопряженные компенсационные мульды других соляных куполов прогнуты меньше. Так, глубина залегания I отражающего горизонта не превышает в мульде у куполов Бистаусор и Казталовка-Бостандык-Кусман 2240 *м*, в мульде у купола Юлаев 1840 *м*, в мульдах у куполов Алимбек и Фурманово I 1380 *м*, а в мульде у купола Жангала 1120 *м*.

Соляные массивы некоторых наиболее крупных куполов западной части Центральной зоны осложнены вдавленными компенсационными мульдами. Подошва палеогена в наиболее погруженных частях таких мульд иногда опускается на значительную глубину. Так, I отражающий горизонт во вдавленной компенсационной мульде, выявленной на куполе Акмай-Айсамечеть, достигает глубины 2080 *м*. В других вдавленных компенсационных мульдах она меньшая: в мульде купола Казталовка-Южная Таболга не превышает 1440 *м*, а в мульде купола Даниловка-Болдырев 720 *м*.

Соляные массивы куполов-гигантов западной части Центральной зоны — Эльтона и Баскунчака также осложнены вдавленными компенсационными мульдами, которым, как и у вдавленных компенсационных мульд куполов-гигантов восточной части Центральной зоны — Шалкара и Индера, на местности соответствуют одноименные с ними озера (Ильин и Бояринова, 1954; Косыгин, 1960). Более всего купола Эльтон и Баскунчак напоминают купол Индер, так как у всех этих трех куполов вдавленные компенсационные мульды прижаты к южным склонам основных вершин их соляных массивов. Скважина, заданная в центральной части оз. Баскунчак (абсолютная отметка его поверхности — 18 *м*), на глубине 260 *м* не вышла из самосадочной соли четвертичного возраста, мощность которой, по данным электроразведки, составляет не менее 600 *м*. Об интенсивном прогибании озерной котловины свидетельствует присутствие в одной из скважин, заданных в ее северо-восточной части, бакинских глин до 111 *м* мощности с углами наклона, увеличивающимися к забою от 45 до 85°. Характерно, что на горе Большое Богдо (наивысшая абсолютная отметка 149,3 *м*), поднимающейся в 1,5 *км* от юго-западного берега озера, отложения апшерона прослеживаются на высотах до 110 *м* (Православлев, 1908).

Соляной купол-гигант Баскунчак является крайним западным из цепочки соляных куполов, которая протягивается от него на восток-юго-восток через пески Северного Прикаспия к дельте Урала, намечая положение Азгирского разлома (Журавлев, Кузьмин, 1960). В составе этой цепочки, помимо Баскунчака выделяются купола Балкудук, Азгир (Чапчачи), Кайнартобе, Кокдомбай, Худайберген-Бисшохо, Сасыктау, Мынтобе, Багайдыр II, Новобогатинск-Сугур, Кусанбай, Каменный, Черная Речка, Станция № 2, Абжель. Кроме Баскунчака гипсы кепрока соляных массивов куполов Азгир (Чапчачи), Худайберген-Бисшохо, Новобогатинск-Сугур, Кусанбай, Каменный, Черная Речка и Станция № 2 приближены к дневной поверхности или выведены на нее. Куполам Балкудук, Кайнартобе, Кокдомбай, Сасыктау и Мынтобе отвечают выходы отложений апшерона у подножия пологих увалов и по бортам разделяющих их соров среди сплошного поля хвалынских песков Северного Прикаспия. В пределах соляного массива купола Азгир (Чапчачи) в урочище Ужантатор обособляется крупная вдавленная компенсационная мульда, в которой мощность хвалынских и хазарских отложений превышает 140 *м*. На куполе Худайберген-Бисшохо вершины его соляного массива Худайберген и Бисшохо разобщены вдавленной компенсационной мульдой Бисоба, в которой мощность хвалынских отложений заметно возрастает, а абсо-

http://jurassic.ru/

лютные отметки поверхности соров снижаются до —27 *м* (поверхность соров опущена на 30 *м* ниже гипсового поля вершины Бисшохо и на 40 *м* ниже гряды казанских известняков вершины Худайберген). Именно к этой цепочке куполов принадлежит купол Новобогатинск-Сугур, в Жалтырской вдавленной компенсационной мульде которого подошва акчагыльского яруса опускается до глубины 3500 *м*, и купол Абжель, в Абжельской сопряженной компенсационной мульде которого подошва палеогена опускается до глубины 2000 *м* и более. Приведенные данные свидетельствуют об активном формировании отмеченной цепочки соляных куполов, которые, по-видимому, локализуются в зоне резкого погружения подсолевого ложа к центральной части Прикаспийской впадины в полосе ее Азгирского разлома. Эта цепочка соляных куполов может расцениваться как естественное юго-западное ограничение Центральной структурной зоны Прикаспийской впадины.

Юго-Западная структурная зона охватывает южную часть Прикаспийской низменности и самую северную часть акватории Каспийского моря. Ее границы на севере определяются цепочкой куполов Азгирского разлома, на юге — восточным продолжением погребенного Главного надвига Донбасса (который на восточном отрезке является краевым швом платформы) и кулисообразно подставляющим его Северо-Каспийским краевым швом Восточно-Европейской платформы. На западе эта зона граничит с Приволжской структурной зоной (см. ниже), а на востоке уходит под воды Каспийского моря между дельтами Урала и Волги. По-видимому, неподалеку от восточного берега моря она граничит с Эмбенской и Юго-Восточной прибортовой структурными зонами, но характер ее сопряжения с ними пока не выяснен.

Сейсморазведка, проведенная в северной части Каспийского моря, выявила, что Северо-Каспийский краевой шов проходит в области южного склона Северо-Каспийского погребенного краевого поднятия Восточно-Европейской платформы. Очертания этого поднятия определены сейсмоизогипсами III отражающего горизонта, отвечающего подошве неокома, причем установлено, что на востоке простирание поднятия почти широтное, а на западе — северо-западное. При этом Северо-Каспийское поднятие асимметрично: его амплитуда по северному, более крутому склону достигает 1000 *м*, а по южному не превышает 600 *м*. В сводовой части поднятия отражения прослеживались до глубины 1800 *м*, а на его склонах и периклиналях — до глубины 3500 *м*. Отметка подошвы неокома в наивысшей точке свода поднятия — 800 *м*, на восточной периклинали — 1800 *м*, на западной — 2100 *м*. Мощность отложений нижнего мела и сеномана на своде поднятия 200—300 *м*, на северном склоне 500—600 *м*, на южном 1200 *м*, а мощность верхнемеловых отложений (без сеномана) и осадков палеогена (по эоцен включительно) на своде не превышает 200 *м*, но увеличивается на склонах до 500 *м*. Предполагается, что в наиболее приподнятой части поднятия под новейшими донными отложениями Каспия прослеживаются отложения палеоцена или верхнего мела (Корнев, Луцук, Сунгуров, 1962).

Непосредственно за крутым северным склоном Северо-Каспийского поднятия сейсморазведкой МОВ в 1958 г. (Вартанов, Корнев, 1961) и 1961 г. (Корнев, Луцук, Сунгуров, 1962) фиксируются первые соляные купола, которые еще слабо выражены и глубоко погружены (глубина залегания подошвы неокома над их сводами 1,8—2 *км*). Однако по мере продвижения на север соляные массивы куполов воздымаются и окраинные рудиментарные соляные купола сменяются нормально развитыми, прорванными (купола Морские II и I). Над их соляными мас-

http://jurassic.ru/

сивами с глубины 5—7 *км* были получены группы отражений, по характеру сейсмических записей сходные с отражениями от подсолевого ложа, зафиксированными на суше. Эти купола разделены межкупольными депрессиями, в пределах которых подошва неокома иногда погружается до 2 *км*.

Все межкупольные депрессии, пересеченные сейсмическими профилями, оказались осложненными поднятиями с амплитудами 200—400 *м*, установленными по верхним и более глубоким отражающим горизонтам. Возможно, что этим поднятиям на глубине отвечают периферические части соляных массивов куполов, расположенных близ сейсмических профилей, или соляные перешейки, связывающие соляные массивы куполов (Корнев, Луцук, Сунгуров, 1962).

Наконец, к западу от дельты р. Урал были выявлены в прибрежной части моря соляные купола Чалик и Малое, а на суше — соляные купола Мартыши и Камышитовый. Эта группа куполов лежит к югу от соляного купола Новобогатинск-Сугур, принадлежащего цепочке куполов Азгирского разлома, и по деталям строения близка к куполам Эмбенской структурной зоны.

Протягивающаяся в море вдоль северного склона Северо-Каспийского поднятия полоса рудиментарных соляных куполов по характеру проявления соляной тектоники напоминает Юго-Восточную прибортовую структурную зону, а лежащая севернее территория с нормально развитыми соляными куполами — Эмбенскую структурную зону. Однако данные сейсморазведки не позволяют пока уверенно определить под водами Каспия положение этих частей Юго-Западной структурной зоны (может быть, самостоятельных зон). Более надежно установлена южная граница территории, осложненной проявлениями соляной тектоники. Она проходит по северному склону Северо-Каспийского поднятия, сначала в широтном, затем, примерно от 51°30′ восточной долготы, в северо-западном направлении, далее плавно огибает западную периклиналь поднятия. К югу от Северо-Каспийского поднятия, между западным окончанием Северо-Каспийского краевого шва и восточным окончанием погребенного главного надвига Донбасса, под водами Каспийского моря, по данным сейсморазведки, выделяется Укатненский прогиб, в котором проявления соляной тектоники не известны. Поэтому можно думать, что от западной периклинали Северо-Каспийского поднятия южная граница территории, осложненной проявлениями соляной тектоники, направляется на запад, к северным протокам дельты Волги.

К северу от погребенного восточного продолжения главного надвига Донбасса на суше прослеживаются смежные Астраханское и Батыр-Малинское (Каракольское) погребенные краевые поднятия Восточно-Европейской платформы (Бобух, Федоров, 1964; Касаткин, Комиссарчик и др., 1964; Мальцев, Юрченко, 1964). Астраханское поднятие изучено сейсморазведкой КМПВ и отчасти бурением, а расположенное западнее и отделенное от него пережимом Батыр-Малинское (Каракульское) поднятие пока только лишь намечено сейсморазведкой МОВ по мезозойским отложениям. Данные сейсморазведки КМПВ позволяют ориентировочно определить контуры Астраханского поднятия и очертания его отдельных наиболее приподнятых частей. По поверхности фундамента и по преломляющему горизонту, предположительно отождествленному с известняками нижнего карбона и прослеживающемуся на глубине 4—6 *км*, Астраханское поднятие вырисовывается как крупный свод с глубоко опущенными склонами. Его южный склон плавно погружается и вдоль него проходит погребенное восточное продолжение главного надвига Донбасса. Его северный склон осложнен ясно выраженными флексурами.

http://jurassic.ru/

Астраханское поднятие вытянуто вдоль восточного продолжения главного надвига Донбасса не менее чем на 100—120 *км* (на востоке оно погружается под воды Каспийского моря) и прослеживается к северу от надвига на расстоянии до 50 *км*. В его пределах под мезозойскими отложениями выделяются следующие локальные малоамплитудные поднятия (с востока на запад): Кирикилинское, Приволжское, Разночиновское, Лебяжинское, Таловское, Замьяновское и Беркультинское. Южнее расположены Трусовское, Тинакское и Бешкульское поднятия, которые, по мнению некоторых исследователей (Мальцев, Юрченко, 1964), лежат уже на северной кромке эпипалеозойской платформы.

Кирикилинское поднятие, расположенное несколько северо-восточнее Астрахани, по-видимому, имеет соляное ядро. Отстоящее от Астрахани на 25 *км* к северо-востоку и находящееся на левобережье Волги Красноярское поднятие на карте по доверхнеплиоценовому срезу выделяется как широтно ориентированная, несколько ундулирующая брахиантиклиналь. В ее своде, намечающемся по контуру отложений турона, выделяются два приподнятых участка, в пределах которых прослеживаются породы альба. С приближением от крыльев Красноярского поднятия, сложенных верхнемеловыми отложениями, к его своду углы наклона слоев возрастают от 30′ до 7°. Заданная на западном приподнятом участке скв. 1-Р из отложений байоса на глубине 1292 *м* встретила породы кепрока, а на глубине 1373 *м* вошла в соль и была в ней остановлена на глубине 1617 *м*. Данные разведочного бурения показывают, что Красноярское поднятие является одним из окраинных соляных куполов Юго-Западной структурной зоны. Однако соляная тектоника в его пределах проявилась нерезко, и этот купол не осложнен дизъюнктивными нарушениями (Цибизов, 1964).

Неподалеку от Красноярского купола расположен соляной купол Азау, а к востоку от дельты Волги, в 25 *км* восточнее пос. Ганюшкино, под верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями, мощность которых достигает 450 *м*, выявлен соляной купол Жамбай, по морфологии близкий к куполам Эмбенской структурной зоны. Мезозойские отложения над вершиной соляного массива купола Жамбай образуют довольно крупное поднятие, разбитое двумя продольными и несколькими радиальными сбросами на ряд блоков, из которых наиболее приподнятым является южный. Глубина залегания подошвы неокома в пределах этих блоков равна 700—900 *м*, но к их периферии возрастет до 1250 *м* и более. Вершина соляного массива купола Жамбай в плане имеет каплевидную форму, причем минимальная глубина ее залегания равна 600 *м* (Джумагалиев, Авров и др., 1960; Васильев, Обрядчиков, 1962).

Непосредственно к югу от Енотаевска, на левобережье Волги, недавно выявлен еще более активный купол Владимировский, соляной массив которого непосредственно перекрыт отложениями апшерона. Минимальная глубина залегания вершины его соляного массива составляет 375 *м*, а ее размеры по изогипсе —750 *м* равны 10×4 *км*. Радиальными сбросами северное, более крутое крыло этого купола разбито на три, а южное крыло на два блока. К южному крылу примыкает сопряженная компенсационная мульда, выполненная отложениями олигоцена (Бобух, Федоров, 1964; Мальцев, Юрченко, 1964).

Помимо этого купола к северу от Астраханского поднятия установлены более мелкие соляные купола — Отрадненский, Агаркинский, Харбинский и др. (Бобух, Федоров, 1964), а еще севернее, по правому берегу Волги, уже давно известны соляные купола в районе пос. Ко-

http://jurassic.ru/

пановки, Никольского, Соленого Займища и Черного Яра (Колбин, 1948).

Несомненно, что как и под водами Каспия, так и на суше к северу от Астраханского и предположительно намеченного Батыр-Малинского краевых поднятий Восточно-Европейской платформы происходит смена области локального распространения соленосных отложений нижней перми и слабого проявления соляной тектоники областью сплошного распространения соленосных отложений и интенсивной соляной тектоники. Однако наметить положение условного раздела между этими областями в свете имеющихся данных пока невозможно. Можно только определить положение границы территории, осложненной проявлениями соляной тектоники, которая, по-видимому, совпадает с северными контурами Астраханского и Батыр-Малинского поднятий.

Сплошной покров четвертичных отложений и большая мощность нижележащих верхнеплиоценовых отложений препятствовали изучению локальных структур, созданных соляной тектоникой, Юго-Западной структурной зоны. Территория, простирающаяся на восток от Волги до дельты Урала, погребена под толщей песков Северного Прикаспия и остается до сих пор почти неисследованной. В узкой полосе, прижатой к северному берегу Каспийского моря, по данным гравиразведки определено положение локальных минимумов и максимумов силы тяжести, отвечающих соляным куполам и межкупольным депрессиям. Значительно севернее по выходам отложений апшерона среди хвалынских песков Северного Прикаспия определено положение активных в новейшее время соляных куполов Караозек и Кошалак (Журавлев, Кузьмин, 1960).

Также еще очень слабо изучена территория, простирающаяся на запад от Волги до восточных обрывов Ергеней. На составленных для нее схематических геологических картах по доакчагыльскому срезу (Судариков, 1958; Якушева, 1962) Астраханскому поднятию отвечает поле распространения верхнемеловых отложений, за которым до восточных обрывов Ергеней и далее распространены отложения палеогена: сначала палеоцена и эоцена, а затем на значительной площади пород олигоцена и нижнего миоцена (майкопская свита). Только к северу от пос. Сарпа, в районе Сарпинских озер, намечаются контуры очень крупного в плане, подковообразно изогнутого к югу Сарпинского соляного купола, периферия которого сложена отложениями эоцена и палеоцена, а свод — породами верхнего и нижнего мела. Однако несомненно, что помимо него здесь имеется большое количество более мелких куполов с глубоко погруженными (до 700 *м* и более) соляными массивами, которые в палеогене активно не развивались (Судариков, 1964).

Последние данные сейсморазведки позволяют наметить здесь очертания крупных извилистых в плане соляных массивов куполов-гигантов: Харбино-Полынного, протягивающегося от пос. Енотаевка к юго-восточному окончанию Астраханского поднятия, Сарпинского и расположенного от него к северо-востоку Соленозаймищенского. Эти купола сопровождаются вдавленными и сопряженными компенсационными мульдами, наличие которых при горизонтальном срезе до глубины 1000—1500 *м* определяет извилистость контуров их соляных массивов. Помимо этих трех куполов-гигантов здесь, на правобережье р. Волги, имеются более мелкие купола. Так, к югу от Харбино-Полынного купола по периферии Астраханского поднятия обнаружены Каракульский, Смушковский и Безымянный купола; между Харбино-Полынным и Сарпинским куполами — Юстинский, Колодезный, Раздольненский, Моктинский, Совхозный, Пустынный, Халганский, Сахар-

http://jurassic.ru/

ский, Шаджинский, Воропаевский, Отрадненский, Бугринский и Копановский купола; к юго-западу от Сарпинского купола — Уватинский, Очарский, Борджинский, Западно-Пустынный, Приозерный, Чапаевский и Шар-Царынский купола. Эти структуры изучены еще недостаточно, но их наличие показывает, что соляная тектоника на правобережье р. Волги проявилась достаточно интенсивно, хотя и не была столь активной, как в Центральной зоне Прикаспийской впадины: соляные массивы куполов здесь не выведены на доверхнеплиоценовую поверхность.

Приволжская структурная зона протягивается относительно неширокой (до 50—60 *км*) полосой вдоль Волгоградского уступа, ограничивающего с северо-запада Прикаспийскую впадину. К югу от Волгограда она соприкасается с Юго-Западной, а к северу — с Центральной структурными зонами. На севере, в верховьях левого притока Волги, р. Еруслан, она переходит в Узени-Илекскую структурную зону, вытянутую вдоль Жадовского уступа. Первоначально она именовалась переходной зоной (Эвентов, 1951, 1956, 1957, 1958), причем это название распространялось и на Узени-Илекскую зону (Вахрушев, Рождественский, 1953).

По характеру проявления соляной тектоники Приволжская зона заметно отличается от Юго-Восточной прибортовой и от южной окраины Юго-Западной структурных зон. В ее пределах намечаются ориентированные вдоль Волгоградского уступа полосы соляных антиклиналей, осложненных соляными куполами (Бражников, Воронков и др., 1965; Бражников, Салов и др., 1965).

В районе Волгограда первой, еще нерезко выраженной соляной антиклиналью является Бекетовская, свод которой расположен в пределах южной окраины пос. Бекетовки. К востоку от нее намечается Красноармейский прогиб, вероятно затухающий у Волгоградского уступа севернее Волгограда.

Еще восточнее от Северных Ергеней и за Волгу на протяжении до 110 *км* прослеживается Тингутинско-Ахтубинская соляная антиклиналь, осложненная следующими брахиантиклиналями (с юга на север): Тингутинской, Южно-Красноармейской, Северо-Красноармейской, Южно-Паромнинской, Паромнинской и Рахинской. С запада эта антиклиналь нарушена сбросами, количество и амплитуда которых возрастают на сводах локальных поднятий. На юге она под острым углом подходит к Волгоградскому уступу и постепенно затухает. От нее к востоку выделяются Светлоярский прогиб с Абаганеровской мульдой на юге и Светлоярской мульдой на севере.

Далее к востоку на правобережье Волги расположена Сарпинская соляная антиклиналь с Южно- и Северо-Сарпинской брахиантиклиналями. Как и Тингутинско-Ахтубинская, Сарпинская соляная антиклиналь на юге, уже за Абаганеровской мульдой, под острым углом подходит к Волгоградскому уступу. За ней находится протяженный Цацинский прогиб.

Еще восточнее проходит Приозерная соляная антиклиналь с Южной, Паромненской и Левобережной брахиантиклиналями. Наконец, за ней выделяется Сарпинско-Райгородский прогиб с Сарпинской и Райгородской мульдами и Ушаковская соляная антиклиналь с брахиантиклиналями Ушаковской и Конечной.

Далее к востоку четко выраженная линейность локальных структур нарушается, хотя их север-северо-восточная ориентировка все еще сохраняется. Здесь, в более восточной полосе Приволжской структурной зоны, к востоку от Ушаковской брахиантиклинали, выделяются Солодниковский, а ниже по Волге Каменноярский соляные купола. На

http://jurassic.ru/

левобережье Волги, к северу от Ушаковской соляной антиклинали, лежит Ленинский соляной купол, а к северу от последнего, на широте пос. Дубовка, Демидовский соляной купол, приближенный к Волгоградскому уступу. Все эти соляные купола уже достаточно сложно построены, дифференцированы, обладают соляными отрогами, причем некоторые из них сопряжены с компенсационными мульдами (Бражников, Салов и др., 1965).

В пределах рассмотренной части Приволжской структурной зоны на доакчагыльскую поверхность обычно выходят различные горизонты палеогена, по характеру распространения которых достаточно четко устанавливается пространственное положение упомянутых локальных положительных и отрицательных структур. При этом в сводах наиболее восточных положительных структур — на Каменоярском и Ленинском куполах — на доакчагыльскую поверхность выведены нижнемеловые отложения. Скважины, заданные в сводах некоторых положительных структур (на Тингутинской, Красноармейской, Паромнинской и Ушаковской брахиантиклиналях, а также на Ленинском куполе), из пород нижнего триаса на глубинах 800—1000 *м* вошли в соляные массивы этих структур. Между тем сейсморазведка МОВ показала, что в мульдах и межкупольных депрессиях мощность надсолевых отложений превышает 3 *км*. Сопоставление предварительных данных сейсморазведки КМПВ, которая в пределах узкой полосы, тяготеющей к Волгоградскому уступу, выявила два-три уступа по фундаменту, с данными сейсморазведки МОВ дает основание предполагать, что соляные антиклинали приурочены к сбросам в фундаменте и возможным флексурам подсолевого ложа. Происхождение этих антиклиналей, по-видимому, связано с тем, что Волгоградский уступ резко ограничивает распространение мощных тектонически активных соляных толщ. Направленное по восстанию пластов течение соли экранируется сопровождающими его флексурами, что приводит к образованию соляных антиклиналей или, точнее, краевых соляных валов (Косыгин, 1960).

Необходимо отметить, что в пределах рассмотренной части Приволжской структурной зоны нет четкой границы между типичными соляными антиклиналями и типичными соляными куполами. Напротив, эти структуры сменяют друг друга постепенно с запада на восток и северо-восток, причем они связаны между собой как бы соляными «перепонками» и образуют в плане гигантскую причудливую структурную сеть (Бражников, Салов и др., 1964).

Севернее широты пос. Горный Балыклей локальные структуры Приволжской структурной зоны пока изучены слабо, однако и здесь, до района ст. Красный Кут, намечается согласная с простиранием Волгоградского уступа ориентировка локальных минимумов и максимумов силы тяжести. По данным сейсморазведки МОВ установлено, что от Волгоградского уступа подсолевые отложения быстро погружаются на глубину до 5 *км* и более. Мощность надсолевых отложений в межкупольных депрессиях достигает 4 *км*, но заметно сокращается при приближении к соляным массивам куполов, близ которых углы наклона слоев возрастают до 20°. Для соляных куполов характерны овальные очертания в плане и сравнительно небольшие размеры. Длина их 9—15 *км*, ширина 6—10 *км* (Козленко, Никонова, 1957; Никонова, 1960).

Узени-Илекская структурная зона от верховьев р. Еруслан продолжает на восток Приволжскую структурную зону, протягивается вдоль Жадовского уступа и граничит на юге с Центральной и Киильской, а на востоке с Карахобдинской структурными зонами. В ее составе выделяется западная, Узеньская, часть, почти нацело пе-

http://jurassic.ru/

рекрытая верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями, и восточная, Утвинская, часть, охватывающая северную окраину Подуральского плато (Журавлев, Шлезингер, 1962).

В Узеньской части этой зоны, как и в Приволжской зоне, локальные структуры и отвечающие им локальные аномалии силы тяжести ориентированы вдоль Жадовского уступа. По сейсмическим профилям КМПВ, пересекающим Жадовский уступ между ж.-д. ст. Ершов и Озинки, установлено, что к югу от него на расстоянии 7—9 *км* протягивается соляная антиклиналь, за которой профили пересекают соляные купола и межкупольные депрессии.

В районе ст. Озинки, на южных склонах Общего Сырта, намечается ряд обособленных структур, простирающихся широтно. С севера на юг здесь выделяются:

1) полоса небольших, но резких, чаще однокрылых или сильно разбитых поднятий с выходами в сводах отложений верхнего, реже нижнего мела (Ичкинское, Цыгановское, Гремячинское и др.);

2) полоса вытянутых, значительных по площади поднятий с выходами в сводах отложений верхнего мела, интенсивно нарушенных продольными и более короткими поперечными сбросами и имеющих весьма спокойные и пологие периклинали (Озинковское, Гремучинское, Каменское и др.);

3) полоса сильно вытянутых поднятий с выходами в сводах отложений мела, реже юры, с относительно закономерно расположенной и несложной системой дизъюнктивных нарушений (Карташовское, Марковское и др.).

Отмеченные выше полосы поднятий разделены относительно нешироκими (до 6—8 *км*), но часто глубокими (амплитуды до 300—500 *м*) линейными прогибами, выполненными отложениями палеогена, с углами наклона слоев на крыльях от 2 до 9°. За южной полосой поднятий лежат соляные купола Нижне-Чижинский, Теримкудукский и др., относящиеся уже к Центральной структурной зоне (Кожевников, 1958).

В Утвинской части Узени-Илекской структурной зоны к востоку от р. Урал ориентированные полосы линейных дислокаций поворачивают к юго-востоку и пересекают северную часть Подуральского плато. Они прослеживаются на междуречье Утвы и рек, текущих с Зауральских Сыртов в юго-западном направлении (Шолак и Исеньанкаты, Оленты, Булдурты), а также на междуречьях Утвы, Большой Хобды и Илека. Здесь их положение намечается цепочками соляных куполов, реже протяженных соляных антиклиналей. Характер гравитационного поля подчеркивает своеобразие тектоники этой части Узени-Илекской зоны. Интенсивные проявления соляной тектоники здесь на ряде участков в значительной мере завуалировали линейность локальных минимумов и сопряженных с ними максимумов силы тяжести, но все же почти всегда удается установить их общую направленную ориентировку. Локальные аномалии силы тяжести, как и дислокации в мезо-кайнозойских отложениях, образуют здесь широкую дугу, обращенную выпуклостью к северо-востоку. Если на южных склонах Общего Сырта преобладает их широтное простирание, то на Зауральских Сыртах оно становится юго-восточным, а в самой южной части дуги, близ Киильской зоны, — почти меридиональным. Южная граница распространения ориентированных локальных минимумов и максимумов силы тяжести в общих чертах совпадает с южной границей распространения ориентированных цепочек локальных структур.

Необходимо отметить, что по северной и юго-восточной периферии Утвинской части Узени-Илекской зоны, близ р. Урал, а также между

http://jurassic.ru/

верховьями рек Киил и Большая Хобда, ориентированные цепочки локальных структур сменяются незакономерно расположенными соляными куполами. Однако в отличие от внутренних частей Прикаспийской впадины (ее Центральной и Эмбенской зон) купола здесь встречаются изредка, более просты по морфологии и обычно невелики по размерам. Гравитационное поле здесь слабо дифференцировано, но соляным куполам всегда соответствуют овальные локальные минимумы силы тяжести.

Характерно, что основным простираниям полос локальных структур и аномалий силы тяжести строго подчинена ориентировка основных элементов рельефа — обрывов Зауральских Сыртов, долин рек Утва, Большая и Малая Хобда, Илек, а также разделяющих их водоразделов (Журавлев, Шлезингер, 1962; Бутковский, Кожевников, 1964).

Первоначально в Приутвинских степях в отложениях мела и палеогена выделялись пологие антиклинальные складки северо-западного (СЗ 280—320°) простирания (Безруков, 1936 б, 1937). В настоящее время более детальными работами установлено, что в отложениях, развитых здесь на поверхности, это не складки, а ориентированные цепочки соляных куполов. Так, к западу от р. Утва в север-северо-западном направлении протягиваются две цепочки соляных куполов, разделенные общей узкой протяженной межкупольной депрессией. Западную из этих цепочек образуют купола Богдановский, Анкатинский, Танасский, Аккудукский; а восточную — купола Новосеменовский, Алексеевский, Буденновский и Александровский. Возможно, что следующую к востоку ориентированную цепочку составляют соляные купола правобережья р. Утва — Казахстанский, Акбулакский, Верхне-Сукблакский, Актауский, Белогорский и Верхне-Ащисайский.

Многие из этих куполов сопровождаются резко очерченными сопряженными компенсационными мульдами, выполненными отложениями палеогена и отчетливо выделяющимися на фоне смежных межкупольных пространств, в пределах которых распространены породы сенона (преимущественно маастрихта).

Здесь же, на западе Утвинской части Узени-Илекской зоны, на сводах ряда куполов, соляные массивы которых приближены к дневной поверхности, встречаются мульды оседания. Среди последних различаются экранированные (мульды оседания на куполе Замареновский у пос. Тепловка, на куполе Январцевский у пос. Дарьинский и на куполе Буденновский) и наложенные (мульда оседания на куполе Туксай западнее одноименного поселка). Характерно, что время заложения и активного развития этих мульд было различным. Так, если мульда оседания, расположенная в западной части купола Январцевский, выполнена континентальными образованиями (до 123 *м*), по-видимому, относящимися к миоцену, и погребена под морскими отложениями акчагыла, то мульда оседания, выявленная в восточной части купола Туксай, заполнена морскими отложениями акчагыла, мощность которых в ее наиболее пониженной части достигает 100 *м* и более, но к периферии сокращается до 30—50 *м* (Востряков, 1960).

На востоке Утвинской части Узени-Илекской зоны от верховьев рек Утва и Киил до низовьев рек Илек и Большая Хобда прослеживаются ориентированные линейные поднятия и прогибы, осложненные, а местами и сильно затушеванные соляной тектоникой. Из них наиболее отчетливо выделяется Ишкырганская антиклинальная полоса, которая от пос. Донской протягивается на юго-восток к р. Ишкырган (левый приток р. Большая Хобда), откуда отклоняется к югу и достигает р. Караганда (левый приток р. Киил). Ее протяженность равна примерно 90 *км*, причем к ней относятся (с севера на юг): купол Дон-

http://jurassic.ru/

ской, Ишкырганская и Жангызсайская, а также Жусалинская соляные антиклинали.

Наиболее крупными и характерными структурами этой полосы являются сближенные Ишкырганская и Жангызсайская антиклинали, которые вытянуты параллельно друг другу в северо-западном направлении. Они обладают узкими (1,5—2,5 *км*) сводами, сложенными отложениями альба и сеномана, по контуру которых длина Ишкырганской антиклинали достигает 25 *км*, а Жангызсайской антиклинали 10 *км*. На их крыльях прослеживаются относительно круто (до 20°) наклоненные отложения верхнего мела, а их периклинали обрезаны сбросами. Антиклинали разделены нешироким (2—3 *км*) синклинальным прогибом, выполненным отложениями кампана, а в наиболее погруженной части — породами маастрихта и палеогена. Характерно, что Ишкырганская и Жангызсайская антиклинали вписываются в контуры протяженного локального минимума силы тяжести, ось которого совпадает со сводом Ишкырганской антиклинали.

Еще далее к востоку, в том же северо-западном направлении, прослеживается Камышевская антиклинальная полоса, которой на юго-востоке принадлежит купол Троицкий, Камышевская соляная антиклиналь и купол Айсара. Северо-западное продолжение этой полосы угадывается лишь по характеру гравитационного поля и ориентировке его локальных аномалий.

Самой северо-восточной антиклинальной полосой рассматриваемой системы является Линевская, состоящая из Линевской, Сугалинской и Мало-Хобдинской соляных антиклиналей, к местам наибольшего подъема шарниров которых приурочены соляные купола. На северо-западной антиклинали этой полосы — Линевской, в ядре осложняющего ее северо-западную периклиналь Линевского купола обнажены гипсы кунгура (Яншин, Фокин, 1934). На юго-востоке этой полосы располагается Мало-Хобдинская антиклиналь, протяженность которой достигает 70 *км* при ширине до 20 *км*. На востоке она осложнена частными поднятиями. Отвечающий ей локальный минимум силы тяжести относительно ее свода смещен к югу. Юго-восточное крыло и свод антиклинали, сложенный породами средней юры, погребены под отложениями верхнего плиоцена, выполняющими долину р. Малая Хобда. Северное крыло антиклинали слагают породы верхней юры и нижнего мела.

Крайней северо-восточной структурой Утвинской части Узени-Илекской зоны (и всей зоны в целом) является Илекская флексура, которая прослеживается в отложениях юры и мела от устья р. Илек в восточном и юго-восточном направлениях, выходя вновь в долину этой реки в районе г. Соль-Илецк. Амплитуда ее с запада на восток увеличивается от 200 до 320 *м*, причем западнее р. Иртек она осложнена короткими местными сбросами (Журавлев, Шлезингер, 1962; Кожевников, 1962).

Появление ориентированных структур в Узеньской части Узени-Илекской структурной зоны, вероятно, так же как и в Приволжской, объясняется наличием краевых соляных валов, возникших при направленном течении соли в зоне флексур подсолевого ложа, развитых к югу от Жадовского уступа. По-видимому, уже на первых этапах накопления надсолевых отложений или еще в кунгурское время на западной и северной периферии Прикаспийской впадины происходили интенсивные прогибания. Они в конечном счете привели к образованию вдоль западного и северного бортов впадины ориентированных структур, возникших над возобновленными более древними прибортовыми разломами. К востоку от р. Урал в Утвинской части Узени-Илекской струк-

http://jurassic.ru/

турной зоны в это время формирование Прикаспийской впадины шло по иному плану. В связи с общим прогибанием центральной части Прикаспийской впадины здесь возникла система разломов перикаспийского простирания (Павлов, 1902; Соколов, 1906; Богданов, 1947), косо ориентированных по отношению к Жадовскому уступу. Крайним северо-восточным из них является разлом, над которым образовалась Илекская флексура. Над разломами, уходящими в фундамент Прикаспийской впадины, в осадочном чехле заложились флексуры и отвечающие им на поверхности ориентированные полосы локальных структур Утвинской части Узени-Илекской структурной зоны (Журавлев, Шлезингер, 1962).

В пределах площади, расположенной между Жадовским уступом и Илекской флексурой, на поверхности развиты отложения верхней перми и нижнего триаса, имеющие общий пологий наклон на юго-восток. Здесь прослеживаются спокойные структуры платформенного типа, почти не осложненные соляной тектоникой. Значительно более редко встречаются соляные купола (Дедуровский, Красноярский, Каменский), а также миниатюрные открытые соляные купола (Мертвосольский и Соль-Илецкий). Гравитационное поле здесь весьма спокойное и принципиально не отличается от гравитационного поля, прослеживающегося к северу от Жадовского уступа. Эта территория может быть выделена под названием Мертвосольского блока * (Журавлев, Шлезингер, 1962). Пересекающий его в юго-западном направлении сейсмический профиль показал, что подсолевое ложе от Красноярского соляного купола к Илекской флексуре резко, но неравномерно погружается от 2 до 5 *км*, тогда как юго-западнее, в пределах восточной окраины Узени-Илекской структурной зоны, оно находится на глубине 6—7 *км*. Характерно, что в районе Красноярского купола поверхность фундамента прослеживается на глубине 4—4,5 *км* и резко погружается на юго-запад к Илекской флексуре до глубин, превышающих 7 *км* (Блохин, Гелевер и др., 1964).

Восточная граница Мертвосольского блока определяется разломом фундамента, которому в осадочном чехле отвечает крутая флексура западного борта Предуральского краевого прогиба. Таким образом, треугольный в плане Мертвосольский блок ограничен с северо-запада восточным окончанием Жадовского уступа, с юго-запада — Илекской флексурой, с востока — разломом западного борта Предуральского краевого прогиба. В кунгурское время он испытывал общее с Прикаспийской впадиной прогибание, но позднее был отделен от нее Илекской флексурой. Поэтому по сравнению с районами, лежащими к северу от Жадовского уступа, в его пределах накопились большие мощности кунгурских отложений и в большей степени проявилась соляная тектоника.

Карахобдинская структурная зона находится на простирании Предуральского краевого прогиба. Граница последнего с Восточно-Европейской платформой в Оренбургском Приуралье определяется крутой флексурой. Последняя у Мертвосольского блока, от слияния рек Салмыша и Юшатыря до ст. Ак-Булак Оренбургской железной дороги фиксируется четкой меридиональной гравитационной ступенью. К востоку от гравитационной ступени, на Урало-Сакмарском междуречье и на левобережье р. Урал, развиты в основном отложения перми и триаса, в которых прослеживаются пологие меридионально

* Этот блок иногда называют Приоренбургским (Кожевников, 1962).

http://jurassic.ru/

ориентированные складки, осложненные проявлениями соляной тектоники. Своды некоторых антиклиналей здесь сопровождаются узкими линейными мульдами оседания — «дизъюнктивными мульдами», возникшими в результате карстовых опусканий над соле-гипсовыми ядрами антиклиналей и выполненными мезо-кайнозойскими отложениями. К югу эта полоса структур постепенно погружается, и в бассейне р. Илек на ее продолжении на поверхности развиты уже породы верхнего триаса и юры, а в бассейне р. Большая Хобда — отложения мела. В этом же направлении уменьшаются размеры мульд оседания, которые на междуречье Илека и Малой Хобды намечаются очень нечетко.

Южнее, на междуречье Малой и Большой Хобды, выделяются соляные купола, часто также группирующиеся в меридионально ориентированные системы. Наиболее западную из них составляют купола Ащисай, Тортколь, Кузбак, Каратау; восточную — купола Котуртас, Горняк, Алпасайский, а также Ильинский и Шиликты. От обычных для Прикаспийской впадины куполов их отличает линейная ориентировка, нечеткая дифференциация крыльев и наличие системы сбросов, оконтуривающих наиболее приподнятые участки сводов погребенных соляных валов. На некоторых из этих куполов, в частности на куполах Тортколь и Каратау, выделяются экранированные мульды оседания, заполненные отложениями палеогена, включая пески верхнего эоцена.

Такую же выдержанную меридиональную ориентировку имеют характерные для Карахобдинской зоны крупные грабены (Чандинский и др.), выполненные отложениями мела и палеогена и, по-видимому, ограниченные на глубине вдоль протяженных бортов соляными валами.

Западная граница зоны распространения меридионально ориентированных структур проходит приблизительно по меридиану 55° 30′. К этой границе под острым углом подходят с запада наиболее восточные полосы структур Узени-Илекской структурной зоны.

Можно думать, что к югу от р. Илек меридионально ориентированные структуры фиксируют в мезо-кайнозойских отложениях положение системы подсолевых поднятий, связанных с южными окончаниями продольных разломов западного ограничения Предуральского краевого прогиба. Характерно, что эти структуры прослеживаются только до широты пос. Ново-Алексеевка, к югу от которой, до Киильской структурной зоны, на их простирании изредка встречаются неориентированные соляные купола. На широте пос. Ново-Алексеевка локальные аномалии силы тяжести меняют субмеридиональное простирание на юго-восточное и широтное, как бы огибая восточную периферию зоны регионального Хобдинского гравитационного максимума. Южнее Хобдинского погребенного разлома структуры, свойственные Карахобдинской структурной зоне Прикаспийской впадины, уже не прослеживаются (Журавлев, Шлезингер, 1962; Журавлев, 1964). Восточная граница Карахобдинской зоны определяется положением глубинного краевого шва Восточно-Европейской платформы, за которым лежит Актюбинская полоса Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы (Яншин, 1962; Журавлев, Шлезингер, 1962; Гарецкий, Кононова, Щербович, 1963).

Выше мы рассмотрели структурные зоны, намечающиеся в пределах Прикаспийской впадины. Их выделение с учетом закономерностей пространственного размещения локальных структур, созданных соляной тектоникой, может оказаться полезным при оценке перспектив нефтегазоносности отдельных районов Прикаспийской впадины.

http://jurassic.ru/

МАНГЫШЛАК

Центральная часть Мангышлака представляет собой систему субширотных крупных линейно вытянутых структур, выделяемых под названием Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей (Гарецкий, Шлезингер и Яншин, 1965). Лишь на ограниченной площади в ядрах наиболее приподнятых антиклиналей указанной системы выведены на поверхность породы складчатого фундамента пермотриаса (каратауский комплекс). С севера Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей отделена от изоморфных структур полуострова Бузачи Южно-Бузачинским прогибом, а с юга ограничена от дислокаций Туаркыра и Карабогазского свода глубоким и сложно построенным Южно-Мангышлакским прогибом.

СКЛАДЧАТЫЙ ФУНДАМЕНТ

Наиболее полно характер дислокаций пород фундамента изучен в разрезах хребтов Каратау, складчатая структура которых довольно подробно описана в работах В. В. Мокринского (1952; Мокринский и др., 1965), Л. Б. Мнушкина и Д. Х. Хайрутдинова (1953, 1954), Б. А. Корженевского (1958), В. Н. Винюкова (1963), В. Г. Трифонова, П. В. Флоренского и А. Е. Шлезингера (1965), А. Е. Шлезингера (1965 а, б). Здесь каратауский комплекс пород образует сложную систему кулисообразных линейных складок субширотного простирания. Углы наклона слоев на их крыльях в среднем 50—60°. В ряде мест пласты поставлены на голову или даже имеют опрокинутое залегание. Длина складок составляет десятки километров при ширине, не превышающей первые километры. Антиклинальные складки асимметричны, с более крутыми южными крыльями и пологими северными. В пределах южных крыльев пласты иногда имеют опрокинутое залегание. Близ сводов слои несколько выполаживаются, вследствие чего они в ряде случаев обладают слегка гребневидной формой.

Интенсивность дислокаций каратауского комплекса увеличивается на площадях распространения относительно пластичных пород акмышской свиты, слагающих центральные части синклиналей. Здесь известняки, глинистые сланцы и алевролиты смяты в сложную систему вторичных мелких складок различных форм. В замках некоторых складок наблюдается увеличение мощности пород по сравнению с крыльями в 2—3 раза, в основном за счет выжимания более пластичных глинистых сланцев и алевролитов. Более жесткие породы нижних свит триаса и перми в меньшей степени осложнены вторичными складками, но зато разбиты многочисленными трещинами кливажа, в отдельных участках почти полностью затушевывающими напластование пород. Большую роль в тектонике фундамента имеют разрывные нарушения, причем наибольшей амплитуды (до нескольких тысяч метров) достигают продольные разрывы типа крутопадающих надвигов и сдвигов. Они установлены на южных склонах хребтов Каратау. Поперечные и диагональные разрывы имеют значительно меньшую амплитуду (первые сотни метров) и представляют собой крутопадающие взбросы и сбросы.

На хр. Каратаушик каратауские породы образуют крупную синклиналь, осевая зона которой приурочена примерно к центральной части хребта. Наклон слоев на южном ее крыле составляет 30—45°, на северном увеличивается до 45—55°. В западной части южного подножия хребта Каратаушик в породах долнапинской свиты перми наме-

http://jurassic.ru/

чается периклиналь новой антиклинальной складки, которая к востоку быстро перекрывается отложениями юры и нижнего мела.

В западной части южного склона хр. Западный Қаратау каратауские породы образуют моноклиналь, падающую на северо-восток под углами 45—50°. Эти моноклинально падающие пласты намечают северное крыло антиклинальной складки. Южное ее крыло, по-видимому, слагают породы долнапинской свиты перми и нижнего триаса северного склона хр. Қаратаушик. Свод этой антиклинали, вероятно, расположен под отложениями юры и мела в поперечной долине между хребтами Қаратаушик и Западный Қаратау.

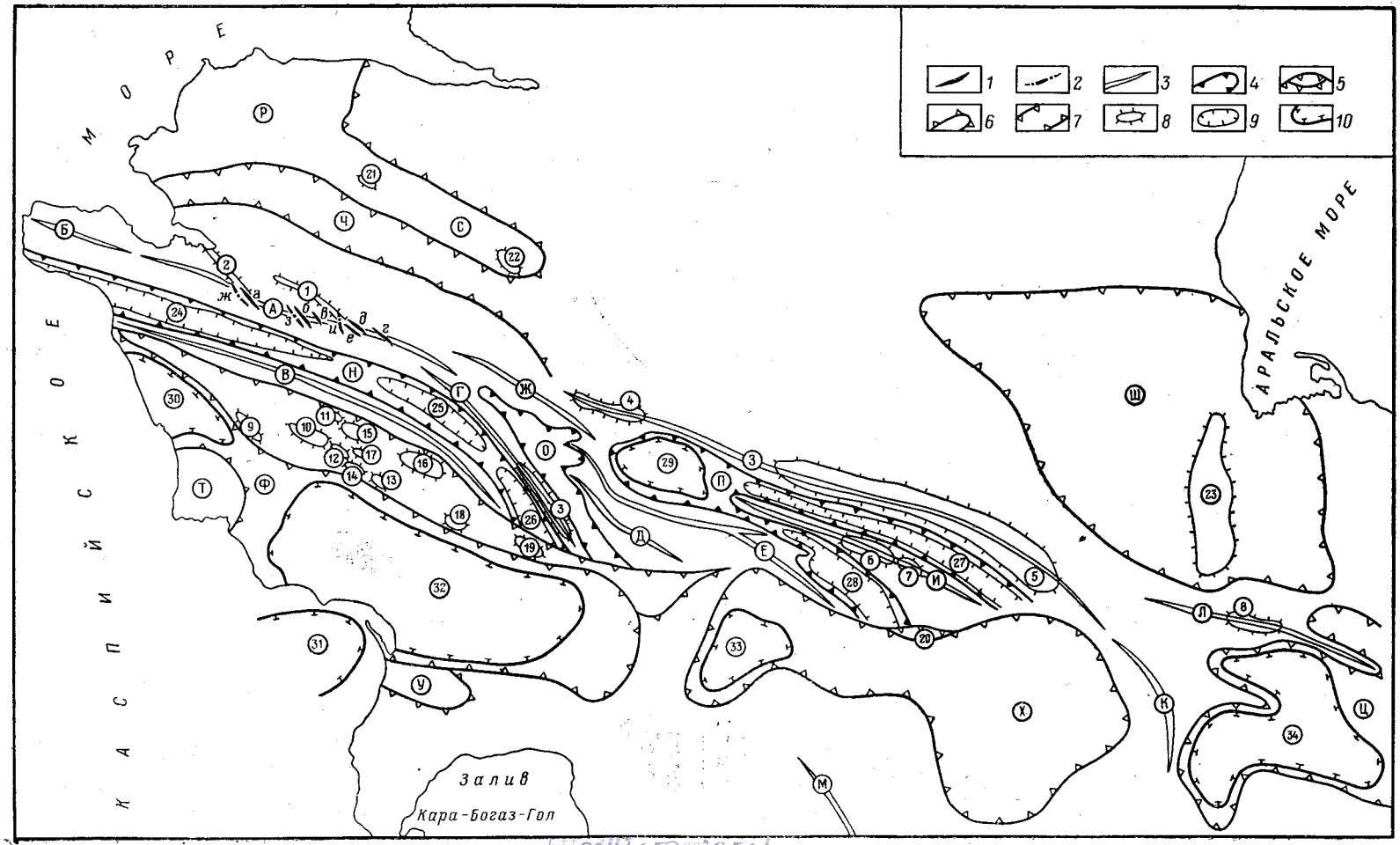
К северо-востоку от упомянутой моноклинали в пределах хр. Западный Қаратау расположена крупная сложно построенная Торыш-Карадуанская синклиналь (рис. 23), в центральной части которой породы акмышской серии верхнего триаса смяты в сложную систему вторичных мелких складок.

Центральную часть хребта Западный Қаратау занимает Отпанская антиклиналь. Это крупных размеров асимметричная складка. Падение пород на ее северном крыле составляет 40—60°, на южном увеличивается до 70—85° (нередко слои имеют опрокинутое залегание). Шарнир складки погружается в северо-западном направлении, что фиксируется появлением в своде все более молодых свит каратауского комплекса пород. На северном склоне хр. Западный Қаратау периклиналь Отпанской антиклинали, образованная породами акмышской серии, осложнена двумя структурными носами, которые отходят от нее сначала в запад-северо-западном, а затем в широтном направлении и постепенно погружаются к западу. Оси этих структурных носов расположены под острым углом (20—30°) к общему простиранию Отпанской антиклинали. Южное крыло антиклинали осложнено сложной зоной надвигов, взбросов и сдвигов. Эти разломы образуют как бы «раму», по которой описываемая зона выдвинута на северо-восток и поддвинута под ядро и северо-восточное крыло Отпанской антиклинали. К востоку от меридиана 52° породы северного крыла Отпанской антиклинали приобретают простирание, близкое к направлению хребта (широтное). Свод и южное крыло здесь скрыты юрскими и меловыми отложениями Южной Прикаратауской долины.

К северо-востоку от Отпанской антиклинали проходит Шетпинская синклиналь. Падение пород на северном крыле более крутое (75—85°), на южном не превышает 65°. Центральная часть синклинали осложнена рядом вторичных складок. По южному крылу Шетпинской синклинали проходит крупный разлом. Он простирается почти широтно и состоит из двух основных ветвей, между которыми наблюдаются более мелкие нарушения. Морфологические особенности этого разлома (Трифонов и др., 1965) характеризуют его как левый сдвиг. Одновременно с сдвиговыми перемещениями по нему происходило взбрасывание северного крыла.

В северо-восточной части хр. Западный Қаратау расположена Арпалинская антиклиналь. Ее свод и северное крыло перекрыты в большей части юрскими породами. Северное крыло обнаруживается лишь по останцам каратауских пород в долине между хребтами Западный и Восточный Қаратау. Северо-западная периклиналь в районе сая Акмыш осложнена пологим надвигом (см. рис. 23). Юго-восточная периклиналь под четвертичными отложениями поперечной долины между хребтами Западного и Восточного Қаратау, по-видимому, обрывается описанным выше разломом, прослеживаемым в Шетпинской синклинали.

http://jurassic.ru/



http://jurassic.ru/

Западный выступ хр. Восточный Каратау моноклиналь (50—60°). С севера и востока эта моноклиналь обрывается разломом, который, по-видимому, является продолжением надвига, прослеживаемого на восточном окончании Западного Каратау.

К северу от упомянутой моноклинали намечается незначительных размеров Хозбулакская антиклиналь. К северо-востоку от последней расположена широкая и сложно построенная Аусарская синклиналь.

Центральную и восточную часть хр. Восточный Каратау занимает Бесшокинская антиклиналь. Это крупных размеров складка, простирающаяся в западной части по азимуту 305—310°, а в восточной — в широтном направлении. Падение пород на северном крыле складки составляет 50—60°, выполаживаясь близ оси до 20—30°. Южное крыло более крутое (70—80°), причем близ оси падение также уменьшается до 40—50°. Южное крыло Бесшокинской антиклинали в зоне ее северо-западного погружения осложнено двумя отходящими от нее структурными носами, выделяемыми под названием Кызылтамской (южная) и Кугола-Чокинской (северная) антиклиналей.

На Восточном Мангышлаке породы каратауского комплекса обнаруживаются в нескольких изолированных останцовых высотах (Тумгачи, Кунабай, Карашек, Кичик-Карашек, Карамая, Кугусем и др.), приуроченных к ядрам антиклиналей платформенного чехла. Во всех этих выходах каратауские породы образуют крутопадающие моноклинали (50—70°).

Кроме того, каратауский комплекс пород вскрыт несколькими глубокими скважинами в пределах Беке-Башкудукской и Тюбкараганской мегантиклиналей. В первой из них скважины, по-видимому, вошли в породы долнапинской свиты перми (район Таспаса) и нижнего триаса (район Карасяза), во второй — в известняки акмышской серии верхнего триаса. По керну скважин углы наклона слоев в обоих случаях достигают 70°.

Судя по степени динамометаморфизма, крутым углам наклона слоев, трещинам кливажа и другим признакам, дислоцированность пермотриасовых пород Восточного Мангышлака, Беке-Башкудукской и Тюбкараганской мегантиклиналей по сравнению с хребтами Каратау не уменьшается. Однако под платформенным покровом мегасинклиналей дислоцированность каратауского комплекса пород, по-видимому, уменьшается. Судя по данным сейсморазведки, наклон пермо-триасовых пород здесь достигает небольшой величины и в его разрезе, вероятно, появляются наиболее молодые составные части (Плещеев и др., 1961).

Рис. 23. Схема структурных элементов Мангышлака и Центрального Устюрта

1—2 — структуры складчатого фундамента: *1* — антиклинали (а — Отпанская, б — Арпалинская, в — Хоскудукская, г — Бесшокинская, д — Кызылтамская, е — Кугола-Шокинская), *2* — синклинали (ж — Торыш-Карадуанская, з — Шептинская, и — Аусарская); *3—10* — структуры в породах платформенного чехла: *3* — мегантиклинали (А — Каратауская, Б — Тюбкараганская, В — Беке-Башкудукская, Г — Тумгачинская, Д — Карашекская, Е — Карамаинско-Музбельская, Ж — Тузбаирклинали (А — Каратауская, И — Каратебинская, К — Шорджинская, Л — Амбугирска я, М — Кумсебшенская), *4* — мегасинклинали (Н — Чакырганская, О — Аличкинская, З — Карабаурская, П — Бусагинская), *5* — структурные ступени, *6* — крупные поднятия и своды (Р — Северо-Бузачинский, С — Кызано-Байчагырское, Т — Песчано-Боктинское, У — Карадуанское), *7* — прогибы (Ф — Южно-Мангышлакский, Х — Асса кеауданский, Ц — Хоремско-Измаильский, Ч — Южно-Бузачинский, Ш — Барсамысское, *8* — антиклинали, горст- и брахиантиклинали (1 — Карадиримен ская, 2 — Торыш-Мурзатайская, 3 — Тумгачинская, 4 — Кызыладырская, 5 — Каракельмесский), *7* — Коскудукская, 8 — Амбугирская, 9 — Тарынск ая, 10 — Жетыбайская, 11 — Асарская, 12 — Восточно-Жетыбайская, 13 — Актасбаурская, 6 — Каратебинская, 14 — Тасбулатская, 15 — Караманды басская, 16 — Узеньская, 17 — Тенгин ская, 18 — Кокумбайская, 19 — Тупискенская, 20 — Шахпахтинская, 21 — Кызанская, 22 — Кайдакская, 23 — Аламбек-Кабанбайская), 9 — синклинали (24 — Ча кырганская, 25 — Саускан-Бостанкумская, 26 — Тюесуинская, 27 — Ельтеджинская, 28 — Кожнтайская), *10* — мульды и структурные заливы (29 — Бусагинская, 30 — Сегендыкская, 31 — Казахский, 32 — Жазгурлинская, 33 — Учкудукская, 34 — Дарылык-Даулданская)

http://jurassic.ru/

Проведенные геофизические исследования и глубокое бурение показывают, что при удалении от Мангышлакской системы дислокаций в сторону Южно-Бузачинского и Южно-Мангышлакского прогибов пермо-триасовый комплекс пород погружается на значительную глубину (до 3—5 *км*). Одновременно с погружением также происходит ослабление интенсивности дислокаций.

К северу от дислокаций Мангышлака, на полуострове Бузачи, по материалам сейсморазведки и керну четырех глубоких разведочных скважин, пробуренных на Кызанской антиклинали, углы наклона пород (по-видимому, здесь вскрыты отложения нижнего триаса) не превышают 15—20°. Еще меньшую дислоцированность имеют верхнетриасовые породы, вскрытые в пределах Жетыбайской ступени, расположенной вдоль южной периферии Мангышлакских структур. Здесь, на Карамандыбасской и Жетыбайской антиклиналях двумя скважинами вскрыты каратауские породы, наклон которых не превышает первых градусов. Однако на Узеньской антиклинали этой же тектонической зоны скважиной пройдены крутопадающие слои (40—50°), по-видимому, также имеющие позднетриасовый возраст. Возможно, что резкое увеличение наклона каратауского комплекса пород на Узеньской антиклинали имеет локальный характер и связано с наличием здесь разрывного нарушения.

Таким образом, область интенсивной складчатости пермо-триасовых пород полуострова Мангышлак приурочена к сравнительно узкой линейно вытянутой зоне, совпадающей с развитием линейных дислокаций платформенного чехла. К северу и к югу от них она затухает.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Платформенный чехол на Мангышлаке начинается породами юрской системы, а в окружающих прогибах — с рэтского яруса или, возможно, даже с более древних горизонтов верхнего триаса. Отложения платформенного чехла слагают бóльшую часть территории Мангышлака. Они с четко выраженным перерывом и угловым несогласием ложатся на различные горизонты пород складчатого фундамента, поверхность которого размыта и имеет неровный рельеф. С учетом резко выраженных региональных перерывов, угловых несогласий, а также по изменению плотности и характера залегания слоев в отложениях платформенного чехла выделяются четыре структурных яруса. Первый из них сложен породами рэта и лейаса; ко второму относятся отложения средней и верхней юры, мела, палеогена, и нижнего миоцена; третий составляют породы среднего и верхнего миоцена и нижнего плиоцена; к четвертому принадлежат отложения верхнего плиоцена и антропогена.

Структурные элементы Мангышлака в разных структурных ярусах отражены различно. Наиболее четко они выражены в породах двух нижних структурных ярусов, а лучше всего изучены в отложениях среднеюрско-нижнемиоценового структурного яруса. Поэтому описание их проводится при рассмотрении этого структурного яруса. Тектоника Центрального Мангышлака рассмотрена в работах Н. И. Андрусова (1915), А. П. Ильиной (1932), С. Н. Алексейчика (1941), А. Л. Яншина (1948 б, 1951), А. А. Савельева (1949), Н. П. Луппова (1952), В. В. Мокринского (1952), В. В. Мокринского и др. (1965), С. С. Шульца (1955), Б. Ф. Дьякова (1957, 1959, 1963), Б. Н. Можаева (1958), А. Б. Когана (1959), А. Е. Шлезингера, И. С. Плещеева (1959), А. И. Димакова, В. А. Лапшова (1960), К. В. Кручинина (1961),

http://jurassic.ru/

И. С. Плещеева и др. (1961), Н. Ю. Успенской (1961), В. А. Лапшова (1963), А. Е. Шлезингера (1965 а, б).

Первый (рэт-лейасовый) структурный ярус. Внутреннее строение отложений первого структурного яруса платформенного чехла на Мангышлаке изучено в настоящее время недостаточно. В пределах приподнятых зон, где отложения рэт-лейаса распространены в виде относительно маломощного покрова, они дислоцированы одинаково с вышележащими породами второго (среднеюрско-нижнемиоценового) структурного яруса. В сторону опущенных зон происходит резкое ступенчатое наращивание мощностей отложений. Эти ступени приурочены к основным разломам поверхности складчатого фундамента. К югу от Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, на территории Южно-Мангышлакского плато, отложения рэт-лейса достигают мощности в несколько тысяч метров, выполняя здесь глубокий прогиб. Характер структурного плана пород первого структурного яруса остается еще недостаточно ясным. Он, по-видимому, может быть изучен на основании анализа поверхности складчатого фундамента под покровом отложений рэт-лейаса. Общая степень дислоцированности отложений первого структурного яруса, вероятно, несколько более высокая, чем вышележащих пород платформенного чехла. Таким образом, отложения рэт-лейаса выполняют глубокие депрессии поверхности складчатого фундамента. В пределах самой Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей они залегают в виде относительно маломощного покрова.

Второй (среднеюрско-нижнемиоценовый) структурный ярус. Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей. Наиболее крупным структурным элементом Мангышлакской системы является Каратауская мегантиклиналь, расположенная в центральной части полуострова (рис. 24 и 25).

Следует отметить, что термин «мегантиклиналь» для данного структурного элемента впервые предложил Н. И. Андрусов (1911). Каратауская мегантиклиналь протягивается по азимуту СЗ 280—290° от колодцев Удюк на западе до колодцев Огюз на востоке на расстояние около 200 *км,* ширина ее до 40—50 *км.* В центральной части свода выведены на поверхность породы складчатого фундамента, которые последовательно обрамлены отложениями юры, мела и палеогена. Шарнир мегантиклинали дважды испытывает волнообразные изгибы, обусловившие разделение выходов каратауского комплекса пород на три изолированные массива: Каратаушик, Западный Каратау и Восточный Каратау. Мегантиклиналь имеет явно выраженное асимметричное строение. Южное ее крыло в целом значительно более крутое, чем северное. Углы падения пород близ оси мегантиклинали на северном крыле достигают в среднем 20—30°, на южном 30—40°. При удалении от оси происходит в общем постепенное выполаживание наклона пород и уже в пределах квестовых уступов Актау, сложенных породами мелового возраста, падение слоев, как правило, не превышает 5—10°.

Южное крыло мегантиклинали осложнено многочисленными разрывными нарушениями. На северном крыле, напротив, разрывные нарушения играют меньшую роль, зато в его строении принимают участие пликативные структуры различной морфологии (Савельев, 1949). Наиболее крупными из них являются Карадиирменская и Торыш-Мурзатайская антиклинали (рис. 26). Они имеют форму структурных носов, отходящих от гряд Каратау в северо-западном направлении в глубь Северной Прикаратауской долины. В этом же направлении погружаются их шарниры. Оси обеих антиклиналей расположены

http://jurassic.ru/

строго на продолжении антиклинальных складок (Бесчокинской и Отпанской), развитых в породах пермо-триаса гряд Каратау. Северо-восточные крылья Карадиирменской и Торыш-Мурзатайской антиклиналей более крутые (углы наклона слоев: градусы и первые десятки

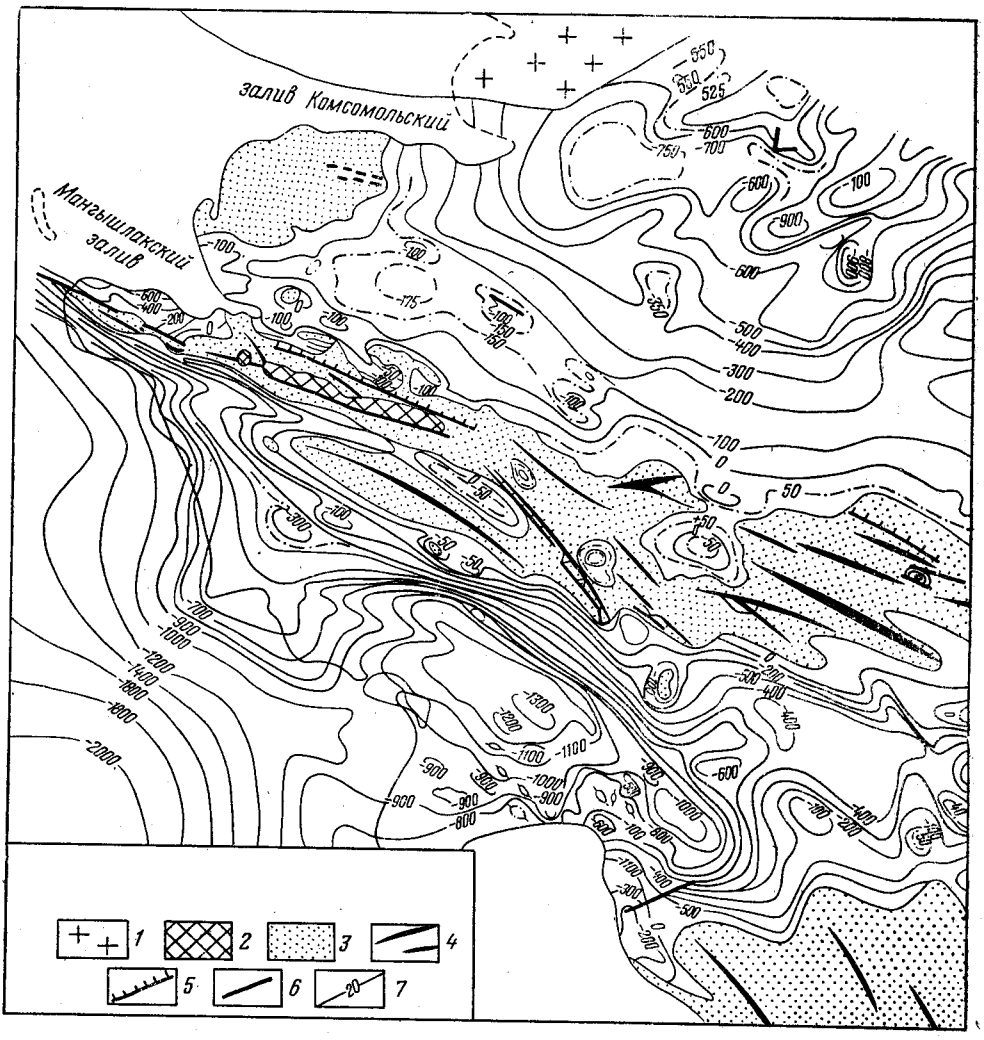


Рис. 24. Структурная карта кровли меловых (подошвы палеогеновых) отложений Мангышлака

1 — Прикаспийская впадина, *2* — породы фундамента на поверхности, *3* — допалеогеновые отложения на поверхности, *4* — оси антиклинальных структурных элементов, *5* — флексуры, *6* — разломы, *7* — стратоизогипсы

градусов). От зоны регионального наклона слоев северного крыла Каратауской мегантиклинали они отделены плоскими синклиналями клинообразной формы. К юго-востоку, в сторону гряд Каратау, последние резко сужаются. Наоборот, в северо-западном направлении синклинали расширяются и при затухании сопряженных с ними антиклиналей раскрываются, а слои приобретают региональный наклон северных румбов.

Вдоль северного крыла Каратауской мегантиклинали почти на всем его протяжении прослеживаются две флексуры. Первая из них

http://jurassic.ru/

проходит близ северного склона гряды Каратау, а другая — близ южного подножия возвышенности Северный Актау.

В наиболее погруженной части северного крыла Каратауской мегантиклинали, за квестовой возвышенностью Северный Актау, параллельно ее оси протягивается полоса пологих антиклиналей с выходами отложений верхнего мела в сводах.

К западу от Каратауской мегантиклинали непосредственно на продолжении ее оси расположена Тюбкараганская мегантиклиналь. Она отделена от предыдущей глубокой седловиной, выполненной отложениями олигоцена. Мегантиклиналь протягивается в субширотном направлении почти по центральной части одноименного полуострова до его западного окончания и далее уходит под воды Каспийского моря. Ее длина достигает 100 *км*, ширина до 25—30 *км*. Тюбкараганская мегантиклиналь почти на всем протяжении перекрыта отложениями среднего и верхнего миоцена, которые ложатся на различные горизонты мела и палеогена. Последние только на сравнительно небольших участках — в глубоко размытых урочищах Тюбеджик и Ханга Баба, а также в береговых обрывах плато Тюбкарагана — выведены на поверхность. В результате ундуляции шарнира в своде мегантиклинали выделяется ряд самостоятельных антиклиналей. Вдоль свода проходит крупный сброс, по которому северное крыло глубоко погружено (Коган, 1959). Амплитуда сброса по меловым отложениям достигает 180 *м*.

На северном крыле мегантиклинали близ сброса падение слоев достигает 30°. К северу от него породы быстро выполаживаются (углы наклона до первых градусов). На южном крыле на значительно большем расстоянии слои наклонены под углами от 27 до 32°. Однако при значительном удалении от свода они также выполаживаются (до первых градусов). Кроме того, южное крыло мегантиклинали осложнено системой диаго-

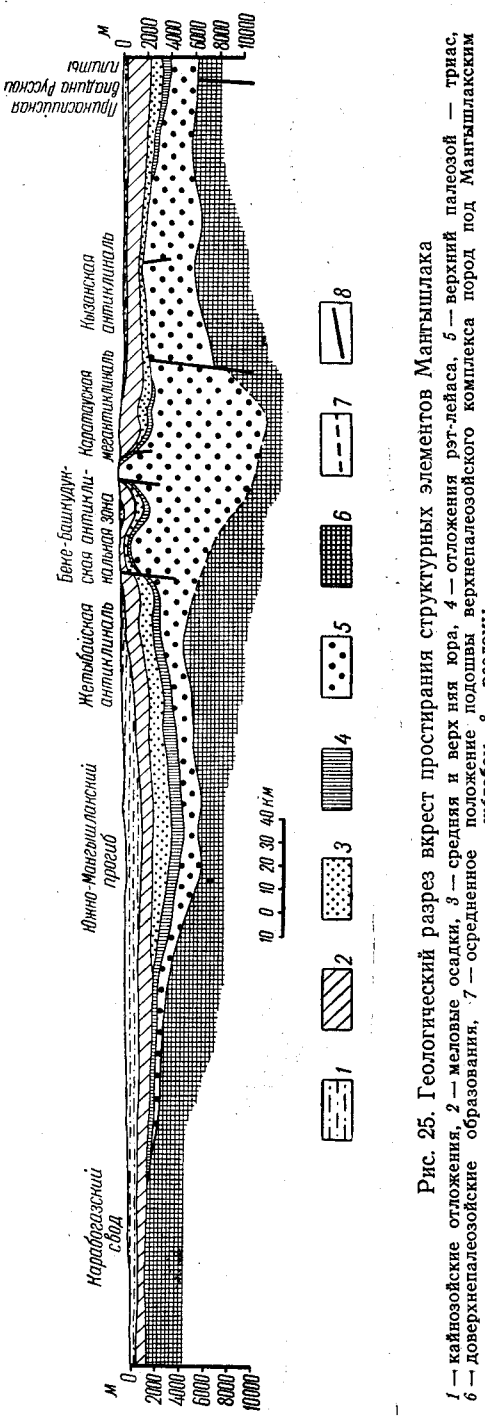


Рис. 25. Геологический разрез вкрест простирания структурных элементов Мангышлака

1 — кайнозойские отложения, *2* — меловые осадки, *3* — средняя и верхняя юра, *4* — отложения рэт-лейаса, *5* — верхний палеозой — триас, *6* — доверхнепалеозойские образования, *7* — осредненное положение подошвы верхнепалеозойского комплекса пород под Мангышлакским жёлобом, *8* — разломы

http://jurassic.ru/

нальных и поперечных сбросов, амплитуда которых не превышает первых десятков метров. Более погруженные участки крыльев осложнены несколькими мелкими поднятиями.

Под водами Каспийского моря Тюбкараганская мегантиклиналь прослежена сейсморазведкой (Вартанов, Корнев, 1961; Стерлягова, 1961; Борисов и др., 1962; Корнев и др., 1962; Маловицкий, 1964, 1965) еще на протяжении нескольких десятков километров к запад-северо-за-

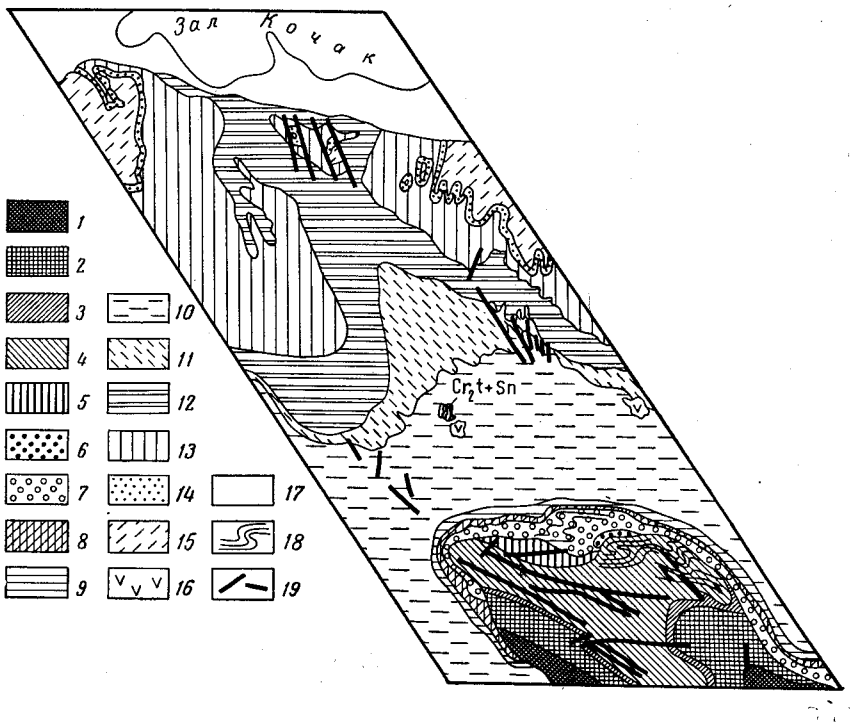


Рис. 26. Геологическая карта Торыш-Мурзатайской антиклинали

1 — долнапинская свита, *2* — таушикская свита, *3* — карадуанская свита, *4* — хозбулакская свита акмышской серии, *5* — шаирская свита акмышской серии, *6* — нижняя юра, *7* — средняя юра, *8* — неокомские осадки, *9* — аптский ярус, *10* — альбский ярус, *11* — сеноманский ярус, *12* — туронский ярус и сенонский надъярус, *13* — датский ярус, *14* — палеоцен и нижний эоцен, *15* — средний и верхний эоцен, *16* — средний и верхний миоцен, *17* — антропоген, *18* — простирание пластов, *19* — разломы

паду, где она затухает. В этом направлении наблюдается плавное погружение шарнира и постепенное уменьшение амплитуды поднятия. Затухание Тюбкараганской мегантиклинали намечает западное окончание Мангышлакской системы. Далее к запад-северо-западу, на продолжении простирания оси Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, судя по сейсморазведочному профилю (Вартанов, Корнев, 1961; Корнев и др., 1962), слои испытывают региональное погружение к юго-западу в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба.

К югу от Каратауской мегантиклинали параллельно ей протягивается Беке-Башкудукская мегантиклиналь. Ее длина составляет около 250 *км* при ширине до 30 *км*. На западе она доходит до берега Каспийского моря, под водами которого быстро затухает. В крайней восточной части близ пос. Сенек мегантиклиналь отклоняется к юго-востоку и также быстро затухает.

Беке-Башкудукская мегантиклиналь представляет собой крупное поднятие, в своде которого выведены отложения средней юры. Крылья

http://jurassic.ru/

и периклинали осложнены рядом более мелких структур. Эта мегантиклиналь имеет сравнительно пологий свод и резкую асимметрию крыльев. Падение пород на ее своде в отложениях юры составляет к югу 8—10°, а к северу 3—5°. При удалении от свода в отложениях мела наблюдаются более крутые углы падения слоев, которые достигают на северном крыле 6—8°, а на южном — 30—35°, образуя здесь четко выраженную флексуру. Этой флексуре по данным сейсморазведки (Коган, Пасуманский, 1959) в отложениях неокома отвечает сброс, по которому южное крыло опущено на несколько сотен метров.

К востоку Каратауская мегантиклиналь подставляется рядом сложно построенных мегантиклиналей, разделенных мегасинклиналями (Плещеев и др., 1961). В отличие от мегантиклиналей Западного и Центрального Мангышлака, мегантиклинали Восточного Мангышлака состоят из равнозначных линейных антиклиналей, брахиантиклиналей и брахисинклиналей, структурных носов и структурных заливов. Структуры расположены или непосредственно на продолжении друг друга, или (чаще) подставляются кулисообразно. Направление этих мегантиклиналей и мегасинклиналей, так же как и простирание большинства составляющих их структур, отклоняется от общего простирания Мангышлакской системы на 15—20° к юго-востоку (ЮВ 125—130°).

Тумгачинская мегантиклиналь расположена непосредственно к востоку от Каратауской мегантиклинали. Она протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние около 150 *км* при ширине до 15 *км*. В сводах составляющих ее антиклиналей выведены отложения мела, а в наиболее крупной и сложно построенной собственно Тумгачинской антиклинали на небольших участках выходят породы пермо-триаса, последовательно обрамленные с юго-запада отложениями юры и мела. С северо-востока эти выходы оборваны региональным разломом, прослеживающимся вдоль всей мегантиклинали. По этому разлому северо-восточный блок глубоко погружен. Плоскость сбрасывателя падает в сторону опущенного блока под углами 60—80°. Амплитуда смещения превышает 500 *м*. Тумгачинская антиклиналь представляет собой относительно узкую с крутым сводом структуру. На северо-восточном ее крыле близ разлома отложения альба наклонены под углами 35—50°, при удалении от разлома падение слоев уменьшается до 15—20° в породах сеномана и до 4—6° в породах сенона и датского яруса. На юго-западном крыле углы падения в юрских отложениях равны 15—20°, а при удалении от свода в меловых отложениях они не превышают 7—9°.

Между Каратауской, а на востоке Тумгачинской мегантиклиналями и Беке-Башкудукской мегантиклиналью расположена Чакырганская мегасинклиналь. Ее длина составляет 300 *км* при ширине 20—25 *км*. Ундуляцией шарнира она разделяется на три крупных синклинали: собственно Чакырганскую на западе, Саускан-Бостанкумскую и Тюесуинскую. Чакырганская мегасинклиналь выполнена в основном отложениями неогена и палеогена, и только в Тюесуинской синклинали на поверхность выходят породы верхнего мела. Мегасинклиналь имеет асимметричное строение. На северном крыле наклон слоев верхнего мела и палеогена достигает 8—10°, на южном крыле она не превышает 3—4°.

К востоку от южной части Тумгачинской мегантиклинали расположена Карашекская мегантиклиналь, протягивающаяся с северо-запада на юго-восток на расстояние около 75 *км* при ширине до 15 *км*. В ее своде выходят отложения мела, юры и пермо-триаса. Последние местами соприкасаются с отложениями юры и мела по сбросам, близ которых падение слоев платформенного чехла достигает 60—70°.

http://jurassic.ru/

Однако при удалении от них наклоны слоев уменьшаются до первых десятков градусов, а еще дальше, в отложениях сенона, — до 7—10°. Таким образом, Карашекская мегантиклиналь вырисовывается как линейно вытянутая структура с относительно узким крутым сводом и более пологими крыльями.

Карамаинско-Музбельская мегантиклиналь расположена к востоку от Карашекской и вытянута на 200 *км* при ширине до 20—25 *км*. В своде мегантиклинали выходят отложения мела, юры и пермо-триаса. На западе она имеет простирание 315—320°, а затем плавно изгибается приобретая субширотную ориентировку. Наклон слоев на крыльях достигает первых десятков градусов, уменьшаясь на их периферии до 4—6° (Ильина, 1932). Северное крыло осложнено флексурой, наклон слоев вдоль которой составляет 60—80°.

В восточной части мегантиклиналь заходит на Центральный Устюрт, в пределах которого в виде полого погружающихся структурных носов прослеживается еще на значительное расстояние.

Тузбаирская мегантиклиналь расположена к северо-востоку от Тумгачинской и протягивается от одноименного сора сначала на восток-юго-восток, а затем вблизи чинков Устюрта поворачивает к юго-востоку, где быстро затухает. Ее длина достигает 100 *км*, а ширина 25—30 *км*. Тузбаирская мегантиклиналь состоит из крупных антиклиналей с пологими и сравнительно широкими сводами, сложенными отложениями не древнее альбского яруса, и более крутыми крыльями, углы наклона пород мела на которых в среднем составляют 10°.

Аличкинско-Боктинская мегасинклиналь расположена на стыке четырех мегантиклиналей. С юго-запада ее ограничивает Тумгачинская, с севера и северо-востока — Тузбаирская и Карамаинско-Музбельская мегантиклинали, а на юго-востоке Карашекская мегантиклиналь. Длина мегасинклинали достигает 130 *км*, ширина 30 *км*. Она осложнена двумя довольно крупными поперечными антиклиналями широтного простирания, в своде которых выходят отложения мела. Антиклинали не имеют периклиналей, раскрываясь в сторону окружающих мегантиклиналей. Аличкинско-Боткинская мегасинклиналь состоит из ряда мульд и синклиналей, выполненных отложениями палеогена. Падение слоев на их крыльях не превышает 10°, и только во флексурах, осложняющих периферии крыльев, наклон пород увеличивается до 30—35°.

Карабаурская мегантиклиналь расположена к востоку от Тузбаирской, заходя за последнюю кулисообразно с севера. Она состоит из двух крупных антиклиналей: Кызыладырской и собственно Карабаурской (последняя расположена под неогеновыми породами плато Устюрт и будет рассмотрена ниже). Эти антиклинали по морфологии близки к структурам Тузбаирской мегантиклинали. Восточная часть Кызыладырской антиклинали расположена под неогеновым чехлом плато Устюрта, где выявлена бурением. В ее сводовых частях развиты отложения сеномана и альба. Падение пород на северном ее крыле в среднем составляет 20—25°, на южном 5—6°. Северное крыло Кызыладырской антиклинали осложнено небольшим пологим поднятием типа структурного носа.

Структурные ступени южного ограничения Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. Южная периферия Мангышлакской системы на значительном протяжении осложнена структурными ступенями. Наиболее четко такая ступень выделяется к югу от Беке-Башкудукской мегантиклинали. Здесь к югу от флексуры ее южного крыла общее региональное погружение слоев резко уменьшается с образованием четко выра-

http://jurassic.ru/

женной Жетыбайской ступени (рис. 27). Длина ступени составляет 150 *км*, максимальная ширина 50 *км*. Жетыбайская ступень осложнена рядом брахиантиклиналей. С запада на восток здесь расположены субширотно ориентированные антиклинали и брахиантиклинали: Тарлинская,* собственно Жетыбайская, Асарская, Восточно-Жетыбайская, Актасская, Тасбулатская, Карамандыбасская, Узеньская, Тенгинская,

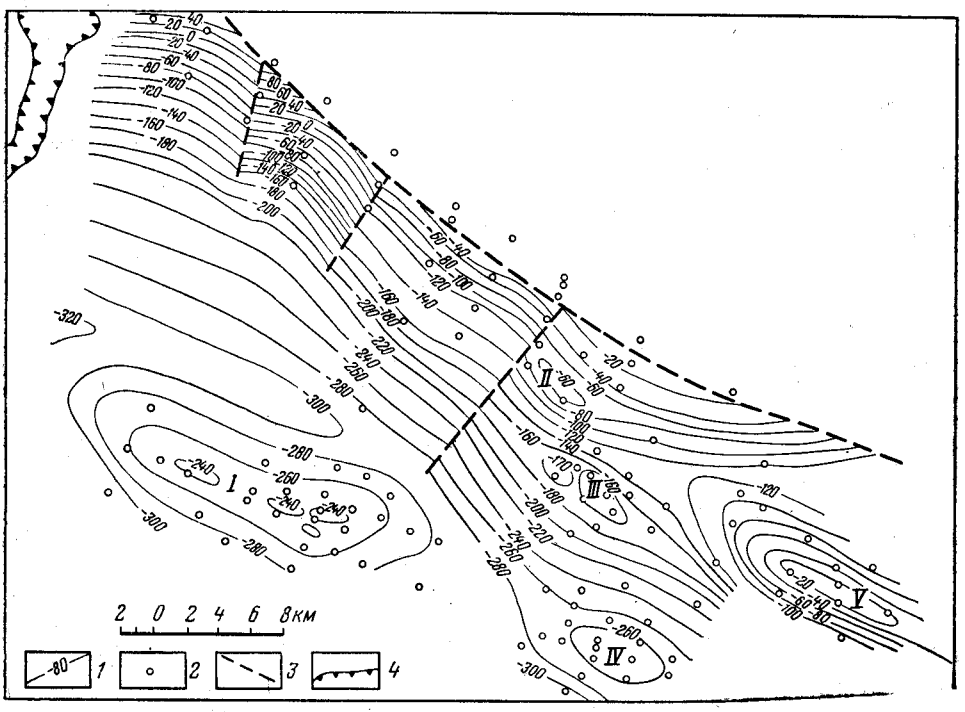


Рис. 27. Структурная карта подошвы туронского яруса района Жетыбайской антиклинали (по В. В. Козмодемьянскому)

1 — изогипсы, *2* — скважины, вскрывшие подошву турона, *3* — разломы, *4* — чинки (обрывы) бессточных впадин.

Антиклинали: I — Жетыбайская, II — Асарская, III — Карамандыбасская, IV — Западно-Жетыбайская, V — Узеньская

Кокумбайская, Тогызкенская. Они подробно описаны Б. Ф. Дьяковым и др. (1961), П. И. Краевым (1961, 1962), Н. У. Имашевым и др. (1962), В. В. Козмодемьянским (1962, 1963), Р. И. Вяловой и А. В. Дорогокупец (1963), Р. И. Вяловой, А. И. Киричковой, С. А. Шалабаевым (1963), М. К. Байларовой, Ж. С. Туремуратовым (1964), Ж. С. Туремуратовым (1964), С. Е. Чакобаевым и др. (1964), В. В. Козмодемьянским, К. В. Кручининым (1965), Ю. А. Волож (1965 г.). Амплитуда структур невелика и даже в наиболее крупных из них (Тарлинская, Жетыбайская и Узеньская) измеряется всего несколькими десятками метров. Антиклинали и брахиантиклинали не образуют единой структурной линии, располагаясь в различных частях Жетыбайской ступени.

* Тарлинская антиклиналь на дне впадины Карагие осложнена несколькими крутыми брахиантиклиналями, связанными, по-видимому, с пластичным течением глинистых толщ нижнего мела или юры за счет давления бортов впадины (экзотектонические структуры). Подобного типа складки обнаружены еще в ряде других мест вдоль восточного борта впадины Карагие.

http://jurassic.ru/

Обычно они находятся на значительном расстоянии одна от другой или сопрягаются кулисообразно.

Несколько меньших размеров ступень выделяется к югу от Карашекской мегантиклинали. В настоящее время она изучена недостаточно полно.

При анализе пространственного положения описанных выше структурных элементов платформенного чехла Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей выясняются следующие закономерности (см. рис. 23). На западе структурные элементы протягиваются параллельно общему ее направлению. Однако уже на Восточном Мангышлаке они расположены под углом 15—20° к ее общему простиранию. Здесь и дальше к востоку, в пределах Центрального Устюрта и аллювиальной равнины низовьев р. Амударьи, развито несколько структурных элементов, кулисообразно подставляющих друг друга.

На севере Мангышлакская система имеет очень резкую прямолинейную границу. В ее восточной части эта граница определена флексурно-разрывной зоной, тянущейся вдоль северных крыльев Айбугирской и Карабаурской мегантиклиналей Центрального Устюрта. В Центральном и Западном Мангышлаке она выражена линейными антиклиналями, параллельными общему направлению системы. На крайнем западе северное крыло Тюбкараганской мегантиклинали оборвано региональным разломом. Южная граница Мангышлакской системы только в меньшей по протяженности западной части является прямолинейной. От юго-восточного замыкания Беке-Башкудукской мегантиклинали она носит неровный фестончатый характер. Здесь антиклинальные структурные элементы далеко вдаются в сторону прогибов, расположенных к югу от этой системы, постепенно затухая по направлению к их центральным частям. Напротив, от этих прогибов далеко в глубь Мангышлакской системы заходят структурные заливы, разделяющие рассмотренные выше мегантиклинали. Таким образом, южная граница Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей имеет неровные, извилистые очертания, связанные с отклонением к юго-востоку составляющих ее структурных элементов и их постепенным затуханием в сторону прогибов.

Южно-Мангышлакский прогиб. К югу от Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей расположен глубокий и сложно построенный прогиб, занимающий почти всю площадь Южно-Мангышлакского плато и выделяемый под одноименным названием (см. рис. 23). Его строение освещено довольно подробно во многих работах (Сергеев, 1949; Рихтер, Маев, 1955, 1962; Дьяков, 1957, 1959, 1963; Годин и др., 1958; Плещеев, Волчегурский, 1958; Коган, Пасуманский, 1959; Куприн, 1959, 1965; Ларин, 1959; Мстиславский, Столяров, 1960; Успенская, Ларин, 1960; Дьяков и др., 1961; Левин и др., 1961; Имашев и др., 1962; Клейнер, 1962; Куприн, Левин, 1962; Куприн, Левин, Сальман, 1962; Мильничук, 1962; Столяров, Шлезингер, 1962; Черепанов, Слепакова, 1963; Козмодемьянский, Нурманов, 1964; Дикенштейн и др., 1965; Захидов, 1965; Козмодемьянский, Кручинин, 1965; Столяров, Семенов, 1965). Южно-Мангышлакский прогиб протягивается в субширотном направлении на расстояние около 300 *км* при ширине до 75 *км*. С поверхности он сложен отложениями неогена, и лишь в глубоких бессточных впадинах вскрываются породы палеогена. В наиболее глубокой части прогиба расположены бессточные впадины Каунды и Жазгурлы (Димаков и др., 1963). Здесь кровля меловых отложений опущена до отметки — 1200 *м*, а поверхность фундамента до — 5500 *м*.

http://jurassic.ru/

Эта часть прогиба выделяется под названием Жазгурлинской мульды. К северо-западу от бессточной впадины Каунды намечается центроклинальное замыкание мульды, которое прослеживается до южной окраины бессточной впадины Карагие. Еще северо-западнее слои испытывают региональное погружение уже к юго-западу в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба.

Вновь южное крыло прогиба намечается лишь в районе мыса Сегендык, где вырисовывается небольших размеров структурный залив (Сегендыкская мульда), который под водами Каспийского моря раскрывается и переходит в региональное погружение слоев в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба.

Южно-Мангышлакский прогиб имеет резко выраженное асимметричное строение. Северное его крыло более крутое, местами осложненное флексурообразными изгибами (погружение поверхности меловых отложений в их пределах равно 40—50 *м* на 1 *км*). На южном крыле наклон этой поверхности не превышает 10 *м* на 1 *км*. Центральная часть и крылья Южно-Мангышлакского прогиба осложнены рядом локальных структур, выявленных в последние годы сейсморазведкой.

В районе мыса Песчаного расположено погребенное под неогеновым покровом крупное одноименное поднятие, выявленное сейсморазведкой (Коган, Пасуманский, 1959; Столяров и Шлезингер, 1962). Оно имеет большие размеры и округлую неправильную форму. Большая его южная и западная части находятся под акваторией Каспийского моря. Амплитуда поднятия по подошве неокома по отношению к центральной части Южно-Мангышлакского прогиба достигает 600 *м*. Центральная часть поднятия мыса Песчаного осложнена небольших размеров брахиантиклиналью (Козмодемьянский, Нурманов, 1964).

К югу от Песчаномысского поднятия под водами Каспийского моря выделен Казахский структурный залив. Он простирается в широтном направлении на 75 *км* при ширине до 30—35 *км*. На востоке, близ берега моря, он резко выраженной седловиной отделяется от Жазгурлинской мульды Южно-Мангышлакского прогиба, а на западе раскрывается в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба (Лебедев, 1961; Маловицкий, 1965; Николаева, 1965).

К востоку от впадины Жазгурлы намечается замыкание Южно-Мангышлакского прогиба, центроклинальное окончание которого прослеживается вплоть до впадины Каранжарык. Здесь расположена четко выраженная Каранжарыкская седловина, осложненная несколькими локальными структурами (Захидов, 1965).

Региональный подъем слоев к югу от впадины Каунды прослеживается примерно до широты 42° 41′. Здесь выделено крупное Карадуанское поднятие субширотной ориентировки. На восток оно непосредственно переходит в северо-западную периклиналь Туаркырской мегантиклинали (Годин и др., 1958).

К югу от Карадуанского поднятия расположен неглубокий асимметричный прогиб, выделяемый под названием Мазарлинского (Рихтер, Маев, 1955). Его северное крыло более крутое, южное более пологое. Оно постепенно переходит в обширный Карабогазский свод.

Северо-Бузачинский свод. В северо-западной части полуострова Бузачи расположен крупный Северо-Бузачинский свод, строение которого освещено в работах Ю. М. Васильева (1956, 1957), А. И. Димакова (1957, 1959), Ю. М. Васильева, В. С. Мильничука (1964). Свод вытянут в широтном направлении. Его длина в пределах суши по выходу меловых отложений на доантропогеновую поверхность составляет 100 *км*, ширина — более 50 *км*. В центральной части свода под сравнительно маломощным чехлом антропогеновых осадков выхо-

http://jurassic.ru/

дят отложения альба, последовательно обрамляемые всеми горизонтами верхнего мела и палеогена. Восточное погружение Северо-Бузачинского свода в его центральной части осложнено сбросом с амплитудой около 100 *м* по поверхности меловых отложений. Несколько южнее устанавливается второй сброс с меньшей амплитудой. Падение пород на южном крыле и в присводовой части северного крыла местами достигает 1—5°, причем наибольшие величины отмечаются на относительно коротких расстояниях, приурочиваясь к флексурообразным изгибам. Северо-Бузачинский свод осложнен в ряде мест (особенно по южному крылу и восточной периклинали) мелкими антиклинальными вздутиями, структурными террасами и структурными носами, амплитуда которых не превышает первые десятки метров.

Морские сейсморазведочные и батиметрические исследования (Вартанов, Корнев, 1961; Леонтьев, 1961; Борисов и др., 1962; Корнев и др., 1962; Борисов, Маловицкий, 1964) показывают, что зона высокого положения мезозойских пород протягивается под водами Каспийского моря в широтном направлении еще на расстояние около 150 *км*. Здесь слои мезозоя обнаруживают довольно четкое погружение (10—20 *м* на 1 *км*), вырисовывая западную периклиналь Северо-Бузачинского свода. Северное крыло свода, расположенное под водами моря, почти на всем протяжении осложнено резким флексурообразным изгибом, в пределах которого слои мезозоя испытывают довольно крутое погружение (до 50 *м* на 1 *км*). По этой флексуре происходит его сочленение с Западно-Бузачинской седловиной и с прогибами, идущими со стороны Скифской плиты Предкавказья. Таким образом, Северо-Бузачинский свод представляет собой крупную структуру, вытянутую широтно на расстоянии около 300 *км* при ширине до 150 *км*.

В пределах восточного склона Северо-Бузачинского свода поверхность меловых отложений испытывает пологое погружение (первые метры на 1 *км*) в сторону сора Кайдак, вырисовывая одновременно и западную центроклиналь Северо-Устюртского прогиба. На фоне этой моноклинали среди сплошного поля отложений олигоцена картировочными скважинами под маломощным покровом антропогеновых отложений у южного берега залива Комсомолец вскрыты белые мергели адаевской свиты верхнего эоцена. Ю. М. Васильев (1958) эти выходы связывал с пологими платформенными структурами, выделяя их соответственно под названием Турумской и Тасурпинской. Однако пробуренные позднее близ этих выходов скважины глубиной 500 *м* не вышли из отложений олигоцена. Сейсмический профиль вдоль западного побережья сора Кайдак также не подтвердил указанных структур. По-видимому, если отмеченные выходы верхнеэоценовых пород действительно существуют, то они, скорее всего, связаны с небольшими по размерам соляными диапирами. Крылья последних могут иметь значительную крутизну, вследствие чего отложения эоцена на небольшом расстоянии резко погружаются под отложения олигоцена.

Непосредственно к юго-востоку от Северо-Бузачинского свода, отделяясь неглубоким перегибом шарнира, расположена Казанская брахиантиклиналь. Она начинает полосу небольших поднятий, прослеживаемых в субширотном направлении от центральной части полуострова Бузачи через сор Кайдак по южной периферии Северного Устюрта почти до сора Барса-Кельмес и выделяемых под названием Кызано-Байчагырской зоны поднятий. Брахиантиклинали в ее пределах достигают в длину 25—30 *км* и в ширину 10—15 *км*. Углы наклона слоев палеогеновых и верхнемеловых пород на их крыльях не превышают первые градусы, а чаще составляют десятки минут. Расположенная к востоку от Кызанской брахиантиклинали Кайдакская (Кырынская)

http://jurassic.ru/

брахиантиклиналь, изученная по данным сейсморазведки, осложнена продольным сбросом, по которому северо-восточный блок на несколько десятков метров оказался опущенным.

К югу от Северо-Бузачинского поднятия расположен пологий неглубокий Южно-Бузачинский прогиб. Он протягивается в широтном направлении на расстоянии около 125 *км*. Перегибом шарнира он разделен на две мульды. Глубина залегания поверхности меловых отложений в восточной из них составляет около 175 *м*. Деформация меловых отложений в пределах Южно-Бузачинского прогиба составляет первые метры на 1 *км*. На западе он скрывается под водами Мангышлакского залива, где замыкается и быстро затухает.

На востоке Кызано-Байчагырская зона поднятий отделяет Южно-Бузачинский прогиб от зоны регионального погружения слоев к северо-востоку, в сторону Северо-Устюртского прогиба.

Третий (среднемиоценово-нижнеплиоценовый) структурный ярус. Отложения среднемиоценово-нижнеплиоценового структурного яруса покрывают сплошным покровом территорию Южного Мангышлака. В центральной части полуострова по отдельным останцовым горам, верхняя часть которых сложена породами неогена, можно в общих чертах наметить структурный план этого яруса. Отложения среднемиоценово-нижнеплиоценового структурного яруса в сглаженном виде повторяют структурные формы среднеюрско-нижнемиоценового яруса (рис. 28), причем осевые линии антиклиналей и синклиналей в этих отложениях часто бывают смещены, а контрастность их проявления сглажена. Если в породах среднеюрско-нижнемиоценового структурного яруса амплитуда вертикального перемещения слоев между антиклинальной зоной и сопряженной с ней синклинальной достигает первых тысяч метров, то в породах неогенового структурного яруса она не превышает первых сотен метров. Как правило, на крыльях антиклиналей углы наклона пород среднемиоценово-нижнеплиоценового структурного яруса достигают 1—2°, лишь во флексурах они изредка увеличиваются до 5°, реже 10°. В удалении от сводов, на погруженных участках крыльев и в синклиналях, углы падения пород не превышают долей градуса.

Большинство разрывных нарушений в породах третьего структурного яруса, как правило, затухает. Но некоторые из них все же затрагивают отложения неогена. Такие разрывные нарушения обнаружены на северном крыле Тюбкараганской мегантиклинали, в своде Тюбеджикской антиклинали и в центральной части Беке-Башкудукской мегантиклинали. Во всех случаях эти нарушения имеют характер сбросов с амплитудами, не превышающими первые десятки метров.

В области, тяготеющей к Каспийскому морю, в пределах Южно-Мангышлакского плато, поведение юрско-нижнемиоценового и среднемиоценово-нижнеплиоценового структурных ярусов резко различно. К юго-западу и югу от осевой зоны Сегендыкской мульды вдоль побережья отложения неогена испытывают региональное погружение в сторону Каспийского моря, затушевывая структуры юрско-нижнемиоценового комплекса пород.

Структурный план неогеновых пород нашел четкое отражение в современном рельефе. Топографическая карта полуострова Тюбкараган и Южно-Мангышлакского плато, где повсеместно развиты породы неогена, является, по существу, структурной схемой, передающей основные структурные элементы. Исключения составляют участки, занятые бессточными впадинами и эрозионными углублениями, где отложения неогена частично или полностью уничтожены денудацией, вследствие

http://jurassic.ru/

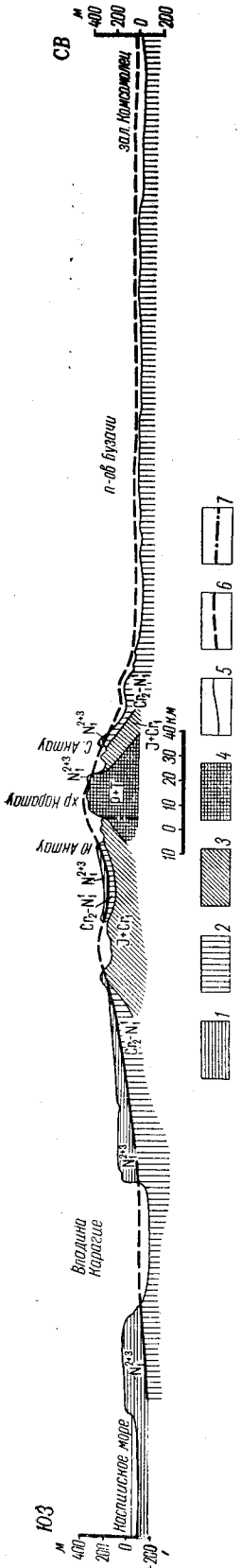


Рис. 28. Гипсометрическое положение подошвы среднего миоцена (разрез вкрест простирания структурных элементов Мангышлака)
1 — средний и верхний миоцен, *2* — верхний мел — нижний миоцен, *3* — юра — нижний мел, *4* — пермо-триас, *5* — подошва среднего миоцена, *6* — предполагаемое положение подошвы среднего миоцена до современного размыва. *7* — тектонические нарушения

чего их современный рельеф не отражает здесь неогеновый структурный план.

Четвертый (верхнеплиоценово-четвертичный) структурный ярус. Отложения верхнего плиоцена и антропогена практически не дислоцированы. Обнаружены лишь незначительные изменения высотного положения морских террас вдоль восточного побережья Каспийского моря. Так, на полуострове Тюбкараган они залегают на несколько десятков метров выше, чем на Южно-Мангышлакском плато (Федоров, 1952). В. Г. Рихтер (1962) отметил, что послехвалынские береговые линии на подводном склоне Каспия также несколько деформированы, причем изменение их высотного положения достигает 10 *м*. Это все, что известно о дислокациях верхнеплиоценово-четвертичных отложений. На Горном Мангышлаке широко развитые плиты конгломератов и брекчий (кыспаки) верхнего плиоцена залегают практически горизонтально. Таким образом, амплитуда суммарных вертикальных перемещений отложений четвертого структурного яруса не выходит за пределы первых десятков метров.

Анализ соотношений структурных форм фундамента и платформенного чехла показывает, что на Центральном Мангышлаке наиболее древние и интенсивно дислоцированные горизонты складчатого фундамента приурочены к сводам антиклинальных структур платформенного чехла. Более молодые и менее дислоцированные горизонты складчатого фундамента, по-видимому, развиты под синклинальными структурами платформенного чехла. Еще более тесная унаследованная связь наблюдается между разломами, развитыми в породах фундамента и платформенного чехла.

УСТЮРТ

В результате широко развернувшихся с 1955 г. на плато Устюрт геологосъемочных, геофизических, поисково-разведочных и исследовательских работ, проведенных силами Всесоюзного аэрогеологического треста, Союзной геологопоисковой конторы, трестов «Актюбнефтеразведка», «Казнефтегеофизика», конторы «Спецгеофизика» и другими организациями, тектоника Устюрта в настоящее время изучена довольно хорошо.

http://jurassic.ru/

Описание тектоники Устюрта и его отдельных частей можно найти в работах А. Л. Яншина (1948а, 1955), Р. Г. Гарецкого, В. И. Шрайбман (1960), П. И. Краева (1957), Н. В. Неволина (1958), В. В. Ишутина (1960), Ю. Я. Кузнецова, В. В. Прусова (1960), Р. Г. Гарецкого (1962), М. С. Арабаджи и др. (1963), Ю. М. Васильева (1958), Ю. М. Васильева и В. С. Мильничука (1961), М. М. Чарыгина и др. (1963), Р. Г. Гарецкого, В. И. Самодурова и др. (1963), Д. А. Туголесова (1963), Л. Г. Кирюхина и И. С. Плещеева (1964б), Р. Г. Гарецкого, Л. Г. Кирюхина и И. С. Плещеева (1965), И. С. Плещеева (1964), И. С. Вольвовского, Р. Г. Гарецкого и др. (1964, 1965, 1966), А. Е. Шлезингера (1965), Ю. М. Клейнера (1965) и др.

Строение платформенного чехла хорошо заметно на прилагаемых структурных схемах кровли меловых (рис. 29) и подошвы сарматских (рис. 30) отложений. Структурная схема подошвы сармата составлена по данным бурения большого числа скважин. Структурная карта кровли мела для антиклинальных участков также составлена по данным многочисленных скважин, а для синклинальных — или по данным сейсморазведочных исследований, на которых кровля мела хорошо фиксируется (I опорный отражающий горизонт), или по пересчету мощностей палеогеновых отложений (верхняя часть их также вскрыта многими скважинами).

На Устюрте прослеживается ряд крупных субширотных структур. Крайней северной из них является впервые выделенный А. Л. Яншиным (1948 б) Северо-Устюртский прогиб, протянувшийся от Каспийского моря на западе до Аральского на востоке. Северное крыло прогиба испытывает постепенное воздымание в сторону края Прикаспийской впадины и района южного погружения Уральской складчатой системы. Это крыло построено довольно сложно за счет осложняющих его Мынсуалмасской и Актумсыкской групп структур.

Мынсуалмасская группа структур протягивается от солончаков Мертвого Култука (здесь в последние годы сейсморазведкой выявлено несколько брахиантиклиналей) на восток-северо-восток вдоль северного чинка Устюрта до урочища Чумышколь на расстояние около 350 *км*. Она состоит из отдельных брахиантиклиналей простой морфологии, разделенных в результате ундуляции шарнира или (чаще) кулисообразно расположенных друг к другу. Длина их 5—20 *км* (реже до 30 *км*), ширина до 10 *км*. Брахиантиклинали разделены менее четко выраженными синклиналями. Несколько отличную морфологию имеет Саргинский купол, осложненный в сводовой части грабеном. Сходство морфологии Саргинского купола с соляными куполами Прикаспийской впадины дает некоторым исследователям основание связывать его происхождение с соляной тектоникой (Краев, 1957). С севера Мынсуалмасская группа структур ограничена слабо выраженными синклиналями. Амплитуда как отдельных брахиантиклиналей, так и всей зоны в целом по отношению к расположенным с севера синклиналям по кровле мела составляет первые десятки метров и не превышает 70—80 *м*. Брахиантиклинали, как правило, асимметричны. Наклон поверхности меловых отложений на их южных крыльях достигает 20—25 *м* на 1 *км*, а на северных — не превышает 7—10, реже 15 *м* на 1 *км*.

Восточное окончание Мынсуалмасской группы структур (рис. 31), детально описанное Л. Г. Кирюхиным и И. С. Плещеевым (1964 а, б), глубоким Токсанбай-Замстанским структурным заливом отграничивается от Актумсыкской группы структур.

От Мынсуалмасской и Актумсыкской групп структур кровля меловых отложений, залегающая на отметках от —200 до —400 *м*, погружается к югу, в глубь плато Устюрт, до соров Сам и Матайкум и одно-

http://jurassic.ru/

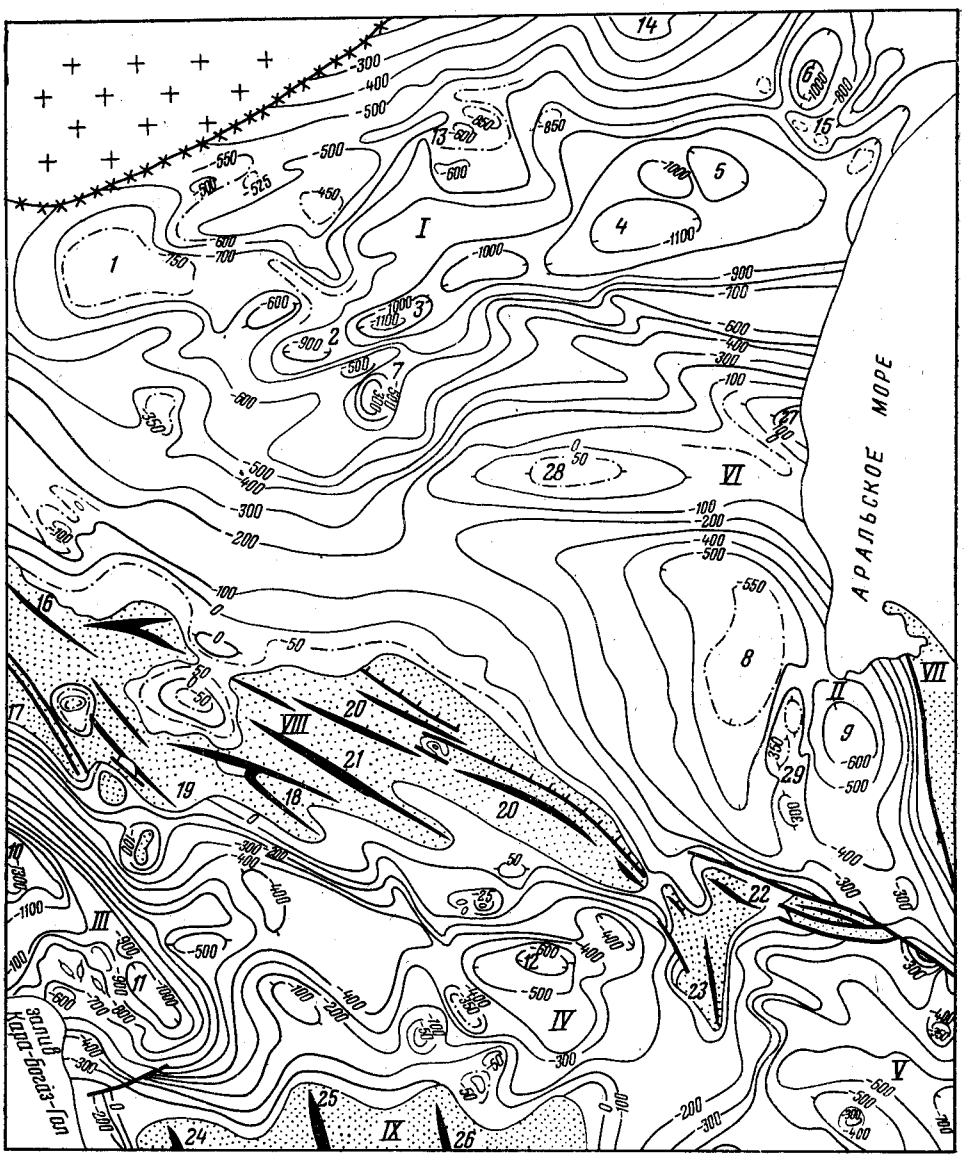


Рис. 29. Структурная карта кровли меловых отложений Устюрта

1 — выходы меловых отложений на поверхность, *2* — стратоизогипсы кровли мела, *3* — краевой шов юго-восточного ограничения Русской плиты, *4* — Прикаспийская впадина Русской плиты, *5* — разломы в юрских и меловых отложениях, *6* — флексуры, *7* — оси мегантиклиналей.

Прогибы: I — Северо-Устюртский, II — Барсакельмесский, III — Южно-Мангышлакский, IV — Ассакееуданский, V — Хорезмско-Измаильский. *Мегантиклинали:* VI — Кассарминская, VII — Нижнеамударьинская. *Системы мегантиклиналей и мегасинклиналей:* VIII — Мангышлакская, IX — Туаркырская. *Мульды:* 1 — Култукская, 2 — Манашинская, 3 — Самская, 4 — Матайкумская, 5 — Косбулакская, 6 — Кошкаратинская, 7 — Каратюлейская, 8 — Барсакельмесская, 9 — Судочья, 10 — Сегендыкская, 11 — Жазгурлинская, 12 — Ассакеуданская. *Группы структур:* *13* — Мынсуалмасская, 14 — Актумсыкская, 15 — Базайско-Аккулковская. *Мегантиклинали и мегасинклинали Мангышлакской системы:* 16 — Тузбаирская, 17 — Тумгачинская, 18 — Карамаинско-Музбельская, 19 — Карашекская, 20 — Карабаурская, 21 — Каратебинская, 22 — Айбугирская, 23 — Шорджинская. *Мегантиклинали Туаркырской системы:* 24 — Туаркырская, 25 — Кумсебшенская, 26 — Карашорская. *Антиклинали:* 27 — Кассарминская, 28 — Теренкудукская, 29 — Аламбек-Кабанбайская

http://jurassic.ru/

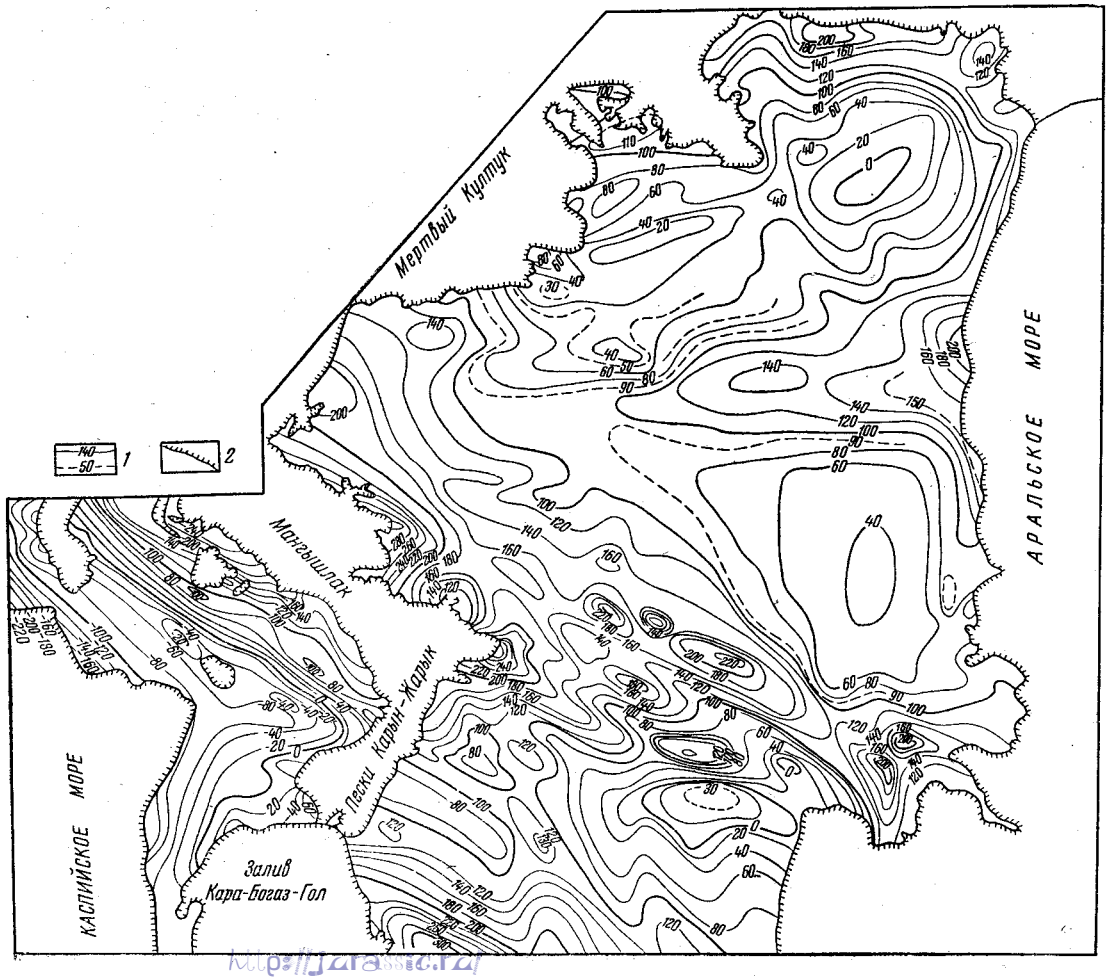


Рис. 30. Структурная карта подошвы сарматских отложений Устюрта (по Л. Г. Кирюхину, Ю. Я. Кузнецову, С. Е. Петрову, И. С. Плещееву и В. В. Прусову)

1 — стратоизогипсы подошвы сармата (*а* — основные, через 20 *м*; *б* — промежуточные, через 10 *м*), *2* — граница распространения отложений сармата

именных песчаных массивов. Здесь проходит осевая зона Северо-Устюртского прогиба, характеризующаяся наименьшими отметками рельефа и наиболее глубоким залеганием поверхности меловых отложений, достигающим 1000—1100 *м*. В осевой зоне прогиба выделяются следующие замкнутые мульды (с запада на восток): Мертвокултукская, Каратюлейская, Самская, Матайкумская и Косбулакская. Мульды разделяются седловинами, в пределах которых кровля меловых

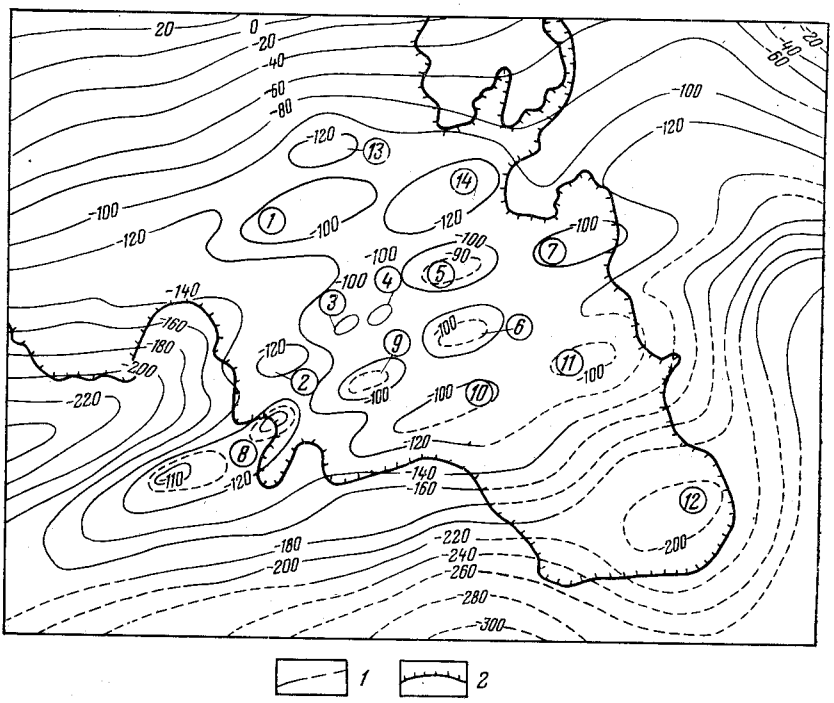


Рис. 31. Структурная схема кровли отложений нижнего олигоцена (чеганской свиты) Мынсуалмасской группы структур

1 — стратоизогипсы кровли нижнего олигоцена (достоверные и предполагаемые), *2* — чинки (обрывы) Устюрта.

Брахиантиклинали: 1 — Шагырлинская, 2 — Западно-Молкудукская, 3 — Молкудукская I, 4 — Молкудукская II, 5 — Кызылоикская, 6 — Южно-Кызылоикская, 7 — Культабанская, 8 — Ункудукская, 9 — Шомыштыкольская, 10 — Централь-Шомыштыкольская, 11 —Аяксорская, 12 — Восточно-Шомыштыкольская. *Брахисинклинали:* 13 —Жаршокинская, 14 — Кайнарская

отложений залегает на 50—100 *м*, реже на 100—200 *м* выше по сравнению с днищами мульд. Наиболее крупной и глубокой является Матайкумская мульда, длина которой около 150 *км* и ширина 75 *км*. Глубина залегания кровли мела здесь превышает 1100 *м*. Уклон поверхности меловых отложений в центральной части прогиба имеет относительно небольшие величины (как правило, первые метры на 1 *км*). Лишь в восточной части южного его крыла она увеличивается до 20—30 *м* на 1 *км*. Напротив, в западной части поверхность меловых отложений полого (первые метры на 1 *км*) поднимается от центральной части прогиба к югу, в сторону Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. К востоку от сора Косбулак намечается региональный подъем шарнира Северо-Устюртского прогиба в сторону северо-восточного чинка плато Устюрт, обусловивший его пологое центроклинальное замыкание вплоть до Узынтакырской седловины и Аккулковского поднятия, отделяющих расположенный северо-восточнее Челкарский прогиб.

http://jurassic.ru/

К западу от Мертвокултукской мульды шарнир Северо-Устюртского прогиба испытывает пологое воздымание (первые метры на 1 *км*). По данным морской сейсморазведки (Маловицкий, 1964), центральная часть прогиба проходит близ северного берега полуострова Бузачи почти в широтном направлении. Он становится здесь значительно более мелким и узким. Пологое замыкание Северо-Устюртского прогиба происходит почти на меридиане западного берега полуострова Бузачи, где он резко выраженной седловиной (Западно-Бузачинская) отделяется от прогибов, идущих со стороны Скифской плиты.

Кассарминская мегантиклиналь почти широтно протягивается от мыса Актумсык и колодца Кассарма на побережье Аральского моря в глубь плато Устюрт (Гарецкий, Самодуров и Яншин, 1958). Длина ее на плато составляет 200 *км*, ширина — 100 — 125 *км*. На востоке мегантиклиналь скрывается под водами Аральского моря. Кассарминская мегантиклиналь состоит из крупных антиклиналей, разделенных синклиналями (Ишутин, 1960; Зорькин и др., 1961; Акрамходжаев и др., 1962, 1967). Западная ее часть, расположенная на плато, представляет собой систему веерообразно расходящихся в западном и северо-западном направлениях структурных носов.

Северной структурой этой мегантиклинали является собственно Кассарминская антиклиналь. В пределах суши она представляет собой крупный асимметричный структурный нос, погружающийся в северо-западном направлении. Его северо-восточное крыло и северо-западная периклиналь более крутые (наклон слоев до 10—20 *м* на 1 *км*). Они переходят во флексуру, отделяющую Кассарминскую мегантиклиналь от сопряженного с нею Северо-Устюртского прогиба. На более пологом юго-восточном крыле наклон поверхности меловых отложений измеряется первыми метрами на 1 *км*.

Южную часть мегантиклинали составляет Теренкудукская антиклиналь, ориентированная строго широтно. Она имеет пологий широкий свод и более крутые крылья (наклон последних до 10—12 *м* на 1 *км*), по которым намечается сопряжение антиклинали на северо-западе с Северо-Устюртским прогибом, а на юге с Барсакельмесской впадиной. В восточной части северного крыла наклон поверхности меловых отложений уменьшается до первых метров на 1 *км*. В западном направлении Теренкудукская антиклиналь испытывает довольно резкое погружение, где полностью затухает, вследствие чего слои здесь имеют региональный наклон к северу, обрисовывая южное крыло Северо-Устюртского прогиба. Восточная периклиналь антиклинали имеет значительно меньшую амплитуду.

К юго-западу от Кассарминской мегантиклинали расположен Барсакельмесский прогиб. Он слабо вытянут с северо-запада на юго-восток на расстояние около 300 *км* при ширине до 150 *км*. В северо-западной части прогиб поворачивает к западу, приобретая почти широтную ориентировку, с одновременным воздыманием шарнира и резким сужением структуры. На меридиане западного затухания Теренкудукской антиклинали намечается седловина, отделяющая северо-западную центроклиналь Барсакельмесского прогиба от южного крыла Северо-Устюртского прогиба. По сравнению с Северо-Устюртским прогибом Барсакельмесский имеет меньшую глубину (кровля верхнемеловых отложений в его центральной части в районе одноименного сора залегает на глубинах около 600 *м*).

Барсакельмесский прогиб осложнен крупной Аламбек-Кабанбайской антиклиналью, вытянутой в меридиональном направлении на расстояние около 100 *км* при ширине до 20 *км*. Центральная часть Аламбек-Кабанбайской антиклинали осложнена несколькими брахиантикли-

http://jurassic.ru/

налами, из которых наиболее хорошо изучены Аламбекская и Коскалинская брахиантиклинали. Антиклиналь делит Барсакельмесскую впадину на две изолированные мульды: восточную собственно Барсакельмесскую и западную Судочью, замкнутые по стратоизогипсе —500 *м*.

От побережья Каспийского моря на западе через плато Устюрт до равнины Даръялыка на востоке прослеживается Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей (Яншин, 1948 а; Луппов, 1952; Гарецкий, Самодуров и др., 1963; Шлезингер, 1965 а, б). На Устюрт заходят структуры продолжения Восточного Мангышлака, описанные выше, и развиты структуры Центрального Устюрта.

Восточную часть Мангышлакской системы составляют крупные мегантиклинали и разделяющие их мегасинклинали. Мегантиклинали имеют коробчатое строение. Как правило, ундуляциями шарнира они разделяются на крупные антиклинали.

Крайним западным структурным элементом является Тузбаирская мегантиклиналь. Она расположена к северо-востоку от Тумгачинской мегантиклинали и протягивается от одноименного сора сначала в восток-юго-восточном направлении, а затем, вблизи чинков Устюрта, в юго-восточном, и быстро затухает.

С востока Тузбаирская мегантиклиналь кулисообразно сочленяется с Карабаурской мегантиклиналью. Последняя начинается близ чинка плато Устюрт, в районе урочища Кызыладыр, и прослеживается по геофизическим данным (Манилов, 1964) и бурения (Кузьмин, 1964) под неогеновыми породами далеко в глубь плато в юго-восточном направлении на расстояние около 350 *км* при ширине до 30—35 *км*. В результате ундуляции шарнира в своде Карабаурской мегантиклинали выделяется несколько седловин (Алексеев и др., 1965). Западная периклиналь собственно Карабаурской антиклинали осложнена небольших размеров Байменским грабеном. Здесь, в своде структуры среди сплошного поля распространения осадков сеномана развиты отложения палеогена. Северное крыло мегантиклинали на всем протяжении значительно круче, чем южное. Углы наклона пород верхнего мела на северном крыле достигают 20—25°, а на южном уменьшаются до 5—6°.

В восточной части мегантиклинали флексурообразный изгиб слоев северного крыла переходит, по-видимому, в крупное разрывное нарушение (Астафьева, 1964), по которому отложения альба приподнятого южного блока приведены в соприкосновение с отложениями сенона.

Каратебинская мегантиклиналь расположена непосредственно к югу от Карабаурской и простирается параллельно последней на протяжении около 200 *км* при ширине до 20—25 *км*. Каратебинская мегантиклиналь целиком перекрыта неогеновым чехлом и выявлена исключительно по данным бурения. В ее своде под породами неогена развиты отложения сеномана. В результате ундуляции шарнира выделяются две структуры. Западная из них, собственно Каратебинская, представляет узкую вытянутую антиклиналь. Западная ее периклиналь прослежена в породах сеномана еще на несколько десятков километров, почти до меридиана чинка Устюрта в районе колодца Кугусем. Вероятно, шарнир ее на этом протяжении испытывает ундуляцию, характер которой еще недостаточно изучен. В своде восточной части Каратебинской мегантиклинали выделяется небольших размеров Хоскудукская антиклиналь. Каратебинская мегантиклиналь имеет симметричное строение. Падение слоев на ее крыльях измеряется первыми градусами.

Бусагинская мегасинклиналь расположена к югу от Карабаурской мегантиклинали, далее к югу сопряжена с Карамаинско-Музбельской мегантиклиналью. На западе к ней подходит Тузбаирская мегантикли-

http://jurassic.ru/

наль, а восточная ее часть Каратебинской мегантиклиналью разделяется на две ветви. Мегасинклиналь простирается в субширотном направлении на 300 *км,* ширина ее до 50 *км.* С поверхности почти вся мегасинклиналь перекрыта отложениями неогена, и ее строение установлено по данным бурения и по выходам осадков мела и палеогена, которые вскрываются в глубоких оврагах, далеко заходящих с юга и в глубь плато Устюрт. Ее западная часть выделяется под названием собственно Бусагинской мульды. Эта мульда имеет значительные размеры, округлые очертания и выполнена в центральной части отложениями олигоцена. Падение пород на южном крыле мульды до 10°, на северном не более 1—2°. Западная ее центроклиналь сопрягается с Аличкинско-Боктинской мегасинклиналью. На северо-западе эта мульда, постепенно сужаясь, достигает чинков плато Устюрт, где ей соответствует выступающая останцовая гора Кольбай. На востоке Бусагинская мегасинклиналь разветвляется на две ветви: Ельтеджинскую и Кожинтайскую синклинали. На юго-востоке обе синклинали раскрываются в сторону Ассакеауданского прогиба.

Шорджинская мегантиклиналь расположена к юго-востоку от Карабаурской, разделяясь глубокой седловиной, намечающейся под неогеновым покровом по сплошному распространению отложений палеогена. Мегантиклиналь имеет юго-восточное простирание, а затем постепенно поворачивает к югу, приобретая строго меридиональное направление. Общая ее длина достигает 100 *км,* ширина 25 *км.* Почти на всем протяжении она перекрыта неогеновым покровом, и только в урочище Шорджа на поверхность выведены отложения верхнего мела, слагающие юго-западное крыло. Мегантиклиналь асимметрична. Ее юго-западное и западное крылья имеют наклон пород, измеряемый в несколько градусов. Например, в урочище Шорджа он достигает 5—10°. Наклон слоев на северном и северо-восточном крыльях структуры, по-видимому, не превышает первых градусов. В результате ундуляции шарнира в своде мегантиклинали выделяется ряд структур. Ее юго-западное крыло, по данным Г. Ф. Пантелеева и Н. Г. Попова (1961), осложнено взбросом или, возможно, системой взбросов северо-западного простирания. Плоскость взброса пройдена скважиной, которая из отложений сеномана — турона вошла в глины олигоцена. Породы сеномана — турона близ его плоскости сильно перемяты и имеют углы падения, достигающие 90°. Амплитуда взброса 500 *м.* Южная периклиналь Шорджинской мегантиклинали прослеживается еще на значительном расстоянии среди палеогеновых отложений Сарыкамышской впадины.

С севера за Шорджинскую структуру кулисообразно заходит Айбугирская мегантиклиналь. Последняя имеет субширотное простирание и только в крайней восточной части несколько отклоняется к юго-востоку. Длина ее достигает 150 *км,* ширина 20 *км.* В своде мегантиклинали в результате ундуляции шарнира выделяются несколько антиклиналей и брахиантиклиналей. Наиболее хорошо изучена центральная из них, известная как собственно Айбугирская горст-антиклиналь. Она расположена под аллювиальными наносами р. Амударьи, которые непосредственно подстилаются отложениями верхней юры, а на крыльях и периклиналях — отложениями мела. С севера и юга она ограничена крупными разрывными нарушениями, по которым ее крылья глубоко погружены. Южное из них, по крайней мере близ ядра антиклинали, имеет характер взброса или крутопадающего надвига, так как скважина, вошедшая в отложения верхней юры, пересекла его плоскость и вскрыла под ней непосредственно породы апта (Гарецкий, Пантелеев и др., 1964). Амплитуда смещения по разрывным нарушениям

http://jurassic.ru/

достигает 600 *м*. Нарушения протягиваются к чинкам плато Устюрт, где амплитуда их уменьшается до десятков метров. Чинк плато Устюрт в урочище Айбугир сложен породами верхнего мела и палеогена, представляя далекую периферию западной периклинали Айбугирской антиклинали. Здесь в меридиональном обрыве выходят отложения сенона, образующие пологий свод, осложненный системой мелких сбросов и взбросов с амплитудой в метры и первые десятки метров. На крыльях, где появляются породы палеогена, наклон последних измеряется первыми градусами. К востоку разрывные нарушения, ограничивающие свод Айбугирской антиклинали, сходятся в единый разлом, срезая ее восточную периклиналь. Отсюда они прослеживаются в виде единого разлома еще на значительное расстояние к восток-юго-востоку, доходя до пос. Куня-Ургенч. На всем протяжении юго-западный блок резко приподнят, представляя собой свод и юго-западное крыло Айбугирской мегантиклинали.

Южная периферия Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей на значительном протяжении осложнена ступенями: Жетыбайской, Шахпахтинской и др. Последняя расположена к югу от Карабаурской и Каратебинской мегантиклиналей и достигает 125 *км* в длину и 50 *км* в ширину. Значительную ее часть занимает собственно Шахпахтинская антиклиналь (Алиев и др., 1966). Она вытянута в широтном направлении и сложена в своде породами верхнего мела и низами палеогена. Свод антиклинали пологий, почти плоский, осложненный двумя куполовидными вздутиями. Антиклиналь резко асимметрична. Ее южное крыло крутое, с наклоном слоев в несколько градусов. В пределах южного крыла на небольшом участке во впадине из-под покрова неогена выведены на поверхность отложения эоцена. Северное крыло, напротив, очень пологое, и падение слоев не превышает одного градуса.

К югу от Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей прослеживается полоса глубокого залегания кровли меловых отложений, впервые выделенная Ю. Н. Годиным (1960) под названием Северо-Туркменского прогиба. На западе эта зона прогибов имеет субширотную ориентировку, но восточнее Шорджинской мегантиклинали ее простирание меняется на юго-восточное, а в крайней восточной части становится меридиональным. Таким образом, Северо-Туркменская зона прогибов в виде плавной дуги огибает положительные структурные элементы Центральной Туркмении. Ее длина достигает 1200 *км*, ширина 100 *км*.

Западную часть Северо-Туркменской зоны прогибов составляет Южно-Мангышлакский прогиб. К востоку от впадин Жазгурлы намечается его замыкание. В районе Карынжарык намечается четко выраженная Карынжарыкская седловина, осложненная несколькими локальными структурами (Шолохов, 1964; Захидов, 1965). Далее к востоку шарнир Северо-Туркменской зоны прогибов вновь испытывает погружение, вырисовывая Ассакеуданский прогиб. Он протягивается в субширотном направлении на расстояние около 300 *км*, ширина его до 80—100 *км*. На всем протяжении прогиб сложен с поверхности породами неогена. Седловинами и поперечными поднятиями он разделяется на несколько мульд. Максимальное погружение до —1000 *м* кровля меловых отложений испытывает в крайней западной из этих мульд, выделяемой под названием Учкудукской (Левин и др., 1961; Куприн и Левин, 1962, Шолохов, 1964; Захидов, 1965). В остальных частях Ассакеауданского прогиба кровля мела не погружается глубже отметок от —400 до —600 *м*. Прогиб имеет симметричное строение. В центральной части поверхность меловых отложений деформирована очень

http://jurassic.ru/

слабо (наклон слоев первые метры на 1 *км*). На ее крыльях наклон увеличивается до 25—30 *м* на 1 *км*. Центральная часть и крылья Ассакеауданского прогиба осложнены рядом локальных структур, наиболее полно изученных в его юго-западной части (Куприн и Левин, 1962; Шолохов, 1963; Захидов, 1965).

При сравнении структурных схем Устюрта по кровле мела и подошве сармата видно, что почти все структуры хорошо выражены по обеим картам. В более древних отложениях структуры выражены четче, углы падения круче, амплитуда поднятий и прогибов больше, чем в молодых. Закономерное увеличение мощностей осадочных пород в отрицательных структурах и сокращение их на сводах положительных, фиксируемое по всем стратиграфическим горизонтам, указывает на то, что формирование структур было длительным, протекавшим одновременно с осадкообразованием.

ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОГО КАЗАХСТАНА В СВЕТЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

Наличие в составе отложений, выполняющих Прикаспийскую впадину, мощных терригенных и соленосных толщ и глубокое залегание ее фундамента обусловили характерное для нее развитие преимущественно отрицательных значений аномалий силы тяжести и преобладание слабо аномального, местами почти нормального геомагнитного поля.

Прикаспийская впадина почти со всех сторон оконтурена зонами положительных значений силы тяжести, кроме участков, где ее отрицательные аномалии сливаются на востоке с подобными же аномалиями Актюбинского периклинального прогиба, а на северо-западе — с полосовыми минимумами Пачелмского прогиба. Положительные аномалии силы тяжести, окаймляющие Прикаспийскую впадину с севера и запада, принадлежат к участкам относительно повышенного залегания фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах Общего Сырта, Саратовского и Волгоградского Поволжья, а также правобережья Нижнего Поволжья. Южное ограничение гравитационного поля Прикаспийской впадины фиксируется широкой полосой Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума, которая, продолжаясь под водами Каспия, сменяется в дельте Волги Астраханским региональным гравитационным максимумом, протягивающимся вдоль восточного погребенного продолжения Донбасса.

Гравитационное поле Прикаспийской впадины (рис. 32) осложнено тремя региональными максимумами силы тяжести: Хобдинским, Аралсорским и Енотаевским. Наличие этих максимумов обособляет зоны региональных минимумов силы тяжести, которые между максимумами сливаются воедино.

Хобдинский региональный гравитационный максимум имеет в плане очертания равностороннего треугольника, обращенного вершиной на юг. Его основание проходит по широте 50°, а угол при вершине достигает южной оконечности песков Тайсуган в дельтовом ветвлении р. Уил. Его западное окончание намечается между поселками Чапаево и Калмыково на р. Урал, где нулевая изоаномала замыкается в районе пос. Мергеневский.

По северной и юго-западной сторонам «треугольника» Хобдинского регионального гравитационного максимума, к северу от 50° широты

http://jurassic.ru/

и 50° к юго-западу от линии, проходящей от пос. Мергеневский к южной оконечности песков Тайсуган, переход от положительных значений силы тяжести к отрицательным плавный. Напротив, с юго-востока данный региональный гравитационный максимум ограничен резкой

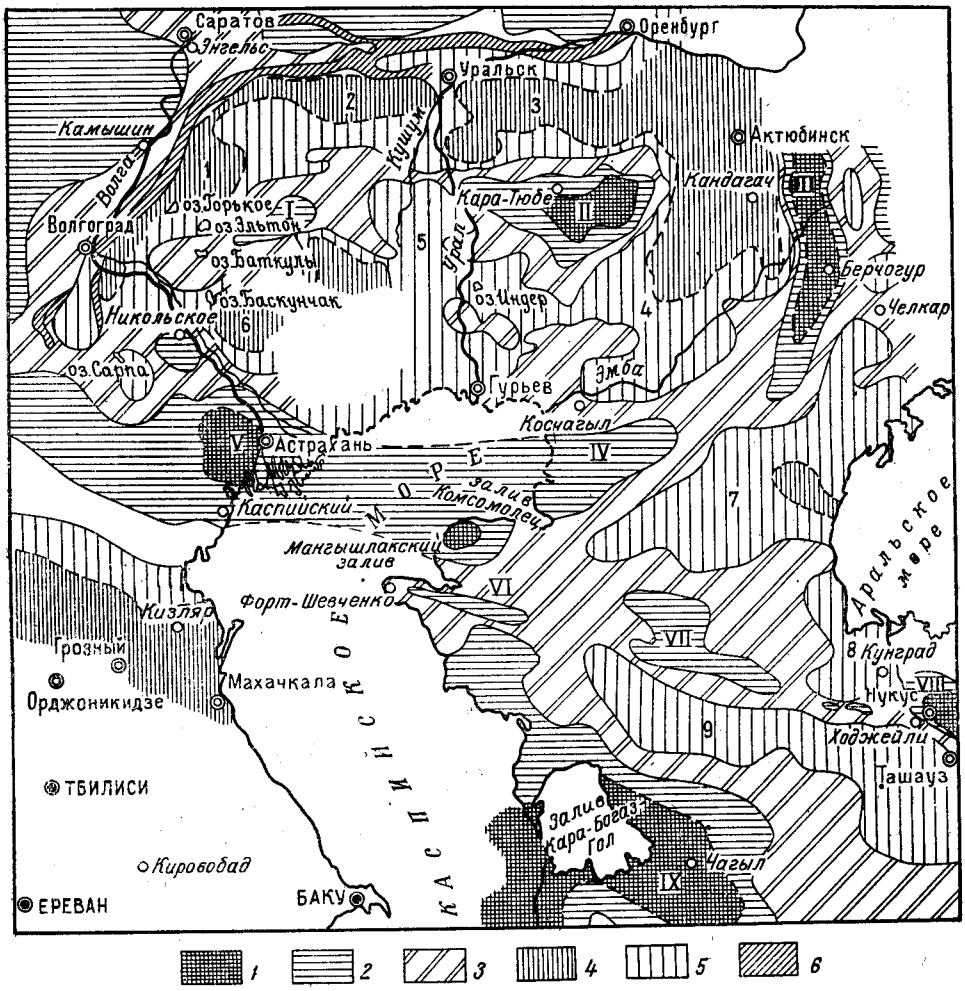


Рис. 32. Схема основных элементов гравитационного поля Западного Казахстана по Е. Ф. Козловой (Неволин, 1961)

1 — области положительных аномалий силы тяжести повышенной интенсивности; *2* — области положительных аномалий силы тяжести; *3* — области аномалий силы тяжести, близких к нулю; *4* — области отрицательных аномалий силы тяжести повышенной интенсивности; *5* — области отрицательных аномалий силы тяжести; *6* — зоны гравитационных ступеней.
Максимумы силы тяжести: I — Аралсорский, II — Хобдинский, III — Мугоджарский, IV — Южно-Эмбенский, V — Астраханский, VI — Мангышлакский, VII — Центрально-Устюртский, VIII — Султануиздагский, IX — Карабогаз-Туаркырский. *Минимумы силы тяжести:* 1 — Заволжский, 2 — Узеньский, 3 — Утвино-Илекский, 4 — Эмбенский, 5 — Нижнекушумский, 6 — Джанкалинский, 7 — Северо-Устюртский, 8 — Приамударьинский, 9 — Южно-Устюртский

и почти прямолинейной гравитационной ступенью, протягивающейся более чем на 180 *км* в восток-северо-восточном направлении (приблизительно ВСВ 70°) от южной оконечности песков Тайсуган, через г. Уил, к верховьям правого притока р. Уил—р. Бабатай. В средней части гравитационная ступень трижды пересекает р. Уил и проявлена наиболее отчетливо. На юго-западном и северо-восточном окончаниях

http://jurassic.ru/

она расчленяется на несколько узких полос и постепенно затухает.

Резкость и прямолинейность гравитационной ступени, ограничивающей на юго-востоке Хобдинский региональный гравитационный максимум, заставляет предполагать существование здесь на глубине крупного разлома, разделяющего участки с различным строением фундамента (возможно, кристаллической коры) и, вероятно, с различной геологической историей в течение большей части палеозоя (Журавлев, 1960а).

Хобдинский региональный гравитационный максимум с расположенным западнее, в пределах междуречья Урала и Волги, Аралсорским региональным максимумом прямой связи не имеет. Последний по отношению к Хобдинскому расположен кулисообразно и отделен от него широкой меридионально ориентированной полосой в основном отрицательных аномалий силы тяжести, охватывающих междуречье Урала и Бол. Узеня.

Аралсорский региональный гравитационный максимум протягивается полосой до 50—60 *км* шириной, ориентированной в восток-северо-восточном направлении (приблизительно ВСВ 70°), совпадающим с простиранием гравитационной ступени, ограничивающей с юго-востока Хобдинский максимум. Наиболее высокие значения силы тяжести приурочены к осевой части Аралсорского регионального гравитационного максимума, по обе стороны от которой происходит постепенное снижение их значений и плавная смена положительных аномалий отрицательными. Менее заметно происходит снижение значений аномалий силы тяжести вдоль оси регионального гравитационного максимума: на северо-восток, к пос. Фурманово, и на юго-запад, к пос. Капустин Яр на р. Волге.

К юго-западу от Аралсорского регионального гравитационного максимума, за пределами Казахстана, на правобережье р. Волги обособляется небольшой по площади Енотаевский региональный гравитационный максимум, отделенный от Аралсорского Солено-Займищенским минимумом.

К северу от Хобдинского и Аралсорского региональных гравитационных максимумов в субширотном направлении протягивается Утвино-Новоузенский региональный минимум силы тяжести, в пределах которого к востоку от р. Урал обособляется Утвино-Илекский минимум, а к западу от этой реки — Узеньский минимум. Последний на западе сопряжен с Заволжским региональным минимумом силы тяжести, который расположен к северо-западу от Аралсорского регионального гравитационного максимума и параллелен р. Волге.

Заволжский, Узеньский и Утвино-Илекский минимумы силы тяжести протягиваются вдоль чрезвычайно интенсивной гравитационной ступени, определяющей положение западного, Волгоградского, и северного, Жадовского, бортовых уступов Прикаспийской впадины. Эта ступень тянется более чем на 900 *км* и является одним из основных региональных элементов гравитационного поля юго-востока Восточно-Европейской платформы. Она огромной дугой, обращенной на северо-запад, к Пачелмскому прогибу, опоясывает северо-западную часть Прикаспийской впадины, причем в пределах этой дуги при ширине перехода не более 15—20 *км* значения силы тяжести возрастают на 28—32 *мгл*.

Юг-юго-западная, Заволжская ветвь гравитационной ступени, к югу от Волгограда, в Северных Ергенях, расчленяется на три ступени и постепенно затухает. К северу от Волгограда она протягивается вдоль русла Волги, затем выше г. Дубовка переходит на ее левобережье и уже на широте Камышина прослеживается в 30—32 *км* вос-

http://jurassic.ru/

точнее Волги, сохраняя далее свое север-северо-восточное направление. В верховьях левого притока Волги — р. Еруслан, она резко поворачивает на восток, сменяясь восточной, Жадовской, ветвью гравитационной ступени. Последняя от ст. Мокроус протягивается в субширотном направлении к с. Жадовка и далее, через междуречье притоков рек Камелик и Деркул, выходит к р. Чеган севернее Уральска. Отсюда, плавно изгибаясь, она направляется на восток, все более приближаясь к р. Урал. Выше устья р. Илек, уже затухая, вдоль р. Урал она направляется к Оренбургу, в районе которого смыкается с крутой флексурой, ограничивающей с запада Предуральский краевой прогиб.

Несомненно, что Заволжская и Жадовская ветви гравитационной ступени фиксируют положение региональных разломов фундамента Восточно-Европейской платформы, ограничивающих соответственно с запада и севера ее Прикаспийскую экзогональную впадину. В осадочном чехле им отвечают либо протяженные и крутые флексуры, либо разломы, которые иногда фиксируются даже по верхним горизонтам осадочного чехла.

К югу от региональных гравитационных максимумов внутренних районов Прикаспийской впадины (Хобдинского и Аралсорского) между ними и региональными гравитационными максимумами южной окраины впадины (Южно-Эмбенским и Астраханским) простирается полоса региональных минимумов силы тяжести, в пределах которой наиболее четко выделяется Эмбенский региональный гравитационный минимум. От низовьев рек Урала и Эмбы он протягивается на восток-северо-восток к верховьям рек Бол. Хобда и Уил, причем его юго-восточным ограничением служит Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум, а северо-западным на значительном протяжении — Хобдинская гравитационная ступень.

Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум является крупной зональной аномалией, которая прослеживается на 250 *км* в восток-северо-восточном направлении от сора Мертвый Култук (бывшего залива Каспийского моря) до междуречья Эмбы и Маннисая. Его простирание отвечает простиранию Хобдинской гравитационной ступени и Аралсорского регионального гравитационного максимума. На запад Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум продолжают Северо-Каспийский и Астраханский региональные гравитационные максимумы.

Наличие Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума ранее служило основой для гипотезы о подземной связи Урала и Донбасса (Архангельский, Михайлов и др., 1937). Теперь же на основании гравиразведки говорить о такой связи не приходится. С Шошкакульским гравитационным максимумом, расположенным на продолжении Жамантауского антиклинория Магнитогорского прогиба Урала, эта аномалия образует тупой угол, подчеркивая отсутствие прямой связи между ними.

По мере приближения от Эмбенского регионального минимума к Южно-Эмбенскому региональному максимуму гравитационное поле постепенно утрачивает мозаичный характер, присущий для территории Прикаспийской впадины, охваченной соляной тектоникой, и становится спокойным. При этом в осевой части регионального гравитационного максимума выделяются следующие обширные локальные максимумы силы тяжести (с юго-запада на северо-восток): Саргамыс, Тугаракчан и Диар. К юго-востоку от них при спокойном характере гравитационного поля положительные значения силы тяжести сменяются отрицательными за линией, проходящей от северо-восточной оконечности сора Мертвый Култук к мысу Мынсуалмас на Устюрте.

http://jurassic.ru/

В отличие от гравитационного геомагнитное поле Прикаспийской впадины (рис. 33) менее дифференцировано. Прежде чем перейти к его характеристике необходимо отметить, что магнитная восприимчивость отложений, выполняющих Прикаспийскую впадину, низкая и не превышает $10 \cdot 10^{-6}$ CGSE. Наибольшей магнитной восприимчивостью

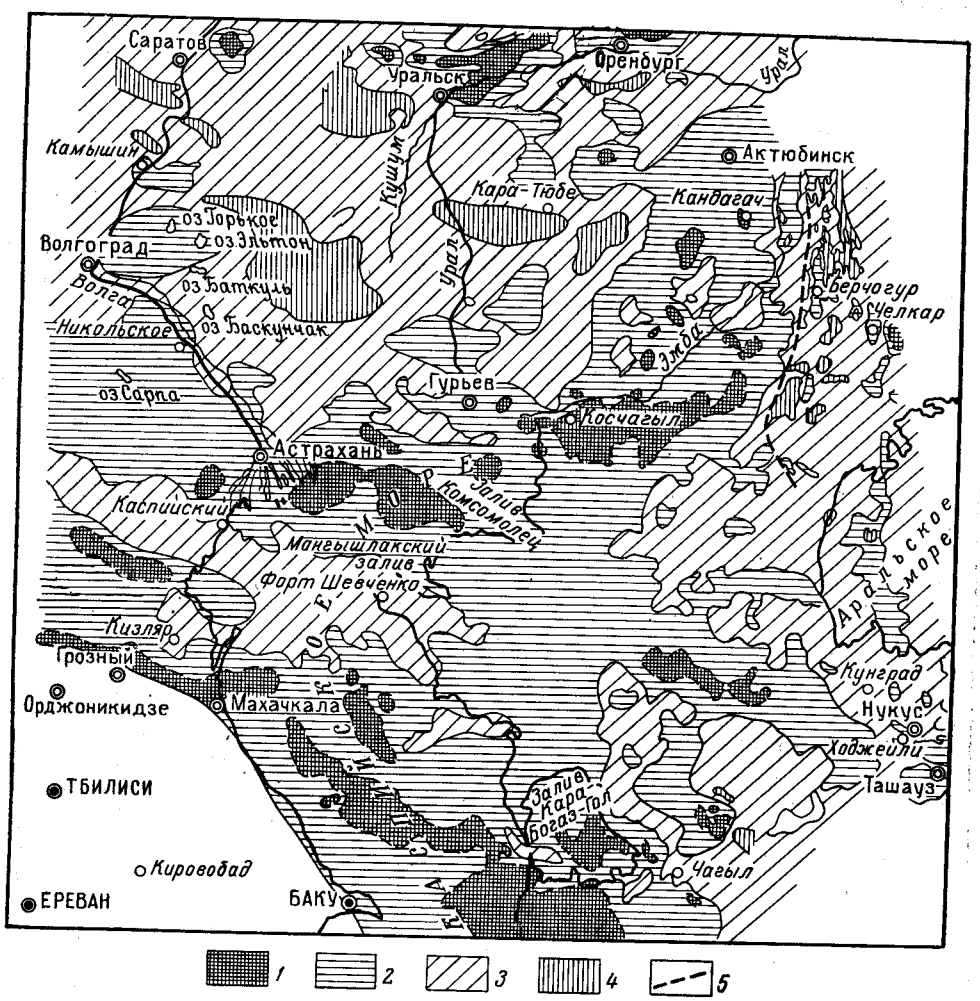


Рис. 33. Схема региональных аномалий геомагнитного поля ΔT_a Западного Казахстана по Е. Ф. Козловой (Н. В. Неволин, 1961)

1 — области положительных аномалий повышенной интенсивности (свыше + 300 *гамм*), *2* — области положительных аномалий (от +100 до +300 *гамм*), *3* — области нормальных и близких к нормальным значениям (от +100 до —100 *гамм*), *4* — области отрицательных значений (ниже —100 *гамм*), *5* — западная граница зоны линейных аномалий (в пределах уралид)

обладают пески, песчаники, алевролиты и особенно глины, в то время как каменная соль, гипсы и ангидриты практически немагнитны (диамагнитны). При этом между возрастом пород и степенью их магнитной восприимчивости прямая зависимость не установлена. Из сказанного следует, что характер геомагнитного поля Прикаспийской впадины определяется исключительно составом пород ее фундамента (Неволин, 1961). Поэтому, учитывая различия магнитных полей Прикаспийской впадины, мы можем определить в ее пределах очертания областей, различающихся по внутреннему строению фундамента.

http://jurassic.ru/

Для западной, большей по площади части Прикаспийской впадины, включая и северо-запад Подуральского плато, характерно почти недифференцированное отрицательное магнитное поле с отдельными овальными в плане аномалиями, средняя интенсивность которых не превышает 150—200 *гамм*. Это поле обладает определенным сходством с магнитным полем тех частей Воронежской антеклизы, которые имеют заведомо архейский фундамент (В. Л. Соколов, 1962), а также с магнитным полем Беломорского массива Балтийского щита (Гафаров, 1962).

Восточнее протягивается положительное магнитное поле с изометричными и интенсивными (до +400 *гамм*) полосовыми магнитными аномалиями. Трактовка вероятной геологической природы этого магнитного поля разными исследователями дается по-разному. В. Л. Соколов (1962, 1964) принимает, что оно может соответствовать области предполагаемого распространения протерозойского, саксаганского, складчатого комплекса, через которую «смыкаются саксаганские серии запада с тараташским комплексом Урала» (В. Л. Соколов, 1964, стр. 112). Р. А. Гафаров (1962) допускает, что поле отвечает области развития карельского складчатого фундамента. В. С. Журавлев (1962, 1964; Журавлев, Перфильев, Херасков, 1965) придерживается мнения о том, что упомянутое поле имеет байкальский складчатый фундамент.

Первые предположения о вероятном наличии байкальского складчатого фундамента в основании восточной части Прикаспийской впадины высказал Н. С. Шатский (1946). На схеме строения докембрийского основания платформы внешнюю границу распространения рифейских миогеосинклинальных формаций он протрассировал вдоль Уральского хребта до устья р. Илек и отсюда, уже предположительно, протягивал ее через восточную часть Прикаспийской впадины к дельтовым разливам р. Эмбы на северо-восточном побережье Каспийского моря.

Намеченное Н. С. Шатским положение внешней границы распространения рифейских миогеосинклинальных формаций почти точно совпадает с установленным значительно позднее разделом упомянутых магнитных полей Прикаспийской впадины. Характерно, что в северной части ее восточного магнитного поля, суженной и приближенной к Уральскому хребту, его полосовые магнитные аномалии приобретают отчетливую меридиональную ориентировку, которая на Урале характерна как для уралид, так и для доуралид*. К югу эта аномальная зона магнитного поля расширяется, отклоняется на юго-запад и оставляет на востоке меридионально ориентированную полосу Уральской складчатой системы.

В северной части этой складчатой системы подобные соотношения установлены между магнитными полями Печорской впадины, лежащей на заведомо рифейском складчатом основании, и структурами Урала. Поэтому есть все основания предполагать, что восточное магнитное поле Прикаспийской впадины фиксирует положение полосы распространения доуралид. В таком случае четко очерченная, угловатая граница раздела западного и восточного магнитных полей Прикаспийской впадины определяет положение внешнего края основного, эпикарельского блока Восточно-Европейской платформы. От Предуральского краевого прогиба она выходит в пределы Прикаспийской впадины и на значительном протяжении совпадает с Хобдинской гравитационной ступенью, которая ограничивает с юго-востока одноименный региональ-

* Деление геосинклинальных отложений Урала на уралиды и доуралиды впервые провел в 1948 г. Н. П. Херасков.

http://jurassic.ru/

ный гравитационный максимум и соответствует разлому глубокого и древнего заложения (Журавлев, 1960 а). В районе г. Уила она резко поворачивает на юг-юго-запад, направляясь к дельтовым разливам р. Эмбы. От северного побережья Каспийского моря она вновь поворачивает на запад-северо-запад, следуя направлению Азгирского разлома, пересекающего южную часть междуречья Урала и Волги

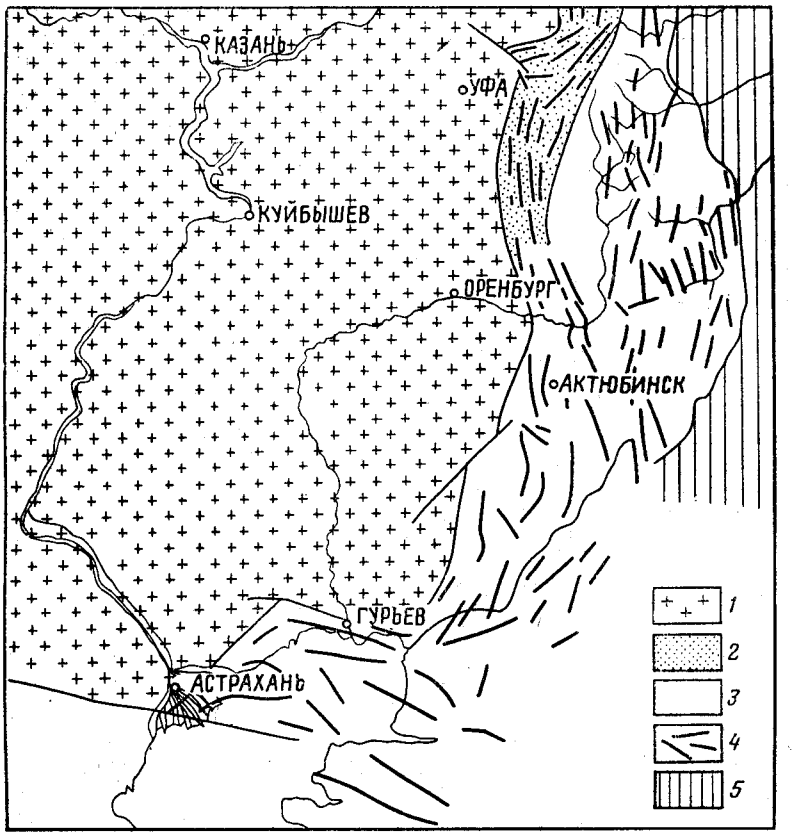


Рис. 34. Схема структурного плана доуралид (В. С. Журавлев, А. С. Перфильев, Н. П. Херасков, 1965).

1 — основной, эпикарельский блок Восточно-Европейской платформы, *2* — миогеосинклинальная зона доуралид, *3* — эвгеосинклинальная зона доуралид, *4* — основные простирания доуралид, установленные по непосредственным наблюдениям и геофизическим данным, *5* — мезо-кайнозойские отложения Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба

(Журавлев и Кузьмин, 1960). Затем она вновь поворачивает на юго-запад, выходит к дельте Волги и опять простирается на запад-северо-запад, совпадая с направлением главного надвига Донбасса (рис. 34, 35).

К сожалению, говорить с уверенностью о том, какая (какие) структурно-фациальная зона (зоны) доуралид входят в состав фундамента восточной части Прикаспийской впадины, мы пока не можем. Однако несомненно, что миогеосинклинальные свиты рифея Башкирского антиклинория, погружаясь под породы палеозоя, уходят далеко на юг. На их вероятном простирании располагается крупный и весьма интенсивный Актюбинский минимум силы тяжести, который не может быть объяснен только за счет многокилометровых скоплений соли. Подчеркивая это, Э. Э. Фотиади (1958) допускал, что зона этого минимума в значительной своей части имеет природу, аналогичную со столь же

http://jurassic.ru/

обширной зоной минимума на западном склоне Южного Урала, обусловленного большими мощностями отложений рифея, обнаженных на Башкирском антиклинории.

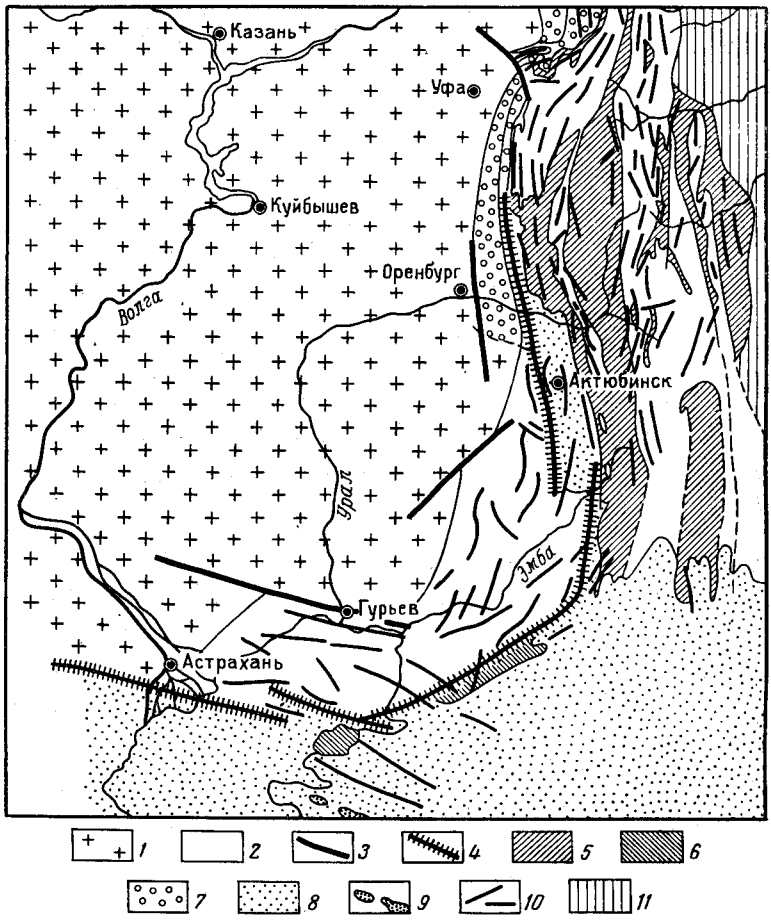


Рис. 35. Схема соотношения структур уралид и доуралид (В. С. Журавлев, А. С. Перфильев, Н. П. Херасков, 1965)

1 — основной, эпикарельский блок Восточно-Европейской платформы, *2* — доуралиды в составе фундамента юго-восточной окраины Восточно-Европейской платформы, а также в пределах Уральской складчатой системы, *3* — главнейшие разломы регионального значения в фундаменте восточной окраины Восточно-Европейской платформы, *4* — краевые швы Восточно-Европейской платформы, *5* — геосинклинальный комплекс уралид, *6* — геосинклинальный комплекс южных субширотных герцинид (тяньшанид) под мезо-кайнозойским осадочным чехлом, *7* — Предуральский краевой прогиб, *8* — Актюбинская полоса Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы, а в пределах Туранской плиты — область распространения верхнепалеозойско-триасовых моласс под мезо-кайнозойским осадочным чехлом, *9* — выходы верхнепалеозойско-триасовых моласс на поверхности в зоне Мангышлакской системы дислокаций, *10* — основные простирания структур доуралид, установленные по непосредственным наблюдениям и по геофизическим данным, *11* — мезо-кайнозойский осадочный чехол Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба

Однако положительное магнитное поле восточной части Прикаспийской впадины с его изометричными и интенсивными полосовыми аномалиями заметно отличается от отрицательного слабо дифференцированного магнитного поля юго-западной части Печорской впадины, фундамент которой образован заведомо миогеосинклинальными формациями рифея. Магнитное поле восточной части Прикаспийской впа-

http://jurassic.ru/

дины, пожалуй, скорее напоминает магнитное поле северо-восточной части Печорской впадины (Большеземельской тундры), и не исключено что ее фундамент в основном образован эвгеосинклинальными формациями доуралид. Если это так, то полоса миогеосинклинальных формаций рифея по мере движения на юг постепенно выклинивается. Возможно, что ее исчезновение определяется ее «расплыванием» в мощных платформенных отложениях рифея западной части Прикаспийской впадины, лежащей на юго-восточной окраине основного, эпикарельского блока Русской платформы.

Наличие этих отложений, залегающих в основании осадочного чехла Прикаспийской впадины, устанавливается лишь на основании косвенных данных. В районе схождения Волгоградского и Жадовского разломов фундамента, ограничивающих с запада и севера Прикаспийскую впадину, в ее пределы широким раструбом раскрывается Пачелмский прогиб, выполненный мощными платформенными отложениями рифея (Шатский, 1955). Весьма характерно, что положение этого прогиба на карте аномалий силы тяжести устанавливается достаточно отчетливо: ему соответствует региональный гравитационный минимум. В то же время в западной и северной частях Прикаспийской впадины, параллельно Заволжскому и Жадовскому уступам, протягиваются еще более четкие региональные гравитационные минимумы: Заволжский, Узеньский и Утвино-Илекский, за которыми располагаются Аралсорский и Хобдинский региональные гравитационные максимумы.

Наличие региональных гравитационных минимумов на западе и севере Прикаспийской впадины послужило в свое время для Ю. А. Косыгина (1950) основанием для выделения здесь Утвино-Новоузенской впадины — крупной отрицательной структуры, расположенной между северным бортом Прикаспийской впадины и предполагаемой зоной поднятий в ее центре. Однако проложенные впоследствии многочисленные сейсмические профили показали, что в контурах предположительно намеченной Утвино-Новоузенской впадины подсолевое ложе не испытывает изгиба и полого наклонено к югу (Живодеров и др., 1964; Журавлев, 1964).

Между тем, намеченная Ю. А. Косыгиным (1950) в основном также по данным гравиразведки Гурьевская впадина в ее восточной части, находящейся к юго-востоку от гравитационной ступени Хобдинского регионального максимума (в пределах Эмбенского регионального гравитационного минимума), подтверждена данными геологии и сейсморазведки. Ей соответствует полоса интенсивного проявления соляной тектоники, которая протягивается юго-восточнее упомянутой гравитационной ступени от промыслового района Южной Эмбы через междуречья Эмбы и Сагиза, Сагиза и Уила к верховьям рек Уил и Темир. Вкрест простирания этой полосы, за гравитационной ступенью Хобдинского регионального максимума и в юг-юго-восточном направлении, по мере приближения к Южно-Эмбенскому региональному гравитационному максимуму интенсивность соляной тектоники заметно ослабевает. Ее ослабление обусловлено плавным (во всяком случае, в юг-юго-восточном направлении) подъемом подсолевого ложа, постепенным сокращением мощности соленосных толщ нижней перми и последовательными изменениями их литологического состава. Погруженное залегание подсолевого ложа в пределах этой полосы доказано данными сейсморазведки. Отвечающий этому прогибу подсолевого ложа региональный гравитационный минимум во многом может быть обусловлен присутствием в его пределах мощных соленосных толщ.

К нему по интенсивности близок тот региональный гравитационный минимум, по очертаниям которого ранее выделялась Утвино-Ново-

http://jurassic.ru/

узенская впадина. Однако в ее контурах подсолевое ложе испытывает моноклинальное погружение к югу и юго-востоку, соответственно с которым в том же направлении нарастают мощности соленосных толщ. Остается допустить, что Утвино-Новоузенская впадина является прогибом более древним, который по кровле подсолевых слоев уже не прослеживается. Если это так, то, по всей вероятности, эта впадина заполнена мощными платформенными отложениями рифея, подобным тем, которые выполняют Пачелмский прогиб и во многом служат причиной появления отвечающего ему регионального гравитационного минимума.

Не менее сложным представляется решение вопроса о тектонической природе расположенных южнее, уже во внутренних районах Прикаспийской впадины, региональных гравитационных максимумов, в частности Хобдинского максимума, целиком лежащего в пределах Западного Казахстана. Различия представлений о причинах, его обусловивших, нашли отражение в названиях, применявшихся ранее для обозначения предположительно выделяемой преимущественно по данным гравиметрии крупной геологической структуры. Ее именовали Хобдинским мысом (Косыгин, 1940 а), Хобдинским валом (Косыгин, 1941), Хобдинско-Киильской зоной (Рябухин, 1945), Хобдинским сводом (Брод, 1946, 1947), Хобдинским массивом (Шатский, 1946 а), антеклизой Узени-Хобда (Шатский, 1946 б), Киило-Хобдинской антеклизой (Водорезов и Яншин, 1947), Урало-Уильским выступом древних пород (Кассин, 1947), Хобдинским поднятием (Неволин, 1947; Никитина, 1948), Хобдинско-Аралсорским прогибом (Брод, Васильев, 1949), Хобдинской зоной поднятий (Косыгин, 1950), Каратюбинским поднятием (Неволин, 1951), наиболее прогнутой частью Хобдинско-Аралсорской впадины (Брод, Еременко, 1953, 1957), Хобдинским плакантиклиналом (Журавлев, 1957 б, 1960 а).

Хобдинский региональный гравитационный максимум либо рассматривали как поднятие палеозойских пород, отражающееся на фациях перми (Косыгин, 1940 а, 1941, 1950, 1952; Фотиади, 1940; Вебер, 1947; Неволин, 1947; Косыгин и Рябухин, 1951; Журавлев, 1957 б, 1960 а), юры или нижнего мела (Яншин, 1943; Водорезов и Яншин, 1947; Никитина, 1948) или всего мезозоя (Вебер, 1947; Кассин, 1947; Неволин, 1947, 1958; Фотиади, 1948) и даже влияющее на современную гидросеть (Брод, 1946, 1947), либо расценивали как зону, приближающуюся к депрессионным участкам Прикаспийской впадины (Неволин, 1951), или даже как область ее максимального прогибания (Тетяев, 1948; Брод и Васильев, 1949; Брод и Еременко, 1953, 1957). Наконец, некоторые исследователи хотя и трактовали гравитационный максимум как поднятие плотных пород палеозоя и кристаллического фундамента, но применительно к верхнепалеозойскому выделяли в его западной части Зауральское поднятие, а по отношению к мезозойскому комплексу в его средней части намечали Жаксыбайский прогиб, ограниченный с востока и запада поднятиями: соответственно северной частью Сагизского и южной частью Зауральского поднятий (Казаков, Чарыгин и др., 1958). Не было единообразия и во взглядах на тектоническую природу гипотетического поднятия. Большинство исследователей считало его платформенным образованием (Косыгин, 1940, 1941, 1950, 1952; Фотиади, 1940, 1948, 1956; Яншин, 1943, Шатский, 1946а, б; Водорезов и Яншин, 1947; Неволин, 1947; Казаков, Чарыгин и др., 1958), но некоторые из них предполагали, что в основании его лежат погребенные тиманиды (Брод, 1946, 1947) или герциниды (Васильев, 1951, 1953).

http://jurassic.ru/

После проведения сплошной аэромагнитной съемки стало ясно, что Хобдинский региональный гравитационный максимум расположен в пределах западного отрицательного магнитного поля Прикаспийской впадины, которое теперь единодушно отождествляется с областью распространения докембрийского, точнее дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы. В «треугольник» положительных аномалий силы тяжести Хобдинской зоны вписывается слабая отрицательная магнитная аномалия (до минус 50 — минус 100 *гамм*), причем нулевая изодинама в ее юго-восточной части, на юго-восточном ограничении западного отрицательного магнитного поля Прикаспийской впадины, совпадает с гравитационной ступенью Хобдинской зоны. Полосе наиболее высоких значений положительных аномалий силы тяжести Хобдинского максимума, прослеживающейся на широте низовий р. Киил, соответствует полоса наиболее низких значений отрицательных магнитных аномалий.

В 1959—1960 гг. сотрудники ВНИИГеофизики провели комплексные сейсморазведочные работы на субмеридиональном профиле XV, пересекающем Прикаспийскую впадину от ее северного борта через восточную часть Хобдинского регионального гравитационного максимума до междуречья Сагиза и Эмбы (Неволин, Блохин, Липовецкий, 1962; Айзенштадт, Неволин, Эвентов, 1964; Живодеров, Липовецкий и др., 1964; Панкратов, Сувилова, Фирсова, 1964; Неволин, 1965). Северная часть этого профиля была надежно увязана с системой глубинных сейсмических профилей Волго-Уральского региона (Померанцева, Марготьева, 1956).

Вдоль регионального сейсмического профиля XV (рис. 36) в 1959 г. были проведены сейсморазведочные работы методом отражающих волн (МОВ), а в 1960 г. — корреляционным методом преломленных волн (КМПВ). При этом сейсморазведка МОВ позволила определить глубины залегания подсолевого ложа, а в области Хобдинского регионального гравитационного максимума — также и более глубоких границ раздела. Сейсморазведка КМПВ на отдельных отрезках профиля выявила строение преимущественно глубоких частей земной коры.

Упомянутые исследования показали, что в Прикаспийской впадине наиболее уверенно прослеживается самая нижняя сейсмическая поверхность *M*, которая, судя по значению граничных скоростей, равных 8,0—8,1 *км/сек*, соответствует поверхности верхней мантии Земли (поверхности Мохоровичича). Эта поверхность залегает почти горизонтально и прослеживается на глубине 38—42 *км*.

Над этой поверхностью только в пределах Хобдинского регионального гравитационного максимума удалось установить наличие еще двух сейсмических поверхностей со значениями граничных скоростей 7,5 и 6,6 *км/сек*, прослеживающихся соответственно на глубинах 24 и 21 *км*. Нижняя из них выявлена лишь в южной, а верхняя, менее протяженная, выделена над ней в центральной части регионального гравитационного максимума.

Более высокое положение занимает сейсмическая поверхность, отождествляемая с поверхностью фундамента (поверхностью «гранитного» слоя). Причем в пределах Прикаспийской впадины ее граничные скорости к северу от Хобдинской зоны изменяются от 6,3 до 6,5 *км/сек*, к югу от нее — от 6,2 до 6,5 *км/сек*, а в пределах зоны — от 5,9 до 6,0 *км/сек*. В Хобдинской зоне, а также на смежных с ней отрезках сейсмического профиля она не прослеживается непрерывно, причем область перехода от Хобдинской зоны к северной части профиля характеризуется сложной сейсмической записью, присущей зонам тектонических нарушений.

http://jurassic.ru/

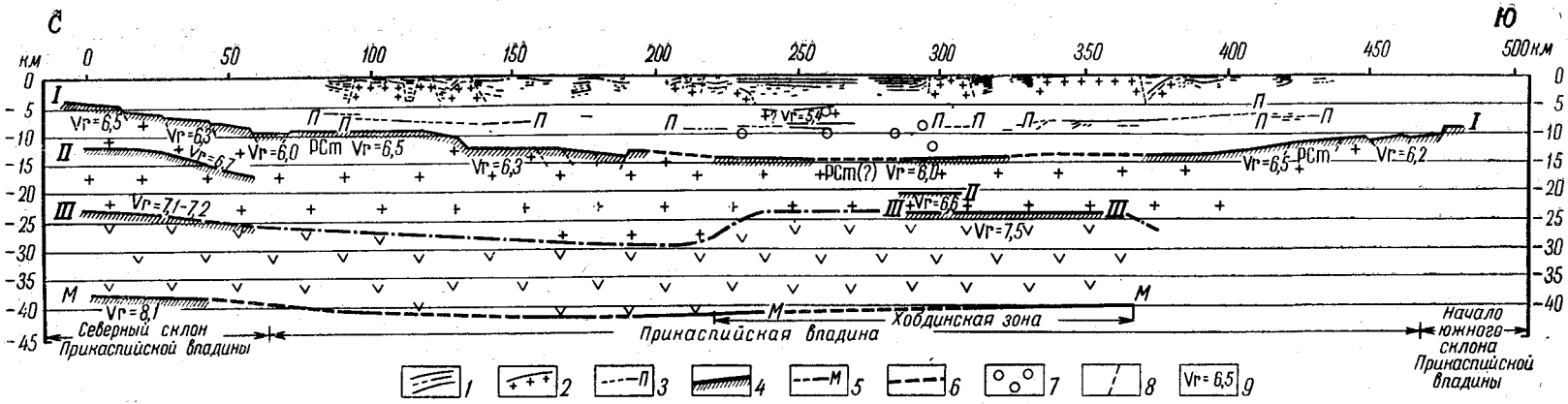


Рис. 36. Схематический сейсмологический разрез Прикаспийской впадины по профилю XV (А. П. Панкратов, А. В. Сувилова, Д. Б. Фирсова, 1964)

1 — отражающие границы в надсолевом комплексе, *2* — поверхность соли, *3* — отражающие границы в подсолевых отложениях, *4* — преломляющие границы в кристаллическом комплексе, *5* — поверхность Мохоровичича, *6* — граница раздела в кристаллическом комплексе по данным гравиметрии, *7* — центры дифракции, *8* — тектонические нарушения, *9* — значения граничной скорости в *км/сек*

Цифрами на профиле обозначены сейсмические поверхности, отвечающие: I — кровле кристаллического фундамента («гранитного» слоя), II — границе внутри «гранитного» слоя, III — кровле «базальтового» слоя

На северном окончании сейсмического профиля XV, в междуречье Урала и Илека, поверхность фундамента ступенчато погружается к югу, в сторону Прикаспийской впадины, и фиксируется в интервале глубин 5—10 *км*. В пределах северной окраины впадины на расстоянии около 60 *км* она располагается на глубинах около 10 *км*, затем резко погружается до глубины 12—13 *км*, а в Ходжинской зоне прослеживается на глубине 14—15 *км*. На южном окончании сейсмического профиля она воздымается и вблизи ст. Мукур железной дороги Кандагач — Гурьев ее глубина не превышает 10 *км*.

Уверенная интерпретация более глубоких сейсмических поверхностей, выявленных в Ходжинской зоне между поверхностями «гранитного» слоя и Мохоровичича, затруднительна. А. П. Панкратов, А. В. Сувилова и Д. Б. Фирсова (1964) с оговорками принимают, что поверхность с граничной скоростью 6,6 *км/сек*, прослеживающаяся на глубине 21 *км*, проходит внутри «гранитного» слоя, а поверхность с граничной скоростью 7,5 *км/сек*, установленная на глубине 24 *км*, отвечает кровле «базальтового» слоя. Той же позиции придерживаются Н. В. Подоба и А. Д. Серова (1962, 1964), которые на основании анализа данных сейсморазведки в Вол-

http://jurassic.ru/

го-Уральской области пришли к выводу о соответствии сейсмической поверхности с граничной скоростью 6,6—6,8 *км/сек* поверхности «переходного» слоя. Последний, по их мнению, отвечает нижней части «гранитного» слоя, обладающей повышенной плотностью (2,87—2,97, иногда до 3,02 *г/см*^{3}) в результате насыщения многочисленными внедрениями базальтового состава. В отличие от упомянутых исследователей, Н. В. Неволин (1965) допускает, что сейсмическая поверхность с граничной скоростью 6,6 *км/сек* относится к поверхности «базальтового» слоя, а соответственно сейсмическая поверхность с граничной скоростью 7,5 *км/сек* проходит внутри этого слоя.

Таким образом, кровля «базальтового» слоя в Хобдинской зоне прослеживается на глубине 21 или 24 *км*, причем последняя из указанных глубин, по-видимому, более вероятна. Представление о погружении ее к югу и северу от Хобдинской зоны (см. рис. 36) данными сейсморазведки КМПВ не подтверждено и основывается исключительно на материалах гравиметрии — на наличии гравитационных минимумов к югу и северу от зоны Хобдинского регионального гравитационного максимума. Вне пределов Прикаспийской впадины, между реками Илек и Урал, на северном окончании сейсмического профиля XV сейсмическая поверхность с граничной скоростью 6,7 *км/сек* прослеживается на глубине порядка 12 *км*, но в районе р. Илек погружается в сторону впадины. Ниже ее здесь на глубине 23—25 *км* выявлена сейсмическая поверхность с граничной скоростью 7,1—7,2 *км/сек*, которая к Прикаспийской впадине погружается более плавно. По представлению А. П. Панкратова, А. В. Сувиловой и Д. Б. Фирсовой (1964), эта поверхность отвечает кровле «базальтового» слоя.

Сопоставление данных сейсморазведки по северному обрамлению Прикаспийской впадины и Хобдинской зоне показывает, что на упомянутых отрезках сейсмического профиля глубина залегания «переходного» слоя соответственно равна 12 и 21 *км*, в то время как глубина залегания «базальтового» слоя практически одна и та же.

При сопоставлении данных профилей глубинных сейсмических зондирований Балтийского щита, Татарского свода и Хобдинской зоны установлено, что в этих различных по геологической природе районах Русской платформы глубины залегания поверхности «переходного» слоя соответственно равны 10—15, 11—12 и 21 *км*, «базальтового» слоя — 24—26, 21—25 и 24 *км*, а поверхности Мохоровичича 34—38, 36—40 и 40—41 *км* (Подоба, Серова, 1964). Сравнение приведенных замеров показывает, что наиболее выдержанной является глубина залегания поверхности Мохоровичича, а следовательно, и общая мощность земной коры. Среди сейсмических поверхностей, прослеживающихся в составе земной коры, наиболее резко изменяется глубина залегания кровли «гранитного» слоя (поверхности фундамента) и «переходного» слоя, принимаемого Н. В. Неволиным за кровлю «базальтового» слоя. Если в центральной части Татарского свода глубина залегания поверхности фундамента равна 1,6—2,0 *км*, то на его южном склоне она увеличивается до 4,5—5,0 *км* и затем вновь сравнительно резко возрастает при пересечении северного борта Прикаспийской впадины. Соответственно, не менее резко здесь, как уже было отмечено выше, погружаются более глубокие сейсмические поверхности земной коры.

Данные регионального сейсмического профиля XV вносят определенные коррективы в представлении о вероятной природе Хобдинской аномалии, хотя и не позволяют еще трактовать ее однозначно.

Незадолго до проведения широких сейсморазведочных работ, к настоящему времени уже позволяющих определить характер зале-

http://jurassic.ru/

гания подсолевого ложа на большей части Прикаспийской впадины, Н. В. Неволин (1958) связывал Хобдинскую аномалию с петрографическими и структурными особенностями докембрийского складчатого основания и с его рельефом, считая, что на величину этой аномалии почти не влияет рельеф подсолевого ложа. Он указывал, что в районе этой аномалии «...располагается докембрийский выступ с сокращенной мощностью платформенных палеозойских образований (Неволин, 1958, стр. 6)».

В. С. Журавлев (1960 а) принимал, что Хобдинская аномалия может быть вызвана лишь суммой влияния аномальных масс кристаллического фундамента, рельефа его поверхности и в какой-то мере аномальных масс ее осадочного чехла. Он допускал, что эту аномалию обусловливает наложение влияния различных, но взаимообусловленных аномалиеобразующих факторов. При этом он считал, что региональные аномальные массы в основном сосредоточены в кристаллическом фундаменте Хобдинской зоны, но на величину аномалии помимо этого существенное влияние оказывает ее приподнятое положение в палеозое и обусловленные этим фациальные изменения соответствующей части осадочного чехла.

Между тем данные сейсморазведки показали, что в пределах Хобдинской аномалии в сечении регионального сейсмического профиля XV поверхность фундамента прослеживается на наибольших глубинах при почти равной по всему профилю глубине залегания поверхности Мохоровичича.

Характерно, что в Хобдинской зоне возрастает интервальная скорость между упомянутыми поверхностями, составляющая 7,0—7,1 *км/сек*. Она существенно превышает характерную для платформенных областей среднюю интервальную скорость, равную 6,2—6,5 *км/сек*. По мнению А. П. Панкратова, А. В. Сувиловой и Д. Б. Фирсова (1964), это свидетельствует о значительном отличии состава кристаллического комплекса в Хобдинской зоне по сравнению с сопредельными районами. По данным тех же исследователей, в Хобдинской зоне существенное изменение претерпевает и разрез осадочной толщи, причем относительная прямолинейность годографов, наличие в разрезе горизонта с большой граничной скоростью (5,4 *км/сек*), высокие эффективные скорости до поверхности фундамента свидетельствуют о значительном сокращении мощности соленосных отложений и частичном замещении их ангидритами.

Необходимо отметить, что предположение о фациальном изменении соленосных отложений в Хобдинской зоне ранее было высказано В. С. Журавлевым (1957 б, 1960 а). Это предположение основывалось на наличии хаотически расположенных отражающих площадок, выявленных сейсморазведкой в соляных массивах куполов Хобдинской зоны, а также на ослабленном проявлении соляной тектоники в ее пределах. Последнее отчетливо заметно на сводных геологических картах и при тектоническом районировании Прикаспийской впадины обусловило выделение в пределах восточной части Хобдинского регионального гравитационного максимума Киильской структурной зоны (см. рис. 18).

А. П. Панкратов, А. В. Сувилова и Д. Б. Фирсова (1964), учитывая данные гравиметрии по смежным с Хобдинской зоной площадям, принимают, что относительно них кровля «базальтового» слоя в Хобдинской зоне образует выступ порядка 7 *км*. Проведенные ими расчеты показали, что этот выступ при избыточной плотности 0,2 *г/см*^{3} может создать около половины наблюденного значения аномалии, тогда как остальная половина может быть объяснена частичным замещением соленосных отложений ангидритами при избыточной плот-

http://jurassic.ru/

ности, также равной 0,2 *г/см*^{3}. Однако они оговаривают, что избыточная плотность «базальтового» слоя в Хобдинской зоне может быть и более высокой, чем в сопредельных районах. Основанием для этого предположения служит повышенная граничная скорость «базальтового» слоя в Хобдинской зоне, равная 7,5 *км/сек* (в сопредельных районах она не превышает 7,2 *км/сек*). Соответственно более значительная часть Хобдинской аномалии может быть обусловлена выступом «базальтового» слоя, хотя, по мнению упомянутых исследователей «...полностью исключить гравитационный эффект изменения состава осадочной толщи вряд ли возможно» (Панкратов, Сувилова, Фирсова, 1964, стр. 121).

Н. В. Неволин (1965) принимает более высокое (на 3 *км*) положение кровли «базальтового» слоя в Хобдинской зоне, отождествляя с ней сейсмическую поверхность с граничной скоростью 6,6 *км/сек*.

При сравнении разреза земной коры на Татарском своде и в Хобдинской зоне для последней устанавливается заметное сокращение мощности «гранитного» слоя: при отождествлении с кровлей «базальтового» слоя сейсмической поверхности с граничной скоростью 6,6 *км/сек* она соответственно равна 9—10 и 7—6 *км*, а при отнесении к кровле «базальтового» слоя сейсмической поверхности с граничной скоростью 7,1—7,2 *км/сек* на Татарском своде и 7,5 *км/сек* в Хобдинской зоне она соответственно равна 19—23 и 9—10 *км*, т. е. уменьшена вдвое. Подобное сокращение мощности «гранитного» слоя, по-видимому, свидетельствует о базальтификации его низов в процессе формирования тектонической депрессии (Борисов, Косыгин, 1961).

Приведенными данными пока исчерпываются сведения о характере границ раздела, прослеженных ниже кровли «гранитного» слоя (поверхности фундамента) Прикаспийской впадины. Положение поверхности фундамента, помимо регионального сейсмического профиля XV, определено на единичных сейсмических профилях, в частности на субширотном сейсмическом профиле, IV, проложенном в 1962 г. конторой «Спецгеофизика» от района г. Актюбинска к восточной части Хобдинской зоны (через купола Калиновка, Бегала, Байтас и Чингис). В пределах последней, в западной части этого профиля, отработанного сейсморазведкой КМПВ, подсолевое ложе — горизонт $П_1$ прослеживается на глубине порядка 8 *км*, горизонт $П_2$ — на глубине 11 *км*, поверхность «гранитного» слоя — на глубине 18 *км*, а условно намеченная поверхность «базальтового» слоя — на глубине 21 *км*. При сравнении данных, полученных по этому профилю, с данными по пройденному ранее субмеридиональному сейсмическому профилю XV устанавливается, что в районе купола Чингис, где эти профили пересекаются, глубина залегания поверхности фундамента по профилю IV равна 18 *км*, а по профилю XV 15 *км*. Расхождение выявляет степень надежности наших современных знаний о глубинном строении зоны Хобдинского регионального гравитационного максимума.

Примерно то же направление имеет более протяженный электроразведочный профиль, проложенный в 1963 г. конторой «Спецгеофизика» между оз. Аралсор и г. Актюбинск (Виленчик, Голубков, 1965). Вдоль этого профиля (рис. 37), отработанного электроразведкой в модификации магнитно-теллурических зондирований (МТЗ), глубина залегания четвертого электрического слоя, обладающего бесконечно высоким сопротивлением и, по-видимому, отвечающего поверхности фундамента, резко варьирует на сравнительно небольших расстояниях. Это дает основание для предположения о том, что фундамент Прикаспийской впадины в сечении данного профиля разбит разломами на отдельные блоки.

http://jurassic.ru/

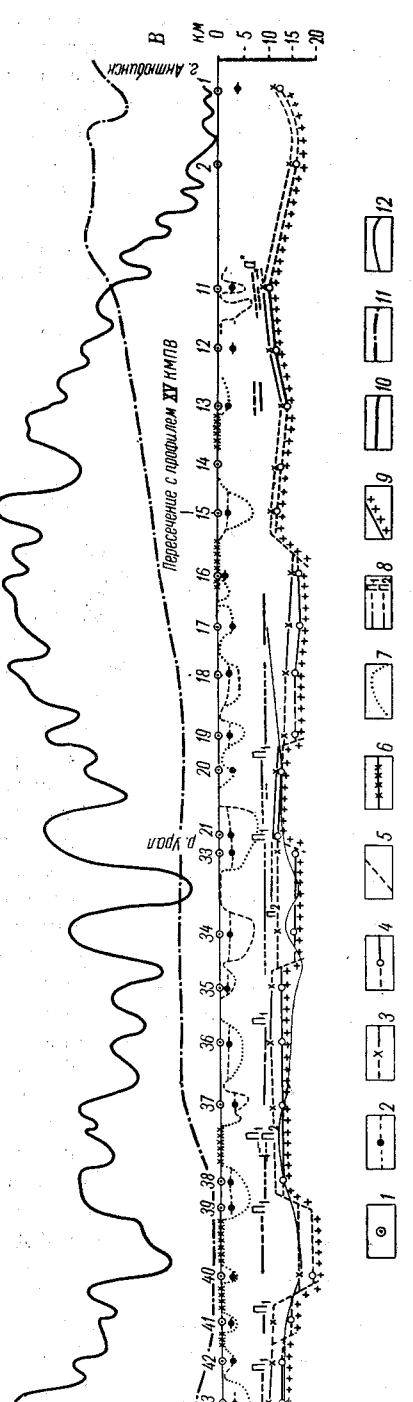


Рис. 37. Геолого-геофизический разрез по широтному профилю магнитно-теллурического зондирования от оз. Аралсор до г. Актюбинска (А. М. Виленчик и В. В. Голубков, 1965)

1 — точки магнитно-теллурических зондирований, *2* — первый опорный электрический горизонт, *3* — третий электрический горизонт, приуроченный к палеозойским отложениям, *4* — четвертый электрический горизонт, условно отнесенный к поверхности фундамента, *5* — предполагаемые тектонические нарушения, *6* — участки неотработанных сейсморазведочных профилей, *7* — кровля соли по данным сейсморазведки МОВ, *8* — подсолевые горизонты по данным сейсморазведки КМПВ, *9* — поверхность фундамента по данным магнито-теллурического зондирования, *10* — наблюденная кривая Δg в условном уровне, *11* — кривая ΔT_a, *12* — расчетная поверхность фундамента по данным гравиметрии

В западной части профиля выявлено два относительно приподнятых блока (пикеты 44—41 и 38—35) с глубиной залегания фундамента порядка 13 *км*. Они разделены погруженным блоком фундамента (пикеты 40—39) с глубиной залегания его поверхности, равной 19 *км*. За более восточным приподнятым блоком, между ним и р. Уил, выделяется еще один погруженный до 16 *км* блок фундамента (пикеты 34—33).

В восточной части профиля, непосредственно за р. Урал, выделяется небольшой по протяженности приподнятый блок (пикеты 21—20), в пределах которого поверхность фундамента лежит на глубине 12—13 *км*. Далее к востоку (между пикетами 20 и 19) она резко погружается и в западной части Хобдинской зоны (пикеты 19—16) прослеживается на глубине 16—17 *км*. Затем она вновь резко воздымается, причем в районе пересечения рассматриваемого профиля с региональным сейсмическим профилем XV залегает на глубине 12 *км* (напомним, что по данным сейсморазведки глубина залегания фундамента здесь определялась равной 15—18 *км*). Отсюда до восточного окончания электроразведочного профиля поверхность фундамента сначала полого погружается до 15 *км* (пикет 13), затем спокойно воздымается до глубины 10 *км* (пикет 11), вновь снижается до глубины 16 *км* (пикет 2) и потом испытывает подъем к району Актюбинска.

http://jurassic.ru/

Характерно, что только вне Хобдинской зоны в западной части профиля характер залегания фундамента, установленный магнитно-теллурическим зондированием, хорошо согласуется с определенной путем расчета кривой вторых производных потенциала силы тяжести (см. рис. 37).

Над четвертым электрическим слоем выделяется третий низкоомный электрический слой, повсеместно прослеживающийся ниже подсолевого горизонта $П_2$ и отвечающий низам осадочного чехла Прикаспийской впадины. Он заполняет погруженные блоки фундамента, прослеживается на его приподнятых блоках и как бы выравнивает резкий рельеф поверхности фундамента. В пределах погруженных блоков фундамента мощность этого слоя значительна. Так, например, в погруженном блоке к западу от р. Урал она достигает 4 *км*. При этом слой наиболее полно развит в западной части профиля и в западной части Хобдинской зоны. В восточной части зоны и на восточном окончании профиля мощность его выдержана и невелика (менее 1 *км*), причем его залегание всецело подчинено рельефу поверхности фундамента.

На более высоком уровне проходят намеченные сейсморазведкой подсолевые горизонты $П_2$ и $П_1$, из которых последний отвечает подсолевому ложу. По сравнению с охарактеризованным выше низкоомным электрическим слоем уровень их залегания более выдержан и менее связан с рельефом поверхности фундамента.

Установленная сейсморазведкой глубина залегания подсолевого ложа и выявленная магнитно-теллурическим зондированием глубина залегания поверхности фундамента позволяет ориентировочно определить мощность подсолевых отложений осадочного чехла Прикаспийской впадины, которая в пределах погруженных блоков фундамента оказывается весьма значительной и достигает 7—10 *км*. Из-за недостаточной точности метода магнитно-теллурических зондирований* эта мощность может оказаться завышенной, но для нас более важно определить не ее точное значение, а ее порядок. Материалы магнитно-теллурических зондирований в сечении данного профиля позволяют в общих чертах определить характер распределения мощностей подсолевых отложений в зависимости от глубины залегания поверхности фундамента и ее рельефа.

Более полные сведения об этом были получены недавно по сейсмическому профилю I Т («Главный»), который был проложен Турланской геофизической экспедицией через юго-восточную часть Прикаспийской впадины от ст. Караул-Кельды железной дороги Кандагач — Гурьев с выходом на Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум в районе Диара (рис. 38). По данным Н. Я. Кунина и Р. Б. Сапожникова (1965), сейсморазведка КМПВ в пределах этого профиля позволила установить систему крупных блоков фундамента, ступенчато погружающихся к югу, в сторону Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума. На границах этих блоков, определяемых разломами, происходят наиболее заметные изменения мощности подсолевых отложений осадочного чехла.

Подсолевое ложе — опорный отражающий горизонт $П_1$ при движении с севера на юг испытывает плавный подъем к своду Беттауского поднятия, намечающегося в пределах одноименного блока фундамента с глубины 6 *км* до глубины 5 *км*, а затем вновь погружается до глубины 6 *км*. Далее на юг по зоне Утыбайского тектонического нарушения подсолевой горизонт $П_1$ приподнимается до глубины 5 *км*, а далее

* Количественная интерпретация данных электроразведки вообще, а при наличии экрана (соленосных толщ) тем более, весьма приближенна.

http://jurassic.ru/

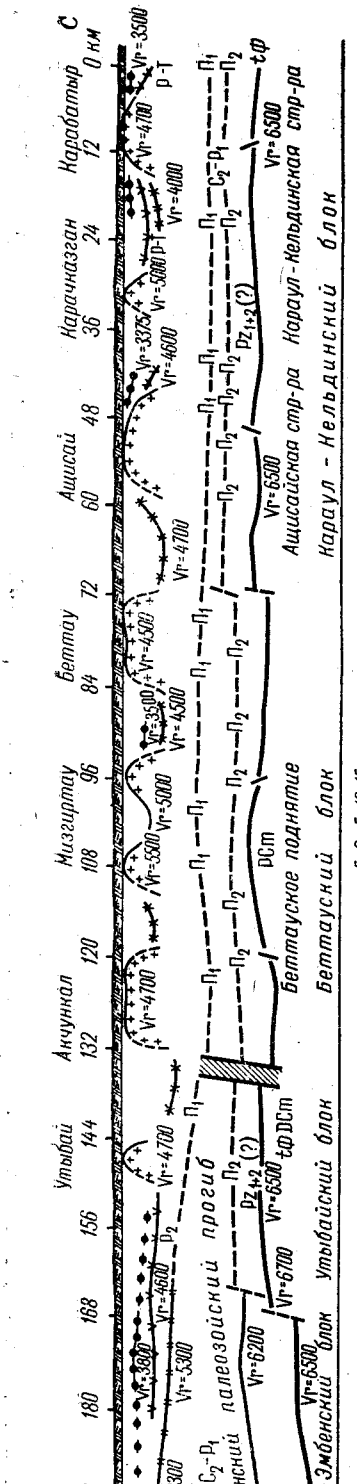


Рис. 38. Сейсмо-геологический разрез по профилю I Т «Главный» (Н. Я. Кунин и Р. Б. Сапожников, 1965)

1 — дневная поверхность; *2—6* — преломляющие границы: *2* — по поверхности соли, *3* — по кровле нижнеюрских отложений, *4* — по поверхности триаса, *5* — внутри верхнепермских отложений, *6* — по поверхности подсолевых отложений; *7—8* — подсолевые отражающие горизонты, построенные по отраженным волнам, зафиксированным при работах КМПВ: *7* — первый подсолевой отражающий горизонт — эрозионная поверхность подсолевого комплекса, *8* — второй подсолевой отражающий горизонт — кровля нижнекаменноугольных известняков; *9* — прелом ляющий горизонт, соответствующий второму подсолевому отражающему горизонту; *10* — преломляющая граница по поверхности фундамента; *11* — зона крупного Утыбайского разлома; *12* — менее значительные разрывные нарушения; *13* — значения граничной скорости в *м/сек*

быстро воздымается до глубины 2 *км* в пределах Предюжно-Эмбенского блока фундамента.

Опорный отражающий горизонт $П_2$, вероятно отвечающий кровле нижнекаменноугольных известняков, в пределах самого северного приподнятого Караул-Кельдинского блока фундамента прослеживается на глубине 6,5—7 *км*. Южнее, на Беттауском погруженном блоке фундамента по тектоническим нарушениям он опущен до глубины 8 *км*, но в своде Беттауского поднятия глубина его залегания уменьшается до 7,5 *км*. По зоне Утыбайского тектонического нарушения отражающий горизонт $П_2$ вновь приподнимается на 0,5 *км*, но в пределах Утыбайского блока фундамента погружается к югу до глубины 7,7 *км*. На границе с самым южным, Предюжно-Эмбенским блоком фундамента, по-видимому, по разлому он погружается до глубины 8 *км*, а затем продолжает опускаться, достигая в конце интервала прослеживания глубины 9 *км*.

Мощность подсолевых отложений осадочного чехла Прикаспийской впадины на данном профиле в пределах области развития соляной тектоники относительно невелика и незначительно возрастает к югу от 2,5 до 3,5—4 *км*. При этом мощность отложений, заключенных между отражающим горизонтом $П_2$ (кровля нижнекаменноугольных из-

http://jurassic.ru/

вестняков) и поверхностью фундамента, сохраняется более или менее выдержанной, сокращаясь лишь над выступами фундамента. Общее направленное увеличение мощности подсолевых отложений к югу здесь осложнено лишь резким увеличением мощности отложений, заключенных между горизонтами $П_1$ и $П_2$ (отложения нижней перми — среднего карбона) на Беттауском блоке фундамента.

В пределах Утыбайского и Предюжно-Эмбенского блоков фундамента мощность подсолевых отложений осадочного чехла Прикаспийской впадины быстро возрастает к югу от 4 до 10,5 *км*. Ее увеличение происходит преимущественно за счет увеличения мощности отложений, заключенных между горизонтами $П_1$ и $П_2$, возрастающей от 2,5 до 7 *км*, в меньшей степени за счет роста мощности отложений (от 1,5 до 3,5 *км*), залегающих между горизонтом $П_2$ и поверхностью фундамента.

Данные сейсморазведки прежних лет однозначно свидетельствуют о том, что мезо-кайнозойские отложения южной окраины Прикаспийской впадины, по меньшей мере от левобережья р. Эмба, весьма полого наклонены на юг, в сторону Устюрта, и в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума не испытывают изгиба: рельеф и структура пород палеозоя погребены под ними. Напротив, подошва соленосных отложений при приближении к зоне Южно-Эмбенского максимума поднимается, соляная тектоника ослабевает, происходит подземное выклинивание соленосных толщ, а в осевой части максимума породы юры ложатся непосредственно на платформенные отложения верхнего карбона (скважины 2а и 3, Туресай) или тастубского горизонта сакмарского яруса (скважины 1 и 2, Сарыкумы). Между тем мощность отложений осадочного чехла Прикаспийской впадины и глубина залегания фундамента, как это отчетливо заметно на рассмотренном профиле (см. рис. 38), резко увеличивается при приближении к осевой зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума. Заметим попутно, что подобный разнонаправленный наклон подсолевого ложа и более глубоких отражающих горизонтов характерен и для Астраханского регионального гравитационного максимума.

Южно-Эмбенское погребенное поднятие Восточно-Европейской платформы протягивается вдоль осевой зоны одноименного регионального гравитационного максимума, точнее вдоль краевого шва платформы, определяющего здесь положение южной границы Прикаспийской впадины. Поднятие фиксируется по кровле подсолевых отложений, но на глубине ему соответствует относительно узкая пришовная зона, активно прогибавшаяся даже в каменноугольное время.

Характерно, что между глубиной залегания поверхности плотных докунгурских пород и величиной локальных аномалий в зоне Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума существует обратная зависимость: глубина залегания этих пород уменьшается в восток-северо-восточном направлении вдоль оси максимума (от Саргамыса к Диару), в том же направлении происходит плавное снижение положительных значений аномалий силы тяжести. С учетом последних данных сейсморазведки необходимо признать, что наличие Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума в первую очередь определяется аномальными массами в составе фундамента южного края Восточно-Европейской платформы.

Непосредственно к югу от р. Эмбы простирается магнитный максимум (до +200 *гамм*), который, расширяясь в сторону Каспийского моря, охватывает гораздо большую площадь, чем Южно-Эмбенский региональный гравитационный максимум. Оконтуривающая его нулевая изодинама на севере протягивается вдоль субширотного отрезка

http://jurassic.ru/

течения этой реки, а на юго-востоке — вдоль северных чинков Устюрта. В южной части магнитного максимума простирание сближенных изодинам на значительном расстоянии совпадает с простиранием оси гравитационного максимума. Это косвенно подтверждает данные сейсморазведки и отчасти бурения о наличии в осевой зоне регионального гравитационного максимума продольного разлома древнего заложения.

Выше на примере наиболее протяженных геофизических профилей, пересекающих Прикаспийскую впадину в пределах Западного Казахстана, были показаны особенности ее глубинного геологического строения, сведения о котором еще крайне ограничены. Гораздо более полные, но также еще во многом требующие уточнения геофизические данные имеются о структуре подсолевого ложа, о локальных структурах, созданных соляной тектоникой, а также о тектонике надсолевых отложений. Эти данные были учтены в разделе, посвященном характеристике тектоники Прикаспийской впадины.

МАНГЫШЛАК, УСТЮРТ И ПЕРИФЕРИЯ МУГОДЖАР

Как уже отмечалось, описываемая территория принадлежит северной части Туранской плиты. Последняя в свою очередь входит в пределы обширной Центрально-Евразиатской молодой платформы и приурочена к области сочленения крупных складчатых систем Урала и Тянь-Шаня. Такое положение описываемого района предопределило большую сложность его глубинного геологического строения, познание которого затруднено еще и тем, что здесь структура древних отложений обычно скрыта под плащом молодых осадков. В этих условиях для познания глубинного геологического строения особенно важным является широкое использование данных геофизических исследований.

В связи с вопросом о соотношении погружающихся под платформенный чехол складчатых систем Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака, имеющим большое теоретическое и практическое значение, многие геологи на основании разрозненных геолого-геофизических данных ранних исследований пытались расшифровать глубинное строение значительных областей Туранской плиты. Схемы строения Туранской плиты опубликованы в работах А. Д. Архангельского (Архангельский, 1923, 1932, 1941; Архангельский, Шатский и др., 1933; Архангельский, Федынский, 1936; Архангельский, Шатский и др., 1937; Архангельский, Михайлов и др., 1937), Н. Г. Кассина (1947), А. Л. Яншина (1945, 1948б, 1951), Б. А. Петрушевского (1955) и др.

В настоящее время вся описываемая территория покрыта аэромагнитными (Всесоюзный научно-исследовательский институт геофизических методов разведки, Западный геофизический трест и трест «Сибнефтегеофизика») и гравиметровыми съемками (контора «Казнефтегеофизика», Тургайская комплексная геофизическая экспедиция, Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт и контора «Спецгеофизика»). Здесь проведены сейсморазведочные исследования методами отраженных и преломленных волн (контора «Казнефтегеофизика», Тургайская комплексная геофизическая экспедиция, контора «Спецгеофизика», Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт). Южный Устюрт и Мангышлак пересечен профилем ГСЗ (контора «Спецгеофизика»), по которому выяснено строение земной коры вплоть до поверхности Мохоровичича. На многих участках (Устюрт, Чушкакульская и Жаксыбуташская антиклинали и др.) проведены электроразведочные работы методом зондирований и теллурических токов (контора «Спецгеофизика»).

http://jurassic.ru/

Результаты этих геофизических исследований опубликованы во многих работах (Яншин, 1955; Гарецкий и Шрайбман, 1956, 1958, 1960; Дьяков, 1957; Краев, 1957; Самодуров, 1957; Шрайбман, 1957; Димаков, 1957, 1959; Васильев, 1958; Неволин, 1958, 1961; Файтельсон, 1958; Гарецкий, 1958; Коган, 1959; Коган и Пасуманский, 1959; Замаренов и др., 1959; Борисов, 1960; Годин, 1960; Димаков и Лапшов, 1960; Кузнецов и Прусов, 1960; Гарецкий, Шлезингер и др., 1961; Кручинин, 1961; Михайлов и Ларионов, 1961; Днепров, 1962; Гарецкий, 1962, 1964; Арабаджи и др., 1963; Чарыгин, Васильев и др., 1963; Димаков и др., 1963; Черепанов и Слепаков, 1963; Грешнер и др., 1963; Дьяков, 1963; 1965; Геологические условия..., 1963; Акрамходжаев и др., 1963, 1967; Байларова и Туремуратов, 1964; Васильев и Скворцов, 1964; Голуб, 1964; Туремуратов, 1964; Манилов, 1964; Вольвовский, Гарецкий и др., 1964, 1965, 1966; Замаренов и др., 1965; Матвеев и Волож, 1965; Иногамов, Кригель, 1965; Шлезингер, 1965а, б; Дикенштейн, Полканова, 1966 и др.).

На Туранской плите выявляются платформенный чехол и фундамент. Первый в наиболее глубоких депрессиях начинается с отложений верхнего триаса — нижней юры, а в более приподнятых участках — с пород более высоких горизонтов юры, мела и даже палеогена. Для характеристики строения низов платформенного чехла нами здесь приводится структурная карта поверхности фундамента.

В фундаменте описываемой части Туранской плиты выделяются два яруса: нижний, сложенный доверхнепалеозойскими породами и отвечающий собственно геосинклинальному этапу развития герцинид, и верхний, представленный главным образом молассовыми породами верхнего палеозоя — триаса и соответствующий заключительному геосинклинальному этапу развития территории. Для характеристики строения фундамента нами приводятся структурная карта подошвы верхнего структурного яруса фундамента и карта внутренней структуры фундамента (со снятием верхнего его яруса).

Строение платформенного чехла

Структура поверхности юрских отложений. Геолого-геофизический разрез платформенного чехла описываемой территории характеризуется несколькими хорошо выделяемыми поверхностями отраженных и преломленных волн. Поэтому структура и глубина залегания отдельных горизонтов платформенного чехла эффективно исследуется сейсморазведкой МОВ и КМПВ. Здесь выявлен ряд опорных отражающих горизонтов. Широко прослеживается I отражающий горизонт (кровля меловых отложений). Наиболее уверенно коррелирующиеся и хорошо выделяющиеся на сейсмических лентах отражения приурочены к подошве неокома (III опорный отражающий горизонт). С подошвой неокома (поверхность юрских отложений) связана и преломленная волна ($V_г = 3{,}7$—$5{,}5$ *км/сек*), регистрируемая при работах КМПВ. В связи с этим в настоящее время имеется достаточно материала для того, чтобы по поверхности юрских отложений составить структурную карту для всей описываемой территории с сечением стратоизогипс через 200 *м*, а в отдельных случаях через 100 *м*.

Юрские отложения сплошным чехлом покрывают почти всю описываемую территорию. Они отсутствуют лишь на площадях, примыкающих к Мугоджарам, и в районе выходов пород пермо-триаса в грядах Каратау на Мангышлаке.

Юрские отложения обнажены в сводах ряда мегантиклиналей Мангышлакской системы и встречены глубокими скважинами. Обычно раз-

http://jurassic.ru/

рез юрских отложений, вскрываемых скважинами под меловыми породами, начинается с тех или иных горизонтов верхней юры, и только в отдельных случаях (в самых краевых частях распространения юрских отложений) под меловыми породами залегают сразу слои средней и даже нижней юры. В большинстве случаев в общем терригенные слабо карбонатные отложения низов мела сменяются известняками верхней юры. Именно к такой резкой смене литологического состава приурочен скачок физических свойств пород и в связи с этим образование отраженных и преломленных сейсмических волн.

В Примугоджарье верхнеюрские карбонатные отложения отсутствуют и под нижнемеловыми породами скважинами вскрыты терригенная угленосная толща в основном средней и частично верхней юры, которая налегает на неровную (в значительной степени эрозионную) поверхность палеозойского фундамента. В осевой части Кокпектинской мегантиклинали юрские отложения почти целиком отсутствуют, появляясь в виде отдельных пятен на ее крыльях. К западу от нее отложения юры развиты уже сплошным покровом. Они отсутствуют на большей северной части Шошкакольской мегантиклинали. В своде Южно-Шошкакольской брахиантиклинали непосредственно под неокомскими красноцветами на глубине 370—470 *м* вскрыты нижнеюрские породы чушкакульской серии с углами падения до 35°. На крыльях и в более погруженных частях осевой зоны мегантиклинали они несогласно перекрыты среднеюрскими отложениями, имеющими углы наклона слоев в 1—3°. К западу в соседней синклинали поверхность юрских пород погружается до отметок — 1 *км*. До таких же отметок она опущена и восточнее на продолжении Берчогурской синклинали. После подъема поверхности юрских отложений, соответствующего Бахатайской антиклинали, происходит ее погружение к Челкарскому прогибу. В его северной, Кургантузской мульде поверхность юры лежит на отметках ниже — 1,7 *км*, а в южной Кашкаратинской — даже ниже — 3 *км*, т. е. эти мульды выделяются еще более резко, чем по кровле меловых отложений.

На юго-восточном борту Челкарского прогиба четко вырисовывается Базайское поднятие, в своде которого поверхность юрских отложений расположена на отметках минус 2 — минус 2,2 *км*, погружаясь в сторону Кашкаратинской мульды до отметки —3 *км*, а в сторону лежащего к востоку Тюлькубайского структурного залива до —2,75 *км*, т. е. амплитуда поднятия соответственно равна 800—1000 и 500—550 *м*. По поверхности мела она не превышала 500 и 350 *м*. Падение на крыльях кровли юрских отложений составляет 60—70 *м* на 1 *км* (4°), т. е. увеличилось по сравнению с кровлей мела более чем в два раза. Амплитуда отдельных осложняющих поднятие вздутий составляет 100—200 *м*.

В расположенной к востоку от Челкарского прогиба Северо-Приаральской системе мегантиклиналей и мегасинклиналей лишь южная ее часть перекрыта юрскими отложениями. В сводах мегантиклиналей юрские породы местами совсем отсутствуют, а в тех случаях, когда они имеются, поверхность юры здесь расположена на несколько сотен метров выше, чем в соседних мегасинклиналях.

От южного окончания Чушкакульской мегантиклинали и района Предустюртья поверхность юрских отложений, так же как и меловых, испытывает моноклинальное погружение к югу, в сторону Северо-Устюртского прогиба, образуя его северное крыло. В пределах Предустюртской моноклинали поверхность юры погружается от отметок —1 до —2,2 *км*. Это погружение нарушается Актумсукской группой структур и ограничивающим ее с запада Токсанбайско-Замстанским

http://jurassic.ru/

структурным заливом, открывающимся в Северо-Устюртский прогиб. В осевой части последнего поверхность юрских отложений опущена до отметок минус 3 — минус 3,1 *км*. По кровле юрских отложений прогиб вырисовывается еще более четко и резко, чем по поверхности меловых. В его пределах по кровле юрских отложений выделяются все описанные выше структурные элементы, но они становятся более резкими и их амплитуды увеличиваются. Например, амплитуда отдельных брахиантиклиналей Мынсуалмасской группы структур по отношению к расположенным с севера синклиналям увеличивается до 100—150 *м*, в то время как по кровле меловых отложений она не превышает 70—80 *м*. Общая величина наклона поверхности юрских отложений по сравнению с наклоном кровли мела увеличивается в пределах Северо-Устюртского и Челкарского прогибов на 20—30%.

Северо-Бузачинский свод по кровле юрских отложений вырисовывается достаточно четко. В его центральной части она поднимается до отметки — 0,6 *км*. По данным сейсморазведки, амплитуда сброса, осложняющего северное крыло свода, увеличивается до 400 *м*, составляя 100 *м* по кровле меловых отложений. Более отчетливо вырисовываются поднятия, составляющие Кызано-Байчагырскую зону, особенно в ее восточной части. Причем в пределах Кызанской брахиантиклинали сейсморазведкой обнаружен небольших размеров и амплитуды разлом северо-восточного простирания, который по кровле меловых отложений не отмечается.

В пределах Южно-Бузачинского прогиба кровля юрских отложений залегает на отметках минус 1,4 — минус 1,5 *км*.

Морфология Кассарминской мегантиклинали по кровле юрских и меловых отложений близка между собой. По поверхности юрских отложений мегантиклиналь в целом ограничивается изолинией — 1,8 *км*, но в сводах отдельных осложняющих ее структур поднимается до отметок немногим более минус 1,3 — минус 1,4 *км*, а в своде наиболее высоко приподнятой собственно Кассарминской антиклинали даже до —1,2 *км*. Площадная сейсморазведка, проведенная на Теренкудукской антиклинали, показала, что по кровле юрских отложений в ее своде выделяются два брахиантиклинальных вздутия: собственно Теренкудукское и Байтерекское, разделенные небольшой мульдой, в пределах которой кровля юры погружена до — 1,6 *км*. По отношению к Северо-Устюртскому прогибу амплитуда поднятия Кассарминской мегантиклинали по кровле юрских отложений достигает 1,9—2 *км*, т. е. по сравнению с поверхностью мела увеличивается на 500—600 *м*.

По поверхности юрских отложений так же хорошо, как и по кровле мела, вырисовывается флексура, ограничивающая с юга Кассарминскую мегантиклиналь. За ней расположена не менее четко выделяющаяся Барсакельмесская впадина. В ее пределах поверхность юрских отложений залегает на отметках ниже минус 2,6 — минус 2,8 *км*, а на Аламбек-Кабанбайском поднятии — на минус 2,1 — минус 2,2 *км*. Стрела прогибания Барсакельмесской впадины по отношению к прилегающей Кассарминской мегантиклинали по кровле юрских отложений достигает 1,4—1,6 *км*, т. е. по сравнению с кровлей меловых отложений увеличивается на 700—800 *м*. Близкие к приведенным цифры увеличения амплитуды Аламбек-Кабанбайского поднятия относительно разделенных им собственно Барсакельмесской и Судочьей мульд получаются при сравнении поверхностей кровли юрских отложений и кровли меловых.

Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей по поверхности юрских отложений выделяется еще более рельефно, чем по кровле меловых пород. В западной части системы юрские и более

http://jurassic.ru/

древние породы выходят на поверхность в сводах ряда мегантиклиналей, а в восточной части в ядре Айбугирской мегантиклинали они на глубине около 100 *м* подстилают верхнеплиоценовые отложения. В сводах менее приподнятых мегантиклиналей поверхность юрских отложений залегает на отметках 0 — минус 0,5 *км*, погружаясь в центральных частях мегасинклиналей до минус 1,0 — минус 1,6 *км*. Высота волны поверхности юрских отложений в сопряженных мегантиклиналях и мегасинклиналях колеблется от 0,5 до более чем 1,5 *км*. Все структуры Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей по юрским отложениям согласны со структурами по меловым породам, но имеют более крутые углы наклона, большую амплитуду и выраженность. В ряде случаев флексуры, отмеченные по поверхности меловых отложений с глубиной (по поверхности юрских пород) переходят в дизъюнктивные нарушения. В частности, это имеет место по северному краю Карабаурской и по южному крылу Беке-Башкудукской мегантиклиналей. Амплитуда этих разломов местами превышает 1 *км*. Значительно более отчетливо выражены структуры Жетыбайской ступени. Их амплитуда увеличивается до 100 *м*, в то время как по кровле меловых отложений она не превышает первых десятков метров.

Северо-Туркменская зона прогибов по поверхности юрских отложений выражена более резко, чем по кровле меловых. В наиболее глубоких частях составляющих ее прогибов поверхность юры погружена до отметок минус 2,8 — минус 3,0 *км*. В западной части зоны прогибов по кровле юры достаточно четко вырисовывается Песчаномысское поднятие, которое по кровле меловых отложений представляет структурный нос. Максимальный подъем эта поверхность испытывает на мысе Песчаном у берега моря, где она залегает на отметках до —1,5 *км*. В связи с существованием здесь этого поднятия по поверхности юры намечается южное крыло Южно-Мангышлакского прогиба, осевая линия которого проходит по днищу бессточной впадины Карагие. Кровля юрских отложений в этой части прогиба залегает на глубинах около минус 1,7 — минус 1,8 *км*. Отсюда наблюдается погружение его шарнира к северо-западу и юго-востоку в сторону Сегендыкской и Жазгурпинской мульд, где рассматриваемая поверхность залегает на отметках соответственно —2,2 и —2,8 *км*. Таким образом, в районе впадины Карагие по кровле юрских отложений намечается резко выраженная седловина, выделяемая под одноименным названием и разделяющая Южно-Мангышлакский прогиб на две указанные выше мульды. По поверхности меловых отложений эта седловина не отмечается. В западной части Ассакеауданского прогиба по кровле юрских отложений не нашла отражения Учкудукская мульда, которая достаточно резко выражена по кровле меловых отложений. По данным региональных сейсмических профилей, юрские отложения испытывают здесь моноклинальное погружение на север. Однако, возможно, это несоответствие связано с тем, что структура меловых отложений изображена по данным детальной сейсмической съемки (Захидов, 1965), в то время как поверхность юрских отложений построена по одиночным региональным сейсмическим профилям.

Туаркырская система мегантиклиналей и мегасинклиналей отчетливо выделяется по поверхности юрских отложений. В своде собственно Туаркырской и Бейнеуской мегантиклиналей на поверхность выведены юрские и доюрские породы. На других мегантиклиналях кровля юрских отложений залегает на отметках минус 0,8 — минус 1,4 *км*, а в пределах Учтаганского прогиба погружается до —2,4 *км*. Структурный план Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклина-

http://jurassic.ru/

лей по этой поверхности в общем остается тем же, что и по кровле мела. Но поверхность юры осложнена большим количеством разрывных нарушений, отмечаются более крутые углы ее наклона. Карашорская и Туаркырская мегантиклинали по кровле юрских отложений по существу представляют собой типичные горст-мегантиклинали.

Структура поверхности фундамента. Поверхность фундамента изучена по ряду региональных сейсмических профилей КМПВ. Значения граничных скоростей преломленной волны, приуроченной к поверхности фундамента, изменяются в очень широких пределах — от 4,8 до 6,0 *км/сек*. Увеличение граничных скоростей происходит при увеличении глубины залегания поверхности фундамента, в связи с уплотнением пород его верхнего структурного яруса. Отмеченная зависимость значений граничных скоростей от глубины залегания преломляющего горизонта явилась одним из признаков, использованных при стратификации высокоскоростных сейсмических горизонтов. В районе, примыкающем с юго-востока к Южно-Эмбенскому гравитационному максимуму, поверхность фундамента достаточно детально изучена площадной сейсморазведкой МОВ (опорный отражающий горизонт «*а*»).

Данные сейсморазведки послужили основой при составлении сводной структурной карты поверхности фундамента. Однако редкая сеть сейсмических профилей и неравномерное их расположение потребовало при составлении структурной карты использования результатов других геофизических методов и в первую очередь магниторазведки и гравиразведки.

Возможность использования данных магниторазведки для определения глубины залегания фундамента обосновывалась во многих работах (Розе, 1956; Андреев, 1960; Гарецкий и Шрайбман, 1960 и др.). Действительно, уже на стадии качественного анализа магнитного поля и его районирования в какой-то степени определяются зоны с относительно более глубоким и более мелким залеганием фундамента. Глубина залегания фундамента, как правило, отражается на степени возмущенности магнитного поля. Так, районам периферии Мугоджар соответствует сравнительно сильно возмущенное магнитное поле, что указывает на неглубокое залегание фундамента. Наоборот, слабо возмущенное магнитное поле Северного Устюрта свидетельствует об относительно глубоком залегании фундамента.

Однако в некоторых районах Туранской плиты эта закономерность нарушается. Так, району мангышлакских дислокаций соответствует слабо возмущенное магнитное поле, несмотря на то, что пермотриасовые породы фундамента выходят здесь на современную поверхность. Этот факт объясняется тем, что породы верхнего структурного яруса фундамента являются здесь практически немагнитными и не оказывают существенного влияния на характер магнитного поля. Основная масса магнитовозмущающих объектов расположена в толще доверхнепалеозойских пород. Поэтому при использовании данных магнитометрии с целью определения глубины залегания поверхности фундамента необходима определенная осторожность.

Данные магниторазведки могут быть использованы и для количественной оценки глубины залегания поверхности фундамента. Понятно, что наиболее эффективны для этой цели расчеты глубин магнитовозмущающих масс на участках сравнительно неглубокого залегания фундамента, где отсутствует его верхний структурный ярус. Для северной части Туранской плиты на участках, где отсутствует верхний структурный ярус фундамента, результаты проведенных расчетов глубин залегания магнитовозмущающих масс в основном методом касательных (Гарецкий и Шрайбман, 1960) сопоставлены с глубиной по-

http://jurassic.ru/

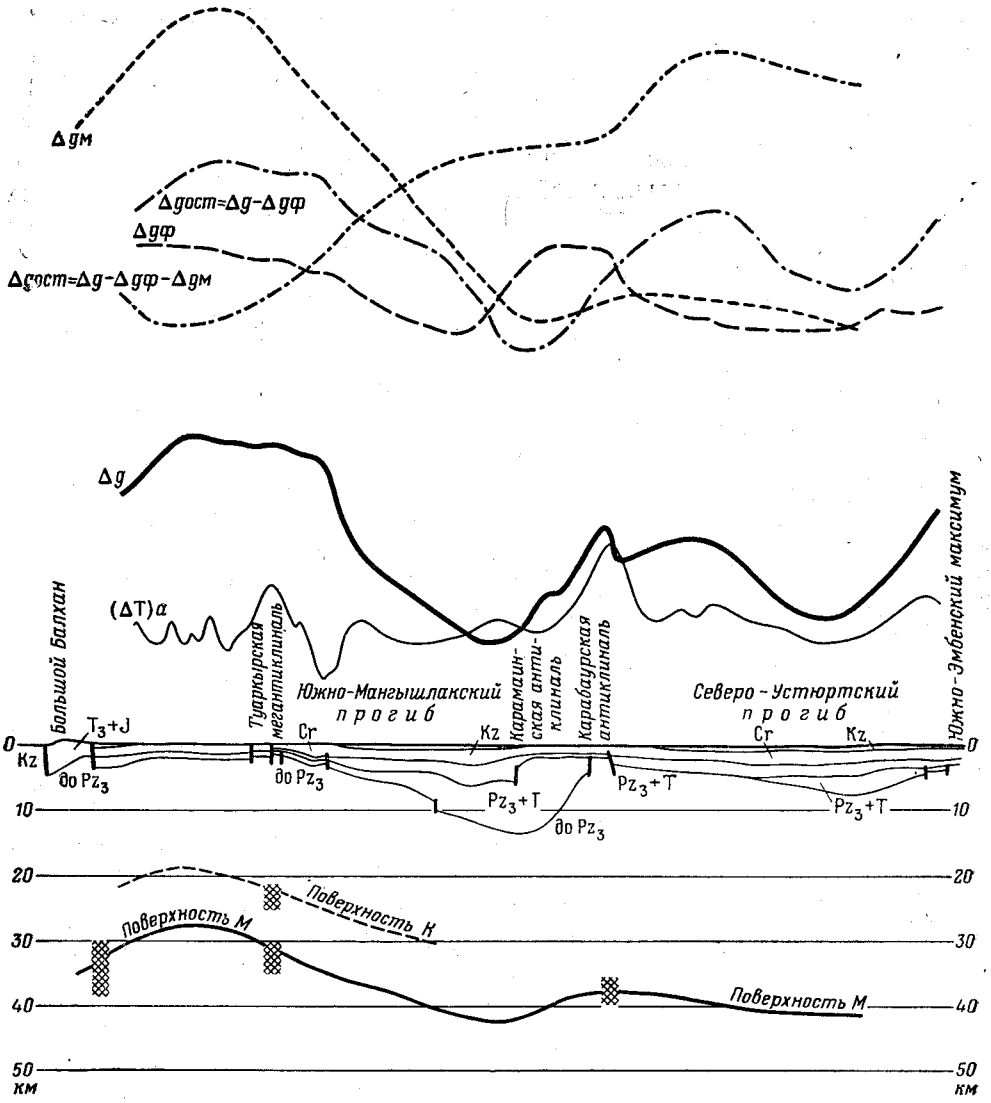


Рис. 39. Геолого-геофизический разрез через Туранскую плиту по линии: Южно-Эмбенский гравитационный максимум — Карабаурская мегантиклиналь — Большой Балхан

верхности фундамента, выявленной сейсморазведкой. Это сопоставление показывает хорошую сходимость расчетных глубин с действительными: 149 точек из 200 дали отклонение от поверхности фундамента меньше 0,5 *км*, что доказывает высокую эффективность использования в подобных районах расчетных данных о глубине верхней кромки магнитовозмущающих масс для построения региональной структурной карты поверхности фундамента.

На территории Туранской плиты поверхность фундамента является гравитационно активной границей, вызывающей гравитационный эффект, в некоторых случаях соизмеримый с наблюденной аномалией в редукции Буге. Кроме того, здесь в большинстве районов согласно залегающие с поверхностью фундамента глубинные границы раздела земной коры и границы в платформенном чехле (рис. 39) вызывают дополнительный гравитационный эффект, усиливающий гравитацион-

http://jurassic.ru/

ное влияние поверхности складчатого фундамента. Поэтому данные гравиметрии также могут быть использованы при решении этой задачи.

Исследования статических связей между глубиной залегания фундамента и аномалиями в редукции Буге показали, что последние могут быть использованы для более надежной интерполяции глубины залегания фундамента между сейсмическими профилями в районах его глубокого залегания.

Сопоставление магнитных и гравитационных аномалий позволило выделить те гравитационные максимумы, которые сопоставляются с магнитными аномалиями. В силу того что магнитные аномалии, как правило, отражают внутреннюю неоднородность фундамента, сопоставимые с ними гравитационные аномалии были классифицированы как «петрографические» и при построении структурной карты поверхности фундамента учитывались только в том случае, если соответствующие им структуры поверхности фундамента подтверждены сейсмическими или буровыми данными.

При построении структурной карты поверхности фундамента учитывались также особенности строения платформенного чехла, по составленной структурной карте кровли юрских отложений.

Таким образом, данные магниторазведки, гравиразведки и структурные построения по отложениям платформенного чехла образуют дополняющий друг друга комплекс сведений, позволяющий для каждого района западной части Туранской плиты разработать наиболее рациональный путь их использования для определения глубины и формы рельефа поверхности фундамента между сейсмическими профилями.

В северном ограничении Туранской плиты (в Мугоджарах) фундамент высоко приподнят и выходит на современную поверхность. Значительно реже, но также существуют, выходы фундамента во внутренней части плиты. Наиболее крупными на описываемой территории являются гряды Западного и Восточного Каратау на п-ове Мангышлак. От выходов фундамента на современную поверхность он погружается на ту или иную глубину до 4—6 *км* (рис. 40). На ограниченных площадях фундамент вскрыт скважинами в тех районах, где он залегает на относительно небольших глубинах (до 1—2, реже до 3 *км*). В остальных случаях о глубине залегания и рельефе поверхности фундамента приходится судить только на основании геофизических данных.

На структурной карте поверхности фундамента стратоизогипсы проведены через 0,5 *км*. Поэтому ряд деталей структурного плана Туранской плиты при таком сечении изолиний пропадает в сравнении со структурной картой по кровле юрских отложений, где стратоизогипсы проведены через 200 *м*.

Как видно из схемы поверхности фундамента (см. рис. 40), от Мугоджар поверхность фундамента в общем погружается к югу и юго-востоку. В районе развития Примугоджарской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей фундамент приподнят до отметок —0,5—0 *км* и выше в пределах первых и опущен до —0,5 *км* и ниже в пределах вторых. В целом поверхность фундамента погружается к югу и на южном конце системы лежит уже на отметках до минус 1— минус 2,5 *км*. В Северном Приаралье поверхность фундамента испытывает с одной стороны общее погружение к югу, а с другой — резкие изменения в залегании при переходе от мегантиклиналей к мегасинклиналям. Относительные колебания отметок на соседних погружениях и поднятиях достигают 1—2 *км*, в 3—4 раза увеличиваясь по сравнению с кровлей мела. Так же как и в Северном Приаралье, ведет себя поверхность фундамента южнее, уже в пределах Аральского моря. Здесь располо-

http://jurassic.ru/

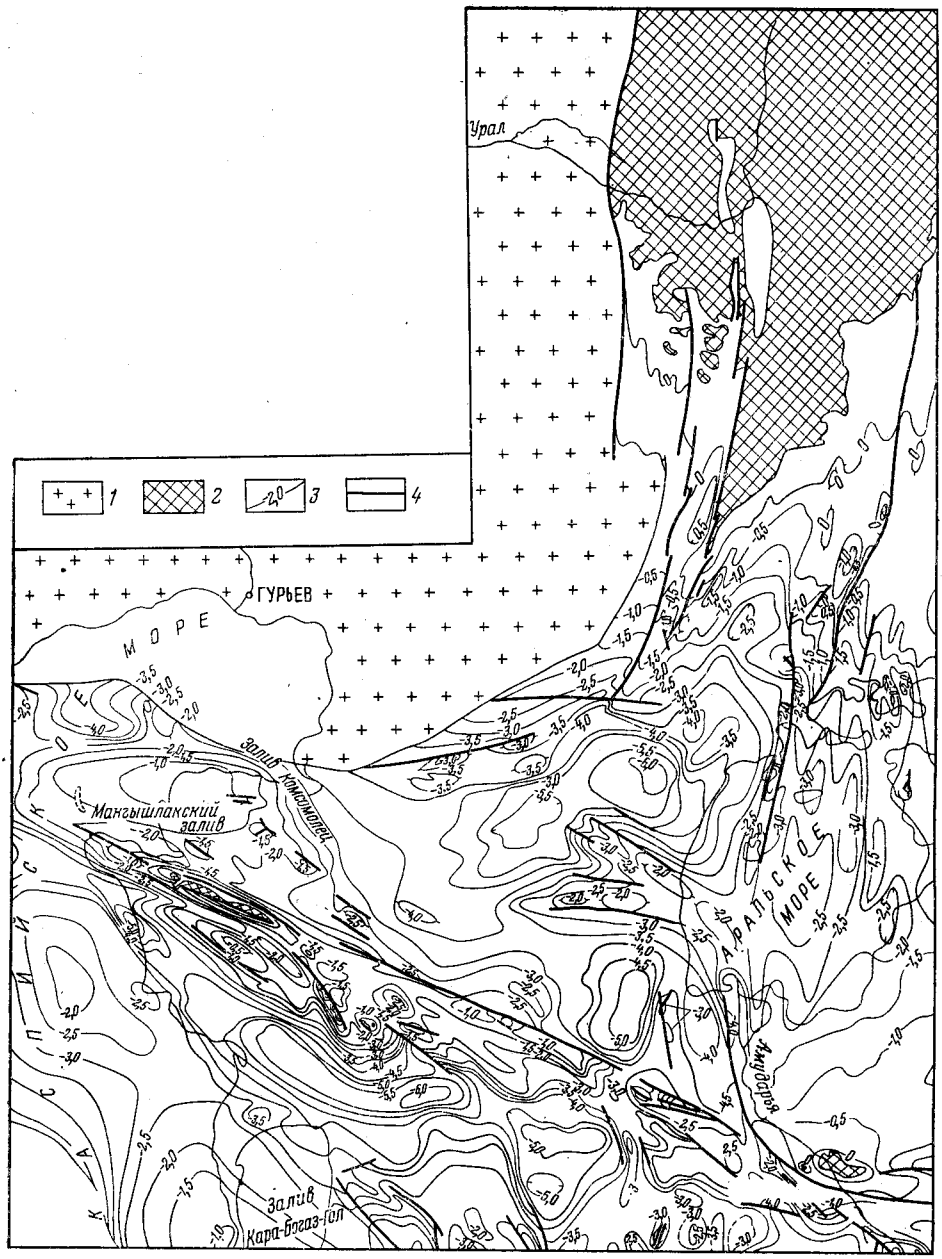


Рис. 40. Структурная карта поверхности фундамента Мангышлака, Устюрта и периферии Мугоджар

1 — Русская плита, *2* — выходы пород фундамента на поверхность, *3* — стратоизогипсы, *4*—разломы

жено продолжение Северо-Приаральской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, в пределах которого поверхность фундамента лежит на отметках минус 1,5—минус 3 *км*.

От Примугоджарской и Северо-Приаральской систем мегантиклиналей и мегасинклиналей поверхность фундамента круто погружена в разделяющий эти системы Челкарский прогиб. В северной, Кургантузской мульде прогиба поверхность фундамента погружена глубже

http://jurassic.ru/

отметок —2,5 *км*, а в южной Кашкаратинской лежит ниже отметок —4 *км*, поднимаясь в пределах Устюртско-Аяккумской зоны поднятий, осложняющей восточный борт прогиба, до отметок выше —3,5 *км*. Таким образом, стрела опускания Челкарского прогиба по сравнению с кровлей мела по поверхности фундамента увеличивалась на 1,5 *км* для северной мульды и на 2 *км* — для южной.

От Южно-Эмбенского гравитационного максимума поверхность фундамента, как и более высокие горизонты платформенного чехла, испытывает региональное погружение в южном, юго-западном и юго-восточном направлениях. В пределах самого максимума она расположена на отметках около —2 *км*, к юго-западу вдоль его оси погружается до отметок минус 3—минус 3,5 *км*, а южнее и юго-восточнее в центральной части Северо-Устюртского прогиба, в наиболее глубоких Самской и Косбулакской его мульдах, она опущена до отметок минус 5—минус 6 *км*. Северное крыло прогиба осложнено двумя близкими к широтному направлению разрывными нарушениями с амплитудой в несколько сотен метров. По более высоким горизонтам платформенного чехла эти разрывы не фиксируются.

В пределах Северо-Бузачинского свода кровля фундамента поднимается несколько выше отметок —1 *км*. Достаточно четко по этой поверхности выделяются поднятия, составляющие Кызано-Байчагырскую зону. К югу, в сторону Южно-Бузачинского прогиба, поверхность фундамента погружается до уровня —2 *км*. Амплитуда поднятия Северо-Бузачинского свода по отношению к Южно-Бузачинскому прогибу достигает 1—1,5 *км*, а относительно центральной части Северо-Устюртского прогиба 5 *км*, т. е. она увеличивается более чем в два раза по сравнению с амплитудой свода по вышележащим поверхностям юры и мела.

Кассарминская мегантиклиналь по кровле фундамента выделяется очень рельефно. В ее центральной части она залегает на отметках выше —2 *км*. Западная периклиналь и южное крыло мегантиклинали осложнены по этой поверхности серией разрывных нарушений, максимальная амплитуда наиболее крупного из которых превышает 1 *км*. В вышележащих горизонтах платформенного чехла эти разрывы затухают. Амплитуда Кассарминской мегантиклинали по отношению к центральной части Северо-Устюртского прогиба достигает по поверхности фундамента 4 *км*, т. е. увеличивается более чем на 2 *км* по сравнению с кровлей юры и более чем на 2, 5 *км* по сравнению с кровлей мела.

В четко вырисовывающейся по поверхности фундамента Барсакельмесской впадине эта поверхность погружена до отметок —5 *км*, а на Аламбек-Кабанбайском поднятии она залегает на уровне —3 *км*. В пределах последнего по кровле фундамента намечается субмеридиональный разрыв небольшой амплитуды, который в вышележащих горизонтах платформенного чехла затухает. Амплитуда прогибания Барсакельмесской впадины по отношению к прилегающей Кассарминской мегантиклинали достигает 3 *км*, по сравнению с 1,4 *км* по кровле юрских отложений и 0,6 *км* по кровле меловых осадков. Следовательно, стрела прогибания впадины по поверхности фундамента увеличивается соответственно более чем в 2 и в 5 раз. Близкие цифры получаются при сравнении залегания поверхности фундамента, кровли юры и мела в собственно Барсакельмесской мульде и Аламбек-Кабанбайском поднятии. Несколько меньшие величины дает сравнение этих цифр на Аламбек-Кабанбайском поднятии и располагающейся к востоку Судочьей мульде.

http://jurassic.ru/

Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей по кровле фундамента выделяется еще более рельефно, чем по вышележащим горизонтам платформенного чехла. В западной части системы породы фундамента выходят на поверхность в сводах ряда мегантиклиналей. В центральных частях менее приподнятых мегантиклиналей поверхность фундамента залегает на отметках до —1 *км*, погружаясь в пределах мегасинклиналей до минус 2—минус 3 *км*. Амплитуда поднятия мегантиклиналей по отношению к сопряженным мегасинклиналями колеблется от 1 до 3 *км* и несколько больше. Все структуры Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей по кровле фундамента согласны со структурами по вышележащим горизонтам платформенного чехла, но имеют более крутые углы наклона, бóльшую амплитуду и выраженность. В ряде случаев флексуры, отмеченные по более высоким горизонтам платформенного чехла, по поверхности фундамента переходят в разрывные нарушения. Разломы по этой поверхности резко увеличивают свою амплитуду. Так, разлом, осложняющий северное крыло Карабаурской мегантиклинали, протягивается в виде сплошной линии, и амплитуда его увеличивается до 2,5 *км*, по сравнению с 1 *км* по кровле юрских отложений. Крупное разрывное нарушение по поверхности фундамента выявлено по северному крылу Каратауской мегантиклинали. Еще большей амплитуды (свыше 3 *км*) достигает разлом, обрывающий южное крыло Карамаинской мегантиклинали. Эти два разлома в вышележащих горизонтах платформенного чехла отражаются лишь в виде флексур.

Северо-Туркменская зона прогибов по поверхности фундамента выражена еще более резко, чем по кровле юрских и меловых отложений. Поверхность фундамента в наиболее глубоких частях составляющих ее прогибов погружена до отметок минус 5—минус 6 *км*. В западной части по кровле фундамента четко вырисовывается Песчаномысское поднятие, в пределах которого она залегает на отметках —2,5 *км*. Однако если к юго-западу поверхность меловых отложений испытывает региональное погружение в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба, то поверхность фундамента после неглубокого погружения вновь поднимается, образуя Средне-Каспийский свод. По поверхности фундамента наблюдается смещение зоны максимального погружения Южно-Мангышлакского прогиба (—6 *км*) далеко на восток. Она расположена в пределах седловины, выраженной по поверхности юры и мела.

Туаркырская система мегантиклиналей и мегасинклиналей отчетливо выделяется по поверхности фундамента. В своде собственно Туаркырской мегантиклинали на небольших участках выходят на поверхность породы фундамента. На других мегантиклиналях кровля фундамента залегает на отметках минус 1—минус 2 *км*, а в пределах Учтаганского прогиба погружается до —4 *км*. Существенных изменений структурного плана Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей по этой поверхности по сравнению с вышележащими горизонтами платформенного чехла не наблюдается. Отмечается лишь по сравнению с кровлей юры некоторое увеличение амплитуды разломов и их протяженности. Так, разрывное нарушение, ограничивающее юго-западное крыло Карашорской мегасинклинали, протягивается далеко к юго-востоку, заходя за южную периферию Центрально-Каракумского свода. Кроме того, здесь отмечается еще серия продольных и поперечных разломов, осложняющих юго-восточное окончание Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. В вышележащих горизонтах платформенного чехла эти разрывные нарушения не прослеживаются.

http://jurassic.ru/

Строение фундамента

Структура верхнего яруса фундамента. Подошва верхнего структурного яруса фундамента на всей Туранской плите прослежена по редкой сети сейсмических профилей КМПВ и ГСЗ. На описываемой территории имеется всего лишь два таких сейсмических профиля (Карашор — Карабаур — Северо-Устюртская опорная скважина, Жетыбай — Ассакеаудан — Шорджа). Поэтому для построения структурной карты этой границы раздела земной коры в широком объеме привлечены другие геофизические материалы и прежде всего данные гравиметрии.

Принципиальная возможность использования данных гравиметрии при таких построениях доказывается анализом соотношений между параметрами, характеризующими строение верхнего структурного яруса фундамента, и наблюденными и трансформированными аномалиями силы тяжести. Этот анализ проведен путем построения серии корреляционных графиков по данным сейсмических профилей на территории Туранской плиты.

На корреляционном графике зависимости между глубиной залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента (H_2) и аномалиями в редукции Буге ($\Delta g_н$) намечается общая линейная связь этих параметров, осложненная, однако, серией отклонений отсчетных точек в сторону отрицательных значений аномалий (Вольвовский, Гарецкий и др., 1965, 1966). Эти отклонения от общей зависимости находятся вне пределов описываемой территории.

Отсчетные точки, полученные по профилю Карашор — Карабаур — Северо-Устюртская опорная скважина, образуют самостоятельную линейную зависимость с коэффициентом корреляции 0,82. Отсчетные точки, полученные по разным профилям юга Туранской плиты, за вычетом отклонений, образуют линейную зависимость с высоким коэффициентом корреляции, равным 0,96.

Отсчетные точки, соответствующие району Мангышлакских дислокаций, отклоняются уже в сторону повышенных значений аномалий в редукции Буге. На основе анализа территориальной приуроченности отмеченных отклонений представляется возможным выделить районы, характеризующиеся тесной линейной корреляционной связью между H_2 и $\Delta g_н$. Причем корреляционные зависимости между H_2 и $\Delta g_н$ для Северного Устюрта и района Южно-Мангышлакского прогиба несколько отличаются друг от друга.

Аналогичным образом составлен график зависимости между аномалиями Буге ($\Delta g_н$) и мощностью верхнего структурного яруса фундамента (Вольвовский, Гарецкий и др., 1966).

Эти графики корреляционных зависимостей позволяют сделать вывод о возможности определения уровня залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента и оценки его мощности по гравитационным аномалиям Буге на выделенных в результате районирования участках северной части Туранской плиты.

Однако для района Мангышлака использование аномалий Буге для определения глубины залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента мало эффективно. Гравитационное поле этой зоны вызвано в основном влиянием поверхности фундамента и глубинными границами раздела земной коры, в том числе и подошвой верхнего структурного яруса фундамента. В силу инверсионного строения поверхности фундамента они вызывают противоположные по знаку гравитационные эффекты. В связи с этим для успешной интерпретации гравитационных аномалий района Мангышлака целесообразно использование карты остаточных аномалий силы тяжести. Остаточные анома-

http://jurassic.ru/

лии получены в результате исключения из наблюденного поля силы тяжести гравитационного влияния рельефа поверхности фундамента.

На графике корреляционной зависимости между глубиной подошвы верхнего структурного яруса фундамента (H_2) и остаточными аномалиями силы тяжести ($\Delta g_{ост}$) фиксируется общая линейная связь этих параметров, за исключением уже выявленных по другим графикам отклонений. Коэффициент корреляции, рассчитанный по отсчетным точкам без учета отмеченных отклонений, равен 0,91. Среднее квадратическое отклонение отсчетных точек от линии регрессии $H_2 = a_1(\Delta g_{ост}) + b$ равно 1,5 *км*. Отличительной особенностью этого графика является хорошая сходимость его с геологическими и сейсмическими данными о глубине залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента по району Мангышлака. Таким образом, график зависимости H_2 и $\Delta g_{ост}$ является более универсальным, чем графики зависимости с аномалиями в редукции Буге. В связи с этим использование карты остаточных аномалий для определения глубины залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента представляется вполне обоснованным.

Интересен график корреляционной зависимости между остаточными аномалиями $\Delta g_{ост}$ и мощностью верхнего структурного яруса фундамента. Коэффициент корреляции без учета отклонений равен 0,95. Этот график является более эффективным для расчетов мощности верхнего структурного яруса фундамента Мангышлакской зоны по сравнению с графиком зависимости между $\Delta g_н$ и h. На нем отсчетные точки, соответствующие району Кызана, хорошо укладываются в общую линейную зависимость.

Таким образом, проведенный корреляционный анализ соотношений между аномалиями Буге, остаточными аномалиями и параметрами, характеризующими строение верхнего структурного яруса фундамента, позволил районировать территорию юга Туранской плиты по характеру этих соотношений, решить ряд вопросов геологической природы наблюдаемых аномалий силы тяжести и разработать пути их использования в комплексе с данными сейсморазведки для решения поставленной геологической задачи.

Верхнепалеозойско-триасовые породы орогенного ряда, образовавшиеся в заключительную стадию развития герцинских геосинклинальных областей Турана, выходят на поверхность во многих местах обрамления северной части плиты (Актюбинское Приуралье и т. д.) и в ее внутренних частях (Мангышлак, Туаркыр и др.). Они вскрыты многочисленными скважинами под платформенным чехлом и прослежены сейсмическими работами. Эти породы в виде меридиональной полосы развиты в Актюбинском Приуралье и на периферии Мугоджар, выполняя здесь систему южных периклинальных прогибов Урала. Отсюда к югу площадь их распространения резко расширяется и захватывает весь Устюрт, Горный и Степной Мангышлак и западную большую часть территории Аральского моря (рис. 41). Они выполняют Туаркырский грабен и широко развиты по всей южной окраине Туранской плиты.

Отложения верхнего палеозоя — триаса отсутствуют на значительных площадях Примугоджарья, Северного Приаралья, Северо-Бузачинского свода, района Байчагырского и Южно-Эмбенского гравитационных максимумов.

В позднем палеозое—триасе в районе Северного Устюрта и на большей западной части территории Аральского моря развилась обширная Арало-Устюртская впадина, на севере сливающаяся с южными периклинальными прогибами Урала. Подошва верхнепалеозойско-три-

http://jurassic.ru/

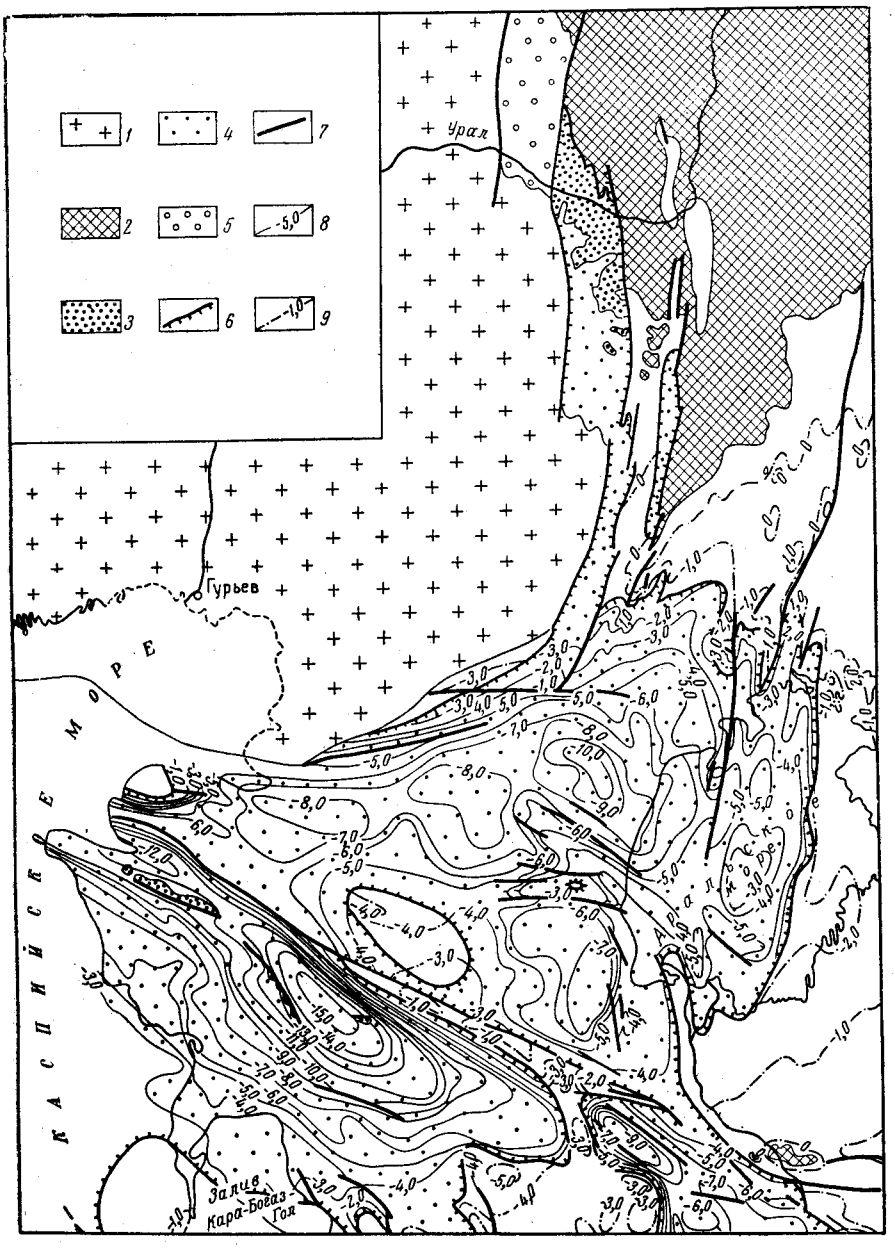


Рис. 41. Структурная схема подошвы верхнего структурного яруса фундамента (верхнего палеозоя — триаса) Мангышлака, Устюрта и периферии Мугоджар

1 — Русская плита, *2* — выходы доверхнепалеозойских пород, *3* — породы верхнего палеозоя — триаса на поверхности, *4* — породы верхнего палеозоя — триаса под платформенным чехлом, *5* — породы верхнего палеозоя — нижнего триаса в пределах Предуральского краевого прогиба, *6* — линия выклинивания пород верхнего структурного яруса фундамента, *7* — разломы, *8* — стратоизогипсы подошвы верхнего структурного яруса, *9* — стратоизогипсы поверхности фундамента в областях отсутствия пород верхнего структурного яруса

асовых пород близ линии их выклинивания в Северном Приаралье и в районе Южно-Эмбенского гравитационного максимума лежит на отметках около минус 1—минус 3 *км*. В центральных частях мульд, расположенных вдоль оси Челкарского и Северо-Устюртского прогибов, эта поверхность погружена до отметок минус 8 — минус 12 *км*, т. е. стре-

http://jurassic.ru/

ла прогибания здесь достигает 5—9 *км*. По подошве верхнего палеозоя — триаса стратоизогипсами минус 3 — минус 6 *км* хорошо выделяется Кассарминское поднятие, а южнее — Барсакельмесская впадина с глубиной погружения этой поверхности до отметки —7 *км*. Значительные подъемы до минус 3 — минус 4 *км* подошва этих отложений испытывает в районе Байчагырского выступа и до —1 *км* и выше — к Северо-Бузачинскому своду.

К югу отсюда, за Северо-Мангышлакским разломом, происходит резкое погружение поверхности верхнего палеозоя — триаса, связанное с Мангышлакским желобом, который вытянут в субширотном направлении более чем на 600 *км* от п-ова Мангышлак до Шорджинского выступа и имеет ширину до 100 *км*. Наибольшее его прогибание приурочено к выходам пород пермо-триаса в возвышенностях Кугусем и Карамая — здесь поверхность верхнего палеозоя лежит на отметках минус 13—минус 15 *км*. Отсюда к восток-юго-востоку происходит довольно резкое ее воздымание. В районе гряд Каратау и немного севернее она расположена на глубине минус 10—минус 12 *км*. В восточной части с севера Мангышлакский желоб ограничен клинообразным выступом доверхнепалеозойских пород, приподнятым по разломам и совпадающим с Центрально-Устюртской частью Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей (Гарецкий, Пантелеев и др., 1964; Шлезингер, 1965).

Южный борт Мангышлакского желоба более пологий. Он постепенно поднимается к Карабогазскому своду, где отметки рассматриваемой поверхности равны минус 1—минус 2 *км*. К востоку отсюда эта поверхность резко погружена (до минус 3—минус 6 *км*) в узком Туаркырском грабене и далее вновь воздымается до отметок —1 *км* на линейном выступе, на котором отсутствуют отложения верхнего палеозоя—триаса. Хорошо выделяется Учтаганский прогиб с залеганием подошвы верхнепалеозойско-триасовых пород на отметках минус 4—минус 6 *км*.

Мощности отложений верхнего структурного яруса в целом изменяются в соответствии с обрисованной выше структурной подошвой этого яруса. Наибольших мощностей (10—14 *км*) отложения верхнего палеозоя—триаса достигают в Мангышлакском желобе. От осевой части желоба к бортам мощности быстро уменьшаются, и в целом он оконтуривается изолиниями 2—4 *км*. К югу отсюда между участками отсутствия верхнепалеозойско-триасовых пород зажат узкий вытянутый Туаркырский грабен, мощность отложений верхнего структурного яруса фундамента в котором превышает 5 *км*. В Учтаганском прогибе они уменьшены, но все же достигают 2 *км*.

К северу от Мангышлакского прогиба в Арало-Устюртской впадине мощности пород верхнего палеозоя—триаса составляют не более 2—4, реже 5 *км*. Изменениями мощностей хорошо вырисовываются основные структурные элементы — Челкарский и Северо-Устюртский прогибы, Барсакельмесская впадина, Кассарминское и Байчагырское поднятия, Северо-Бузачинский свод и т. д.

Таким образом, в пределах северной части Туранской плиты выделяются участки желобообразного залегания верхнепалеозойско-триасовых пород в Мангышлакской и Туаркырской зонах и более обширные территории плащеобразного его залегания на Северном Устюрте и югу от него.

Различна степень дислоцированности описываемых отложений в разных частях герцинид Туранской плиты. Породы верхнего палеозоя — триаса, выполняющие Мангышлакский желоб, в конце триаса испытали интенсивную складчатость и поэтому смяты в сложную си-

http://jurassic.ru/

стему складок. По степени дислоцированности приближаются к ним пермо-триасовые отложения Туаркыра. Весьма интенсивно дислоцированы отложения системы южных периклинальных прогибов Урала, причем здесь отмечается ослабление складчатости при движении с севера на юг.

На территориях плащеобразного залегания верхнепалеозойско-триасовых пород на Северном Устюрте и на южной окраине Туранской плиты они дислоцированы значительно слабее, приближаясь в этом отношении к средне-верхнепалеозойским отложениям каледонид Турана. Средние углы наклона слоев здесь обычно не превышают 20—25°. Судя по немногочисленным еще данным сейсморазведки, здесь развиты пологие структуры складчато-глыбового характера.

Внутренняя структура фундамента (со снятием его верхнего структурного яруса). Результаты разных геофизических методов исследований содержат информацию о внутреннем строении фундамента, существенно различающуюся по своему значению.

Основным фактором, которым определяются наблюдаемые магнитные аномалии, является петрографическая неоднородность и связанные с ней изменения магнитных свойств пород фундамента. Верхний структурный ярус фундамента Туранской плиты сложен практически немагнитными молассовыми отложениями. Поэтому данные магнитометрии в первую очередь дают возможность районировать территорию западной части Туранской плиты по составу доверхнепалеозойских пород фундамента.

На формирование аномалий силы тяжести существенное влияние оказывает не только внутренняя неоднородность фундамента, но и другие факторы, связанные со строением платформенного чехла и глубинных частей земной коры и верхней мантии. Поэтому при анализе гравитационных аномалий более остро стоит вопрос разделения их в зависимости от аномалеобразующих факторов.

Глубинный фактор обусловливает аномалии силы тяжести, значительно большие по размерам (сотни километров), чем аномалии, связанные с внутренней структурой фундамента, и поэтому может быть легко учтен.

Внутренняя неоднородность фундамента особенно существенно влияет на поле силы тяжести при неглубоком его залегании (2—3 *км*). В районах, где фундамент залегает глубже 4—5 *км*, внутренняя неоднородность его уже не вызывает значительных осложнений гравитационного поля. Поэтому при анализе гравитационных аномалий учитывался существенный разный уровень залегания фундамента в различных районах.

Существенное влияние на гравитационное поле оказывает рельеф поверхности фундамента. Это влияние при решении вопроса внутренней структуры фундамента является решающим фактором. Поэтому построенная карта остаточных аномалий силы тяжести, освобожденная в значительной степени от гравитационного влияния рельефа поверхности фундамента, послужила основой при выделении ряда тектонических зон.

Районирование территории проведено на базе карт магнитных аномалий, гравитационных аномалий, остаточных аномалий силы тяжести. Кроме того, при районировании использованы карта сопоставления осей гравитационных и магнитных аномалий с осями структур платформенного чехла и карта сопоставления положительных магнитных и гравитационных аномалий. При выделении погребенных тектонических зон фундамента учитывались также особенности строения

http://jurassic.ru/

платформенного чехла, выявленные по геологическим и геофизическим данным.

Большую роль при районировании территории северной части Туранской плиты и оконтуривании тектонических зон фундамента и особенно их границ играет выделение и трассирование разломов. Не все разломы фундамента отражаются разрывными нарушениями в платформенном чехле. С некоторыми из них связаны флексуры в слоях платформенного чехла, другие вообще не имеют видимого отражения в чехле, являясь «залеченными» разломами.

Поэтому данные геофизических исследований являются основными источниками информации при выделении и трассировании разломов фундамента. Выделение и трассирование разломов фундамента проведено по линиям резкого изменения характера магнитного или гравитационного полей, по полосовым зонам высоких градиентов силы тяжести, по линиям четких линейных магнитных аномалий.

Совокупность указанных признаков позволила в ряде случаев выделить разломы с большой достоверностью. Серьезным подтверждением выделенных разломов фундамента являлось фиксирование дизъюнктивных нарушений в отложениях чехла сейсморазведкой.

Южная и юго-западная части описываемой территории характеризуются подавляющим преобладанием магнитных и гравитационных аномалий широтного и северо-западного простираний. На основании геолого-геофизических сопоставлений с герцинскими структурами Тянь-Шаня установлена принадлежность этих частей Туранской плиты к субширотным герцинидам.

На северо-западе они по региональному шву соприкасаются с докембрийской Русской плитой. На севере субширотные герциниды сопряжены с субмеридиональными (уралидами). Вопрос о проведении этой границы представляет наибольшие трудности и давно обсуждается в литературе. Различные точки зрения по этому поводу разобраны А. Л. Яншиным (1951), Б. А. Петрушевским (1955), Р. Г. Гарецким и В. И. Шрайбманом (1960). В последнее время ряд исследователей (Гарьковец, 1964; Бухарин, Пяновская, Пятков, 1964) высказывают предположение о непосредственном переходе субширотных герцинид Тянь-Шаня в субмеридиональные герциниды Урала. По нашему мнению, более вероятно торцовое сочленение этих складчатых систем, хотя и не исключена возможность непосредственного перехода некоторых зон Урала в соответствующие зоны Тянь-Шаня. Возможный вариант торцового сочленения с проникновением отдельных зон более молодых уралид в пределы более древних субширотных герцинид показан нами на схеме (рис. 42). По геофизической характеристике Алай-Кокшаальская зона Южного Тянь-Шаня может быть уверенно прослежена от выходов палеозоя в Тянь-Шане до меридиана западного окончания Букантау. Далее к западу на продолжении северной подзоны расположена своеобразная Бельтауская зона дробления, характеризующаяся мозаичным магнитным полем с резко интенсивными локальными максимумами. Южная подзона по геофизической характеристике с некоторой долей условности может быть прослежена вплоть до Султануиздага и далее через юго-западную часть Аральского моря на Кассарму (Кассарминско-Султануиздагская зона).

Юго-восточная часть территории Аральского моря расположена на западном продолжении Алай-Кокшаальской зоны Южного Тянь-Шаня. Ветвь субширотных герцинид проходит вдоль северных чинков Устюрта. Большей части Северного Устюрта соответствует Северо-Устюртский массив ранней консолидации, со всех сторон ограниченный региональными разломами. Он разбит на три блока: Каратюлей-

http://jurassic.ru/

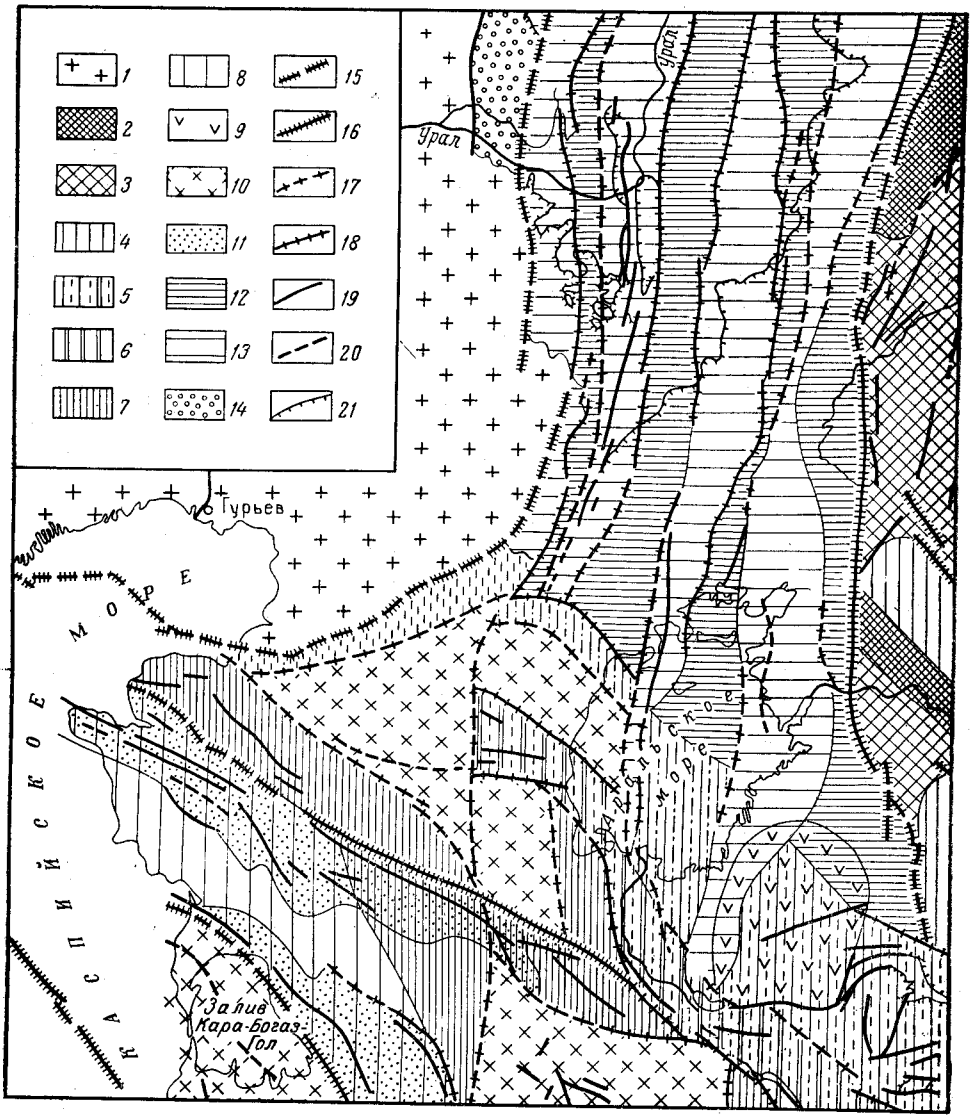


Рис. 42. Схема внутреннего строения фундамента Мангышлака, Устюрта и периферии Мугоджар (со снятием верхнего структурного яруса фундамента)

1 — Русская плита; *2—3* — каледониды: *2* — геоантиклинальные зоны, *3* — геосинклинальные зоны; *4—11* — герциниды; *4—8* — структурно-фациальные зоны (*4* — Чаткало-Нарынская, *5* — Алай-Кокшаальская, *6* — Гиссарская, *7* — Бузачино-Каракумская, *8* — Карагиинская), *9* — Бельтауская зона дробления, *10* — массивы ранней консолидации, *11* — область позднетриасовой складчатости; уралиды: *12* — геоантиклинальные зоны, *13* — геосинклинальные зоны: *14* — Предуральский краевой прогиб; *15—16* — разломы между областями складчатости разного возраста: *15* — формировавшиеся в доплатформенный этап развития, *16* — продолжавшие развиваться в платформенный этап; *17—18* — разломы между зонами внутри областей одновозрастной складчатости: *17* — формировавшиеся в доплатформенный этап развития, *18* — продолжавшие развиваться в платформенный этап; *19—20* — разломы подчиненного значения: *19* — формировавшиеся в доплатформенный этап развития, *20* — продолжавшие развиваться в платформенный этап; *21* — контур выходов палеозойского фундамента на поверхность

Самский, имеющий форму равностороннего треугольника, Косбулакский и Барсакельмесский, характеризующиеся формой неправильных четырехугольников. Северо-Устюртский массив отделен от Русской плиты Южно-Эмбенской ветвью герцинид.

Расположенная к юго-западу обширная зона, выделенная под названием Бузачинско-Каракумской, протягивается от п-ова Бузачи

http://jurassic.ru/

через Центрально-Каракумский свод в юго-восточную Туркмению. В целом Бузачинско-Каракумская зона характеризуется изометричными магнитными аномалиями. Однако в ее северо-западной части имеются несколько аномалий со слабо выраженным широтным простиранием. В гравитационном поле Бузачинско-Каракумская зона характеризуется в основном мозаичными и слабо линейными аномалиями. Серией крупных изометричных максимумов эта зона хорошо выделяется на карте остаточных аномалий силы тяжести. В ее пределах расположен крупный изометричный Центрально-Каракумский массив ранней консолидации.

Весь юго-запад Туранской плиты от полуострова Мангышлак через залив Кара-Богаз-Гол до Ашхабада объединяется нами в крупную Карагиинско-Карабогазскую зону. Она характеризуется линейными локальными магнитными аномалиями северо-западного простирания. На северо-западе зоны магнитные аномалии имеют слабую интенсивность. В районе Кара-Богаз-Гола внутри описываемой зоны отчетливо оконтуривается подзона, примерно соответствующая Карабогазскому своду. Это Карабогазский массив ранней консолидации. Подзона характеризуется интенсивными локальными аномалиями с преимущественным северо-западным простиранием. На северо-востоке эта подзона ограничена крупным Туаркырским разломом, который намечается линейными магнитными аномалиями и полосой высоких градиентов силы тяжести. На северо-западе и крайнем юго-востоке Карагиинско-Карабогазской зоны наблюдаются отрицательные гравитационные аномалии (в редукции Буге), а в ее центральной части, соответствующей Туаркыру и Карабогазскому массиву, они интенсивно положительны. Карабогазский массив отличается интенсивными гравитационными аномалиями без ясно выраженного простирания.

Району развития в платформенном чехле Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей соответствует зона интенсивной позднетриасовой складчатости фундамента. Эта зона выделяется интенсивными максимумами гравитационных аномалий и минимумами остаточных аномалий силы тяжести. С севера Мангышлакская зона ограничена Северо-Мангышлакским региональным разломом, хорошо выделяющимся как по геологическим, так и по геофизическим данным.

Триасовый возраст интенсивной складчатости характерен и для Туаркырской зоны, которой в платформенном чехле соответствует система мегантиклиналей и мегасинклиналей. В центральной и северо-западной частях эта зона выделяется по максимальным значениям гравитационных аномалий и широкой полосой градиентов остаточных аномалий силы тяжести, осложненной серией максимумов и минимумов. На юго-западе Туаркырская зона ограничена Туаркырским разломом, который протягивается от берега Каспийского моря до района г. Ашхабада и хорошо выделяется по интенсивным линейным аномалиям магнитного поля и высоким градиентам силы тяжести.

К северу от тяньшанид расположена область, характеризующаяся субмеридиональным простиранием всех магнитных и гравитационных аномалий и соответствующая уралидам.

Самой крайней западной зоной Уральской складчатой системы является Зилаирский синклинорий, который выделяется линейными отрицательными аномалиями силы тяжести. Эта зона оканчивается примерно на широте г. Кандагач. Кулисообразно по отношению к ней восточнее расположена аналогичная по геофизической характеристике Атжаксинская зона.

Отделяясь крупным Сакмарско-Кокпектинским разломом, к востоку выделяется осевая зона Урала (зона Уралтау и тесно связанная с ней

http://jurassic.ru/

Сакмарская зона — Центрально-Уральское поднятие), которая прослеживается по полосе унаследованных антиклиналей далеко на юг, вплоть до северных чинков Устюрта. Она характеризуется рядом мало интенсивных магнитных аномалий, на фоне которых местами появляются интенсивные максимумы, отражающие расположенные под осадочным чехлом массивы ультрабазитовых пород. В гравитационном поле осевой зоне Урала на севере соответствует полоса повышенных градиентов силы тяжести. Значения Δg увеличиваются здесь в сторону следующей к востоку Зеленокаменной зоны. На юге в пределах осевой зоны фиксируется крупный Даульско-Кокпектинский гравитационный максимум, соответствующий массиву ультрабазитов, имеющий меридиональное простирание и затухающий в районе северного чинка Устюрта. Здесь происходит торцовое сочленение уральских простираний этой зоны с тяньшаньскими.

К востоку от регионального разлома западного подножия Главного Мугоджарского хребта расположена геосинклинальная зона зеленокаменных пород (Тагило-Магнитогорский прогиб). Она четко выделяется на магнитной карте чрезвычайно интенсивным резко аномальным магнитным полем. Аномалии имеют ясно выраженную линейную форму с меридиональным простиранием. У параллели 48° магнитные максимумы резко затухают. Зеленокаменная зона отмечается положительными максимумами силы тяжести меридионального простирания, которые прослеживаются почти до северных чинков Устюрта, где происходит резкая смена простираний аномалий на широтные.

К востоку от зеленокаменной зоны, отделяясь крупным разломом, лежит Урало-Тобольская геоантиклинальная зона (Восточно-Уральское поднятие). В погребенной части, ограничивающей ее с запада, разлом устанавливается по ряду линейных магнитных аномалий, совпадающих с полосой высоких градиентов силы тяжести. Магнитное поле в пределах Урало-Тобольской зоны значительно меньшей интенсивности, чем в предыдущей зоне, с явно отрицательным фоном. Простирания аномалий на севере имеют меридиональное направление, а на крайнем юге появляется ряд аномалий северо-западного простирания. Аномалии приобретают изометричную форму с некоторым преобладанием меридиональных простираний. На юге у северных чинков Устюрта зона ограничивается Северо-Аральским максимумом силы тяжести. Следовательно, и эта зона прослеживается только до северных чинков Устюрта.

В следующей к востоку Прииргизско-Куландинской зоне (Восточно-Уральский прогиб) магнитное поле становится более интенсивным. Здесь прослеживается серия положительных аномалий, которые имеют меридиональные простирания и протягиваются южнее полуострова Куланды, через остров Возрождения к юго-западному углу Аральского моря, где эта зона под острым углом подходит к Кассарминско-Султануиздагской подзоне тяньшанид. Она «внедряется», таким образом, в западное продолжение северной подзоны Алай-Кокшаальской зоны тяньшанид. До этой же широты Прииргизско-Куландинская зона прослеживается по ряду интенсивных аномалий силы тяжести четкого меридионального простирания.

Следующая к востоку Аятско-Тогызская зона (Зауральское поднятие) характеризуется спокойным отрицательным магнитным полем. Она протягивается до центральной части Аральского моря. На общем отрицательном фоне гравитационных аномалий (в редукции Буге) этой зоны фиксируется ряд максимумов, не имеющих четкой линейной формы. В какой-то степени гравитационное поле этой зоны напоминает таковое Урало-Тобольской зоны.

http://jurassic.ru/

К востоку расположена Кустанайско-Аральская зона (Кустанайский прогиб), отмечающаяся возмущенным магнитным полем с серией линейных интенсивных положительных аномалий устойчивого субмеридионального простирания и прослеживающаяся вдоль восточного берега Аральского моря вплоть до Кассарминско-Султануиздагской подзоны тяньшанид. Эта зона, так же как и Прииргизско-Куландинская, целиком рассекает северную подзону Алай-Кокшаальской зоны тяньшанид.

Последней на востоке зоной Урала является Жуванская зона, которая характеризуется спокойным отрицательным магнитным полем и прослеживается от района восточнее г. Кустанай на севере до Северо-Букантауского разлома на юге.

Заканчивая описание тектонических зон Уральской складчатой системы, следует отметить, что различные зоны ее, обладающие в целом однотипным развитием, имеют сходные в общих чертах геофизические характеристики. Так, все геоантиклинальные зоны, для которых характерны выходы древних немагнитных и относительно менее плотных гранито-гнейсовых образований, отмечаются отрицательными магнитными аномалиями слабой интенсивности и пониженными относительно слабоинтенсивными гравитационными аномалиями. Наоборот, все геосинклинальные зоны, которые сложены мощными толщами эффузивных образований обычно основного состава с высокой магнитной восприимчивостью и значительно большей плотностью, характеризуются сериями интенсивных положительных магнитных аномалий и высоким аномальным положительным гравитационным полем.

Сейсмический профиль ГСЗ, проведенный через западноказахстанскую часть Туранской плиты от Южно-Эмбенского гравитационного максимума через Мангышлакскую зону к Кара-Богаз-Голу, показывает, что мощность земной коры здесь равна 35—40 *км*. Характерно, что Мангышлакская зона выделяется прогнутым (примерно на 10 *км*) залеганием поверхности Мохоровичича. Мощность консолидированной земной коры в западноказахстанской части Туранской плиты весьма выдержана и ее изменение не превышает 10 *км*.

http://jurassic.ru/

Глава 3

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

Специальных исследований по изучению новейшей тектоники южной оконечности Урала, какой являются Орь-Илекская возвышенность и Мугоджары, до последнего времени не проводилось. Тем не менее этого вопроса в той или иной степени касались многие исследователи. Наиболее определенно на проявление молодых дифференцированных тектонических движений указывали П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1934, 1937), А. В. Хабаков (1935), Н. И. Николаев (1947), В. И. Елисеев (1950), А. Л. Яншин (1948а, 1953, 1961а), Л. И. Киселев (1958), П. Я. Кошелев (1961), Р. Г. Гарецкий (1962), М. В. Проничева (1962), Н. П. Вербицкая (1964) и др. В работах этих исследователей отчетливо проводится мысль, что современный рельеф казахстанской части Урала и сопредельных областей является молодым, и здесь выявляются неотектонические структуры с тенденцией к поднятию или опусканию.

В 1961—1965 гг. систематические геолого-геоморфологические, в том числе и неотектонические, исследования описываемой территории проводились Институтом геологических наук АН КазССР и Западно-Казахстанской комплексной геологоразведочной экспедицией, позволившие впервые картографически отобразить ряд особенностей молодой тектоники.

Неотектонические движения выявляются на основании геологических, геоморфологических и геодезических данных. Крупные неоструктуры исследованной территории имеют значительный размах новейших движений (более 500 *м*) и характеризуются линейностью большинства входящих в них частных неоструктурных единиц и значительной дифференцированностью.

Представление об общем плане крупных неоструктур складывается из сопоставления данных о поверхностях выравнивания: о их распространении, высотном положении, возрасте и деформации*. Особый интерес в этом отношении представляют три более молодые поверхности; эоцен-олигоценовая (допозднеолигоценовая), миоценовая и плиоценовая, пользующиеся весьма широким распространением и выраженные в ряде мест останцами приуроченных к ним отложений соответствующих возрастов. При выделении более мелких неоструктур большую помощь оказали данные о речных долинах, в частности, строение, характер продольных и поперечных профилей террас (рис. 43, 44 и 45), интенсивность эрозионных и аккумулятивных процессов и т. д.

В качестве самых крупных неотектонических районов выделены три крупных региона — геотектуры, или морфотектуры (Герасимов, 1946а, 1946б, 1959), имевшие в течение позднеолигоцен-четвертичного

* Принципы выделения и использования поверхностей выравнивания для выявления неотектоники изложены в работах Ю. А. Мещерякова (1950, 1959, 1965) и С. К. Горелова (1959, 1960).

http://jurassic.ru/

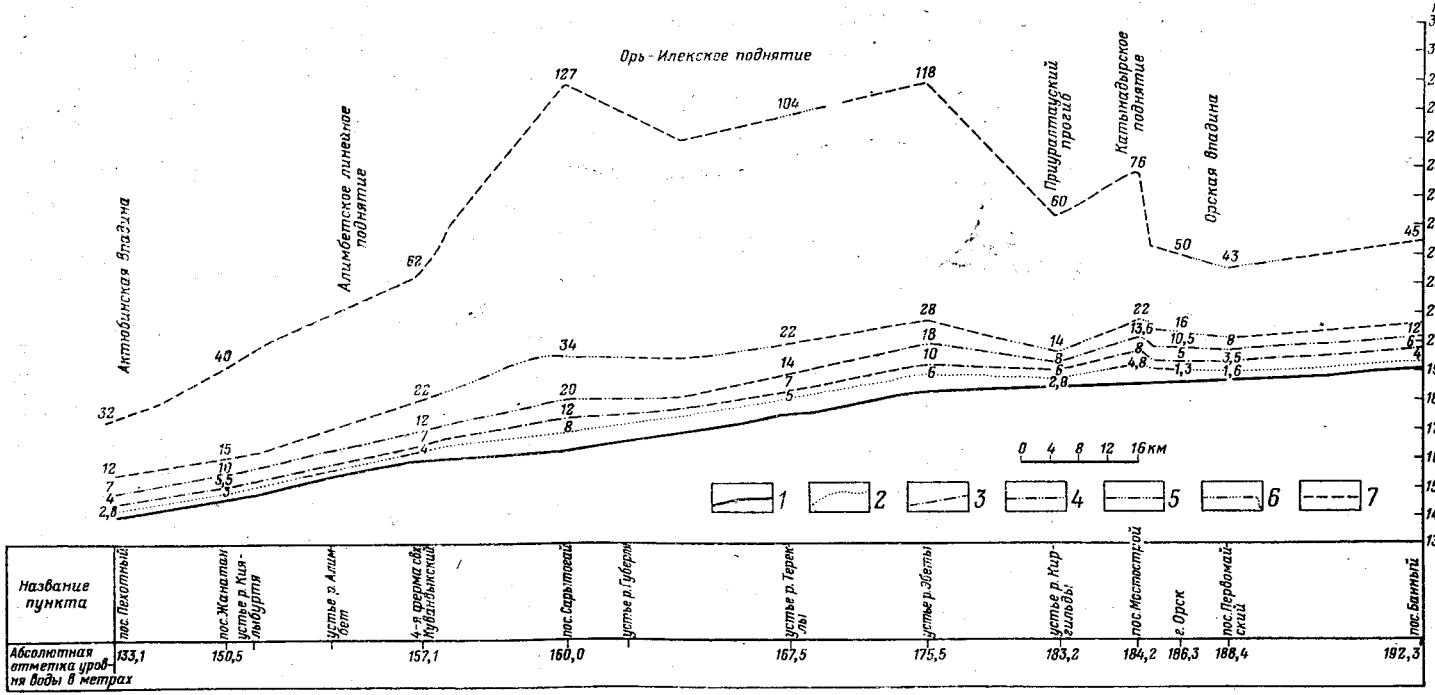


Рис. 43. Нивелировочный продольный профиль террас широтного участка р. Урал (по В. И. Елисееву с изменениями по данным нивелировочных работ В. И. Гохштейна и Е. Д. Тапалова)

1 — урез воды, *2* — высокая пойма, *3* — первая надпойменная терраса, *4* — вторая надпойменная терраса, *5* — третья надпойменная терраса, *6* — четвертая надпойменная терраса, *7* — предполагаемая поверхность террас

http://jurassic.ru/

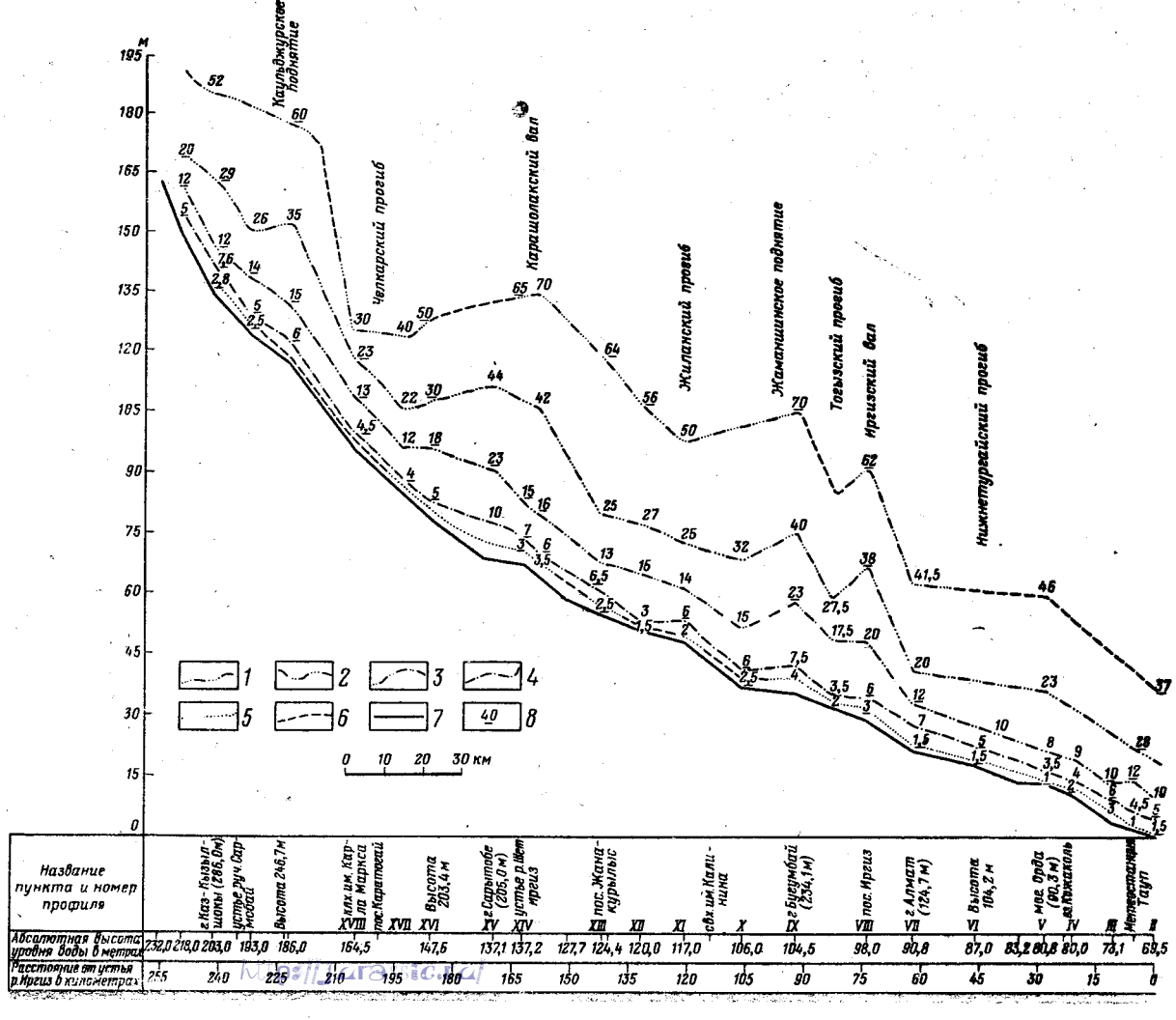


Рис. 44. Нивелировочный продольный профиль террас р. Шетиргиз и широтного участка р. Иргиз (по Е. Д. Тапалову)

1 — четвертая надпойменная терраса, *2* — третья надпойменная терраса, *3* — вторая надпойменная терраса, *4* — первая надпойменная терраса, *5* — высокая пойма, *6* — предполагаемая поверхность террас, *7* — урез воды, *8* — относительное превышение террас (в *м*) от уреза воды

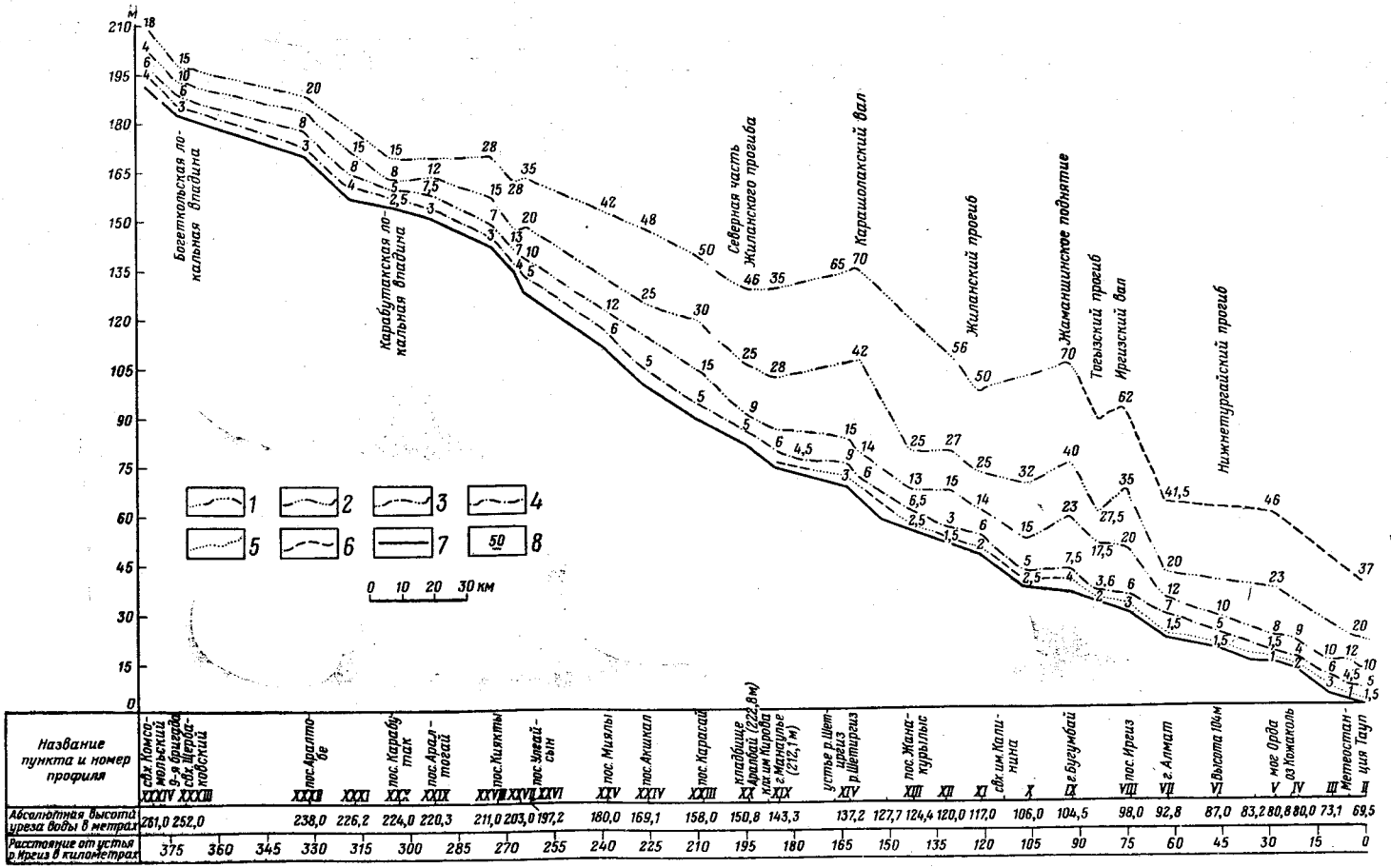


Рис. 45. Нивелировочный продольный профиль р. Иргиз (по Е. Д. Тапалову)

Условные обозначения см. рис. 44

http://jurassic.ru/

времени (неотектонического этапа *) специфические черты тектонического развития. Это южная оконечность Урала, юго-восток Русской плиты (восточная приподнятая часть Прикаспийской впадины и Актюбинское Приуралье), примугоджарская часть Туранской плиты (Западное Примугоджарье) и юго-запад Тургайской равнины **.

На фоне различных крупных морфотектур выделяются морфоструктуры — более мелкие элементы рельефа, обусловленные определенными тектоническими структурами рельефообразующих пород (табл. 9). Эти морфоструктуры и деформация поверхности земной коры за неотектонический этап показаны на рис. 46.

За нижний маркирующий уровень при проведении изолиний неодеформаций условно принята широко развитая эоцен-олигоценовая поверхность. В областях относительного опускания эта поверхность погребена под позднеолигоценовыми и неоген-четвертичными отложениями, а в областях поднятий реликты ее устанавливаются на значительных абсолютных высотах во многих местах Русской платформы и Туранской плиты (Н. И. Николаев, 1947; Горелов, 1959, 1960; Мещеряков, 1961; Проничева, 1962; Аристархова, 1962; Тапалов, 1966 и др.). В местах отсутствия реликтов этой поверхности изолинии проведены условно методом интерполяции с учетом анализа мощностей, фаций и возраста осадочных отложений в прилегающих впадинах или прогибах, а также высотного положения более молодых (миоценовой и плиоценовой) денудационных поверхностей.

Изложенные выше исходные данные позволили провести изолинии неодеформаций литосферы через 100 *м*, а местами и через 50 *м*.

Область слабого горообразования южной оконечности Урала разделяется на две зоны: Западную (зона кряжа) и Восточную (зона пенеплена). Основанием для такого разделения служит не только разное суммарное выражение деформаций допозднеолигоценовой поверхности, но и различное соотношение с ранее сформированными структурами и неодинаковая предшествующая геологическая история.

Новейшие структурные формы этой области являются складками основания древней платформы, получившими в результате дифференцированных неотектонических движений непосредственное выражение в рельефе в виде низких гор, холмов и неглубоких межгорных, межсопочных впадин или прогибов.

Западная зона представляет собой более сложную по сравнению с Восточной (зоной пенеплена) сводово-глыбовую структуру, отличающуюся резко выраженным контрастным характером неотектонических движений. Особенности новейших движений этой зоны являются унаследованными от позднепалеозойских — раннемезозойских движений.

По характеру связи с тектоническим строением субстрата Западная зона разделяется на четыре участка, соответствующие структурам второго порядка: Алимбетское, Орь-Илекское, Западно-Мугоджарское поднятия и Орскую впадину.

Алимбетское поднятие соответствует одноименной зоне линейных складок основания. На западе оно граничит с Актюбинской впадиной, а на востоке от Орь-Илекского поднятия отделено крупным обновленным Сакмарско-Кокпектинским разломом. Амплитуда суммарного поднятия за позднеолигоцен-четвертичное время составляет 300 *м*, а к

* В определении объема неотектонического этапа автор присоединяется к взглядам Н. Н. Будановой, А. П. Рождественского, В. П. Трифонова (1962).

** Если согласно воззрениям Н. И. Николаева и С. С. Шульца (1961), юго-восток Русской плиты и примугоджарскую часть Туранской плиты можно включить в область материковой платформы, то южная оконечность Урала относится условно к «области слабого (платформенного) горообразования».

http://jurassic.ru/

Таблица 9

Новейшие структурные формы южной оконечности Урала и ее периферии

Морфотектуры	Морфоструктуры 1-го порядка	2-го порядка	3-го порядка	4-го порядка
На молодых эпигерцинских платформах. А — южная оконечность Урала (область слабого горообразования)	A^1—Западная зона (зона кряжа)	A^1_1— Алимбетское линейное поднятие	IA^1_1 — Киялыбуртинская внутригорная впадина	
		A^1_2— Орь-Илекское поднятие		
		A^1_3— Западно-Мугоджарское горстовое поднятие		
		A^1_4— Орская впадина	IA^1_4 — Приуралтауский прогиб IIA^1_4— Яикский прогиб $IIIA^1_4$— Катынадырское антиклинальное поднятие	$1A^1_4$— Новотроицкая изометричная впадина $2A^1_4$— Ойсылкаринская изометричная впадина
	A^2— Восточная зона (зона пенеплена)	A^2_1— Орь-Иргизское поднятие		$1A^2_1$ — Белькопинская изометричная впадина $2A^2_1$ — Домбаровская брахисинклинальная впадина
		A^2_2— Приргизское поднятие	IA^2_2— Восточно-Мугоджарское поднятие IIA^2_2— Замугоджарское поднятие	$1A^2_2$ — Верхнеушкаттинское локальное антиклинальное поднятие $2A^2_2$ — Текелитауское локальное антиклинальное поднятие $3A^2_2$ — Жетыкольская брахисинклинальная впадина $4A^2_2$ — Богеткольская изометричная впадина $5A^2_2$ — Карабутакская изометричная впадина
Б — Примугоджарский склон Туранской плиты (область материковой платформы)		$Б^1_1$— Западно-Примугоджарская подзона	$IБ^1_1$— Изембетско-Кокпектинский вал $IIБ^1_1$— Предмугоджарский прогиб $IIIБ^1_1$— Шошкакольское поднятие	Локальные антиклинальные поднятия: $1Б^1_1$ — Ильинское, $2В^1_1$— Изембетское, $3Б^1_1$ — Теректысайское, $4Б^1_1$— Коскольское, $5Б^1_1$ — Кокпектинское, $6Б^1_1$ — Намазтауское, $7Б^1_1$ — Даульское $8Б^1_1$ — Аксуйская изометричная впадина.

http://jurassic.ru/

Продолжение табл. 9

Морфотектуры		Морфоструктуры 1-го порядка	2-го порядка	3-го порядка	4-го порядка
На молодых эпигерцинских платформах	Б — Примугоджарский склон Туранской плиты (область материковой платформы)	$Б^1$ — зона периферии Мугоджар	$Б^1_2$ — подзона Берчогурско-Челкарской впадины	$1Б^1_2$ — Берчогурский прогиб $IIБ^1_2$ — Каульджурское поднятие $IIIБ^1_2$ — Челкарский прогиб	$1Б^1_2$ — Бахатайское локальное антиклинальное поднятие $2Б^1_2$ — Каульджурское локальное антиклинальное поднятие $3Б^1_2$ — Челкарская изометричная впадина
			$Б^1_3$ — Восточно-Примугоджарская подзона (примугоджарская часть Тургайской синеклизы)	$1Б^1_3$ — Карашолакский вал $IIБ^1_3$ — Жиланский прогиб $IIIБ^1_3$ — Жаманшинское поднятие	Локальные антиклинальные поднятия: $1Б^1_3$ — Шетиргизское, $2Б^1_3$ — Карашолакское, $3Б^1_3$ — Кособинское, $4Б^1_3$ — Жаманшинское $5Б^1_3$ — Аккурданское, $6Б^1_3$ — Тасаранское
На древних докембрийских платформах	Юго-восток Русской плиты		$В^2_1$ — Актюбинская впадина		$1В^2_1$ — Мартукское локальное антиклинальное поднятие $2В^2_1$ — Курашасайское локальное антиклинальное поднятие $3В^2_1$ — Батпаккольская изометричная впадина

востоку, в сторону Сакмарско-Уралтауского поднятия, она постепенно возрастает до 400 *м*. Таким образом, неоструктура Алимбетской зоны представляется несколько асимметричным линейновытянутым поднятием, осложненным рядом мелких хребтов-антиклиналей и сравнительно крупным Киялыбуртинским межгорным прогибом, соответствующим одноименной синклинали. Новейшее опускание Киялыбуртинский прогиб испытывал в позднем олигоцене. Однако прогибание значительной амплитуды произошло в позднем неогене и в четвертичное время, о чем свидетельствуют новейшие отложения соответствующего возраста, установленные в древней долине р. Киялыбуртя, приуроченной к оси новейшего прогиба. Западным ограничением прогиба выступает ряд безымянных хребтов, а восточным — невысокий хр. Актыкыл. Общая суммарная амплитуда относительного поднятия в среднем 200 *м*.

http://jurassic.ru/

Второй относительно крупной структурой рассматриваемой зоны является Орь-Илекское поднятие, испытывавшее на протяжении длительного времени тенденцию к поднятию. На востоке по Кемпирсайско-Даульской зоне разломов оно граничит с Орской впадиной, а на юге

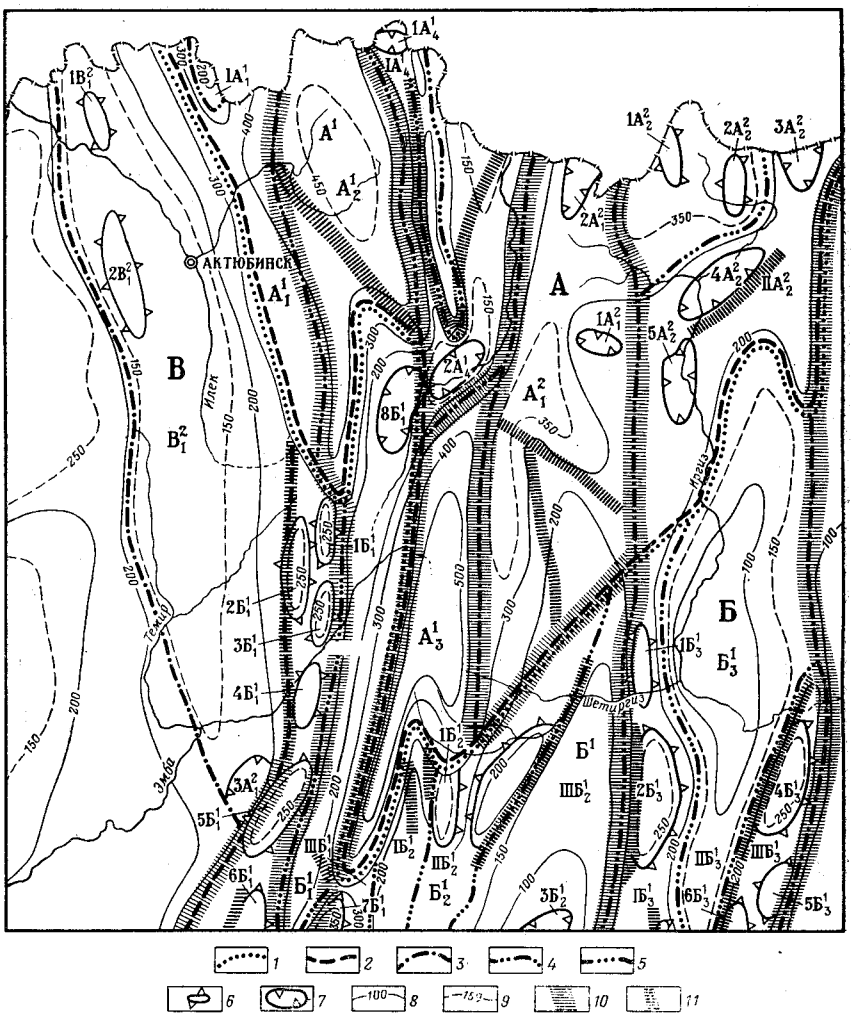


Рис. 46. Схема неотектонического строения южной оконечности Урала и ее периферии (по Е.Д. Тапалову)

1 — граница материковой платформы и «области слабого горообразования»; *2* — границы морфотектур; *3—5* — границы морфоструктур: *3* — первого порядка, *4* — второго порядка, *5* — третьего порядка; *6—7* — локальные структуры: *6* — поднятия, *7* — впадины; *8—9* — изолинии неодеформаций (в *м*): *8* — рассчитанные, *9* — предполагаемые; *10* — главнейшие региональные зоны разломов древнего заложения, активные в кайнозое; *11* —локальные (флексурно-разрывные) разломы, активные в кайнозое

постепенно переходит в наложенный Предмугоджарский прогиб. Амплитуда суммарного поднятия в его осевой части более 450 *м*, а в крыльях уменьшается до 400 *м*. Поднятие представляет собой сравнительно простую, почти симметричную линейно вытянутую складку основания — горст-антиклинорий с плоским сводом. Эта особенность подчеркивается и реликтами древней мезозойской поверхности, приуроченной к своду поднятия. Ось поднятия ундулирует. На севере она проходит по сильно сниженному плоскогорью с амплитудой поднятия до

http://jurassic.ru/

500 *м*, являющемуся водоразделом Сакмары и правых притоков Урала. Южнее, в районе широтного течения р. Урал, она погружается (амплитуда поднятия до 400 *м*) и вновь испытывает воздымание на Орь-Илекской возвышенности, где амплитуда поднятия превышает 450 *м*. Далее к югу, в районе широтного колена р. Ойсылкара, ось поднятия постепенно погружается. Здесь амплитуда суммарного поднятия составляет всего лишь 300 *м*. Отмеченная особенность является унаследованной, так как погружение и воздымание оси новейшего поднятия соответствует погружению и воздыманию древних метаморфических пород Кемпирсайского антиклинория.

Наиболее значительным по амплитуде является Западно-Мугоджарское поднятие, общая суммарная амплитуда которого более 500 *м*. Это горстовое поднятие, вытянутое в меридиональном направлении и почти со всех сторон ограниченное разломами. На севере поднятие граничит с Орской впадиной; на западе зона Западно-Мугоджарских разломов отделяет его от Предмугоджарского прогиба; на востоке поднятие отделено от зоны Восточных Мугоджар Борлинским обновленным разломом; с юга в его пределы вклинивается относительно опущенный участок Берчогурского прогиба. Для новейшей тектоники Западно-Мугоджарского поднятия характерно наличие двух крупных антиклинальных структур — Жамантауского и Жанганинского поднятий, выраженных морфологически на западе Главным Мугоджарским, а на востоке Жанганинским хребтами. Наиболее приподнятым является Западное Жамантауское поднятие, где абсолютные высоты поверхности достигают более 600 *м*, к востоку поверхность постепенно понижается до 500 *м* (Жанганинское поднятие). Между двумя указанными поднятиями намечается слабо выраженный Кундыздинский межхребтовый прогиб, открывающийся к югу в более глубокий Берчогурский новейший прогиб. Кундыздинский прогиб выполнен маломощными несплошного распространения неоген-четвертичными осадками, что можно объяснить вовлечением прогиба в общее поднятие, вызванное воздыманием смежных антиклиналей.

Орская впадина занимает своеобразное тектоническое положение. Она разделяет две крупные положительные неоструктуры казахстанской части Урала: Орь-Илекскую на западе и Орь-Иргизскую на востоке. Протягивается она неширокой в 20—30 *км* полосой от широтного участка р. Ойсылкара по долине р. Орь к северу далеко за пределы рассматриваемой территории. Западный борт впадины выражен довольно крутым и почти прямолинейным склоном явно сбросового (взбросового) происхождения. Восточный борт более пологий и лишь местами ограничен сбросом. Выполнена впадина мощной толщей мезокайнозойских отложений и представляет собой наложенную на палеозойскую структуру длительно развивающуюся впадину, формирование которой продолжается и в новейшее время. Из молодых осадков значительным площадным распространением здесь пользуются миоценовые отложения, в осевой части впадины залегающие на различных горизонтах юрских и палеогеновых пород. Кровля миоценовых отложений залегает на абсолютных отметках 210—280 *м*, а по бортам впадины, где эти отложения лежат на породах палеозоя, абсолютные отметки кровли их возрастают до 350 *м*, местами до 400 *м*, что объясняется вовлечением бортов впадины в поднятие, связанное с воздыманием Орь-Илекского и Орь-Иргизского поднятий. Более приподнятой является западная часть впадины. В целом намечается общий наклон поверхности впадины с запада на восток. В этом же направлении, очевидно, смещена и ее ось, что подтверждается также увеличением мощностей новейших отложений в том же направлении.

http://jurassic.ru/

Орская впадина не представляет собой единой отрицательной структуры, а состоит из трех разобщенных неотектонических элементов (структурных форм третьего порядка): Приуралтауского и Прирендыкского (Яикского) прогибов и разделяющего их Катынадырского (Ирендыкского) поднятия.

Приуралтауский прогиб является относительно приподнятой частью Орской впадины. Его суммарная амплитуда достигает 300 *м*. Состоит он из ряда локальных впадин: Новотроицкой, Алимбетовской, Акжарской и других, находящихся на единой оси. Прогиб ограничен с запада и с востока сбросом, секущим толщу мезо-кайнозойских отложений вплоть до континентальных осадков миоцена. Амплитуда сброса местами достигает 70 *м*. Эта зона опусканий, как отмечали П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1934), связана с определенным структурным элементом палеозойского ложа молодых осадков, а именно с Баймакской синклинальной зоной, расположенной между антиклинорием Уралтау на западе и антиклиналью хр. Ирендык на востоке, образовавшейся в результате молодых новейших движений. Значительной мощности новейшие отложения достигают в крайних северной и южной частях прогиба, к которым приурочены участки локального прогибания (Новотроицкая и Ойсылкаринская впадины).

Ирендыкское поднятие на рассматриваемой территории представлено лишь своим южным окончанием. Морфологически оно хорошо выражено севернее, на Южном Урале. Южнее широты г. Орск шарнир поднятия ундулирует, а контуры последнего выражены отдельными останцовыми холмами. Морфоструктурное выражение Ирендыкское поднятие вновь приобретает несколько южнее — в системе антиклинальных поднятий Сарытобе и Катынадыр. Амплитуда суммарного поднятия здесь более 300 *м*. В структуре Ирендыкского поднятия важную роль играют ограничивающие и рассекающие его омоложение древние разломы. Поэтому оно в большей степени, чем другие, может рассматриваться как сложно построенное горст-антиклинальное поднятие.

Орский прогиб является относительно опущенной частью Орской впадины. Амплитуда суммарного опускания его здесь около 200 *м*, а в отдельных участках значительного локального прогибания, например, в районе широтных участков рек Ойсылкара и Орь, она уменьшается до 150 *м* и менее.

Восточная зона, в отличие от Западной, является областью относительно слабо выраженных неотектонических поднятий с меньшим градиентом скорости.

Новейшая структура этой зоны является отражением длительного и направленного тектонического развития. До неотектонического этапа Восточная зона являлась почти равниной. Об этом свидетельствуют не только срезанные под единый уровень сложно дислоцированные породы допалеозоя и палеозоя, но и хорошо сохранившаяся мезозойская кора выветривания. В позднем эоцене и в олигоцене эта зона испытывала простые малодифференцированные тектонические движения, которые выражались в общем сводообразном поднятии.

Области сноса и аккумуляции на территории описываемой зоны дифференцировались лишь с началом новейшего тектонического этапа. Новейшие движения выразились вначале в складчатых изгибах пенепленизированной поверхности и лишь позднее, с нарастанием суммарных амплитуд поднятия отдельных структурных форм, проявились и по древним разломам.

С запада Восточная зона ограничена Борлинским омоложенным глубинным разломом, выраженным в рельефе уступом, отделяющим

http://jurassic.ru/

Восточную зону от Западной, в частности от Орской впадины и Западно-Мугоджарского поднятия, а с востока — Каратауско-Джетыгаринским разломом, отраженным в рельефе также уступом.

В пределах Восточной зоны выделяются относительно крупные Орь-Иргизское и Прииргизское поднятия, которые в свою очередь разделяются на более мелкие структуры.

Орь-Иргизское поднятие является сравнительно крупной обособленной структурной формой с общей суммарной амплитудой более 350 *м*. На юго-востоке по субширотному разлому оно граничит с Челкарским прогибом, а на востоке отделено от Прииргизского поднятия Восточно-Мугоджарским обновленным разломом. Неотектонические движения выразились в общем неравномерном воздымании территории поднятия, более значительном в его юго-западной, смежной с Западно-Мугоджарским горстом части (амплитуда суммарного поднятия более 350 *м*) и несколько меньшем в юго-восточной части (амплитуда до 300 *м*). В юго-восточном же направлении происходит погружение складчатого фундамента под платформенными отложениями мезокайнозоя. Таким образом, ось новейшего поднятия по отношению к древнему Мугоджарскому мегантиклинорию несколько смещена к западу. О такой природе структуры позволяют судить и направления гидросети бассейна Иргиза, а также положение хорошо сохранившихся мезозойской и позднеэоценово-олигоценовой поверхностей выравнивания с остатками коры выветривания и континентальных эоцен-олигоценовых отложений.

В Орь-Иргизском поднятии выделяются следующие локальные неоструктурные формы: Белькопинская изометричная и Домбаровская брахисинклинальные впадины, выполненные неоген-четвертичными отложениями. Довольно крупный прогиб грабен-синклинального типа намечается и в верховьях рек Узын-Кайракты и Балаталдык, где амплитуда поднятия резко уменьшается до 200 *м*.

Прииргизское поднятие, как таковое, обособилось от Тургайской впадины на востоке и от Орь-Иргизского поднятия на западе в результате позднеолигоценовых дифференцированных движений. Однако интенсивное прогибание в последующее миоценовое время обширной территории Тургая замедлило темп поднятия или даже вызвало относительное прогибание, обусловив накопление мощной толщи миоценовых отложений аральской и жиландинской свит. Этот район вновь был вовлечен в интенсивное поднятие лишь в позднем миоцене. В результате позднемиоцен-четвертичных дифференцированных движений отложения миоцена оказались приподнятыми на различную высоту — от 250 до 400 *м*. С позднемиоцен-четвертичными движениями, по-видимому, связаны и окончательное формирование таких относительно крупных структурных форм, как Восточно-Мугоджарское и Замугоджарское поднятия, и дифференциация их на структурные формы более высокого порядка.

Наиболее значительным по амплитуде является Восточно-Мугоджарское поднятие, общая суммарная амплитуда поднятия которого более 300 *м*. Поднятие соответствует выходу складчатого фундамента на дневную поверхность и, являясь наиболее высоким участком Прииргизского поднятия, служит водоразделом рек Жарлы, Кумак, Иргиз и других более мелких водотоков, впадающих в озера Жетыколь и Шалкар-Егакара. С востока Восточно-Мугоджарское поднятие отделено от Тургайской синеклизы Замугоджарским участком слабых поднятий с общей амплитудой 200—300 *м*. Названный участок характеризуется почти сплошным развитием маломощного покрова платформенных отло-

http://jurassic.ru/

жений, поэтому складчатый фундамент выступает на поверхность лишь местами в виде небольших возвышенностей.

В Прииргизском поднятии кроме описанных относительно крупных неоструктурных форм выделяются следующие локальные структуры: Текелитауское, Верхнеушкаттинское брахиантиклинальные поднятия и Жетыкольская, Богеткольская, Карабутакская локальные впадины. Последние выражены в рельефе в виде понижений, и в пределах их бурением установлен комплекс молодых верхнеолигоценовых и неоген-четвертичных отложений.

ПЕРИФЕРИЯ ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА (АКТЮБИНСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ, ЗАПАДНОЕ ПРИМУГОДЖАРЬЕ И ЮГО-ЗАПАД ТУРГАЙСКОЙ РАВНИНЫ)

Территория западной и восточной периферии южной оконечности Урала (Актюбинское Приуралье*, Западное Примугоджарье и юго-западная часть Тургайской равнины) характеризуется мощной толщей осадочных пород платформенного чехла. По характеру проявления неотектонических движений она относится к области материковой платформы. В отличие от области слабого горообразования южной оконечности Урала, она характеризуется меньшей амплитудой суммарного поднятия и меньшим градиентом скорости движений. Тем не менее в платформенном чехле этой области развиты разнообразные новейшие структурные формы, выраженные в рельефе поднятиями и понижениями. По морфологии и размерам, а также по характеру движений (направленности, амплитудам, градиентам скорости поднятия и опускания) здесь различаются две крупные структуры: Актюбинская впадина Актюбинского Приуралья и зона периферии Мугоджар (Западное Примугоджарье и юго-западная часть Тургайской синеклизы).

Актюбинская впадина представляет собой унаследованную впадину краевого прогиба. На западе по хорошо выраженному уступу она граничит с Алимбетским линейным поднятием, а граница ее с Прикаспийской впадиной морфологически выражена слабо и намечается по линии смены куполов на западе меридионально вытянутыми увалами на востоке.

Морфологически Актюбинская впадина представлена пологой отрицательной структурной формой и характеризуется относительно малой величиной прогибания и очень малыми наклонами крыльев. Амплитуда относительного поднятия в восточной части впадины 200 *м*, к западу постепенно уменьшается до 150 *м* и менее. В этом же направлении смещена ось впадины. Местом новейшего осадконакопления явилась не вся площадь впадины, а только ее осевая часть, к которой приурочены и верховья долин современных рек Илек и Уртабуртя, выполненных неоген-четвертичными озерно-аллювиальными отложениями. Значительной мощности здесь также достигают и делювиальные четвертичные отложения, которые к бортам впадины постепенно выклиниваются и местами переходят в маломощные элювиально-делювиальные покровные образования. Приведенные данные говорят о том, что новейшая впадина соответствует не всей площади древнего Предуральского прогиба, а лишь ее западной части.

* При описании неотектоники и геоморфологии под названием «Актюбинское Приуралье» понимается несколько более обширная территория, чем при описании стратиграфии: в нее включены также северо-западная часть Западного Примугоджарья и небольшая часть восточной окраины Прикаспийской впадины. — *Прим. ред.*

http://jurassic.ru/

В молодых осадках Актюбинской впадины, так же как и в отложениях Прикаспийской впадины, отмечается проявление соляной тектоники за счет толщ нижнего структурного яруса. В отличие от Прикаспия, для этой части Русской платформы характерны линейные складки значительной протяженности, представленные соляными антиклиналями и разделяющими их синклиналями.

Зона периферии Мугоджар* расположена на непосредственном продолжении к югу сводо-глыбовой структуры области слабого горообразования южной оконечности Урала. По характеру связи с тектоническим строением складчатого фундамента она разделяется на три части (подзоны): Западно- и Восточно-Примугоджарскую поднятые и Берчогурско-Челкарскую опущенную.

В Западно-Примугоджарской подзоне различаются Иембетско-Кокпектинский вал и Предмугоджарский прогиб. Иембетско-Кокпектинский вал находится на южном продолжении Алимбетского поднятия и соответствует одноименной антиклинальной зоне, развитой в мезой-кайнозойском чехле. С запада вал ограничен Сакмарско-Кокпектинским разломом, обновленным молодыми смещениями, рассекающими меловые и палеогеновые отложения. В его пределах известны локальные антиклинальные поднятия: Ильинское, Иембетское, Теректысайское, Кандыкольское, Кокпектинское, Намазтауское и другие. Все антиклинали асимметричны, с более крутыми западными крыльями и пологими восточными. Суммарная амплитуда поднятия Иембетско-Кокпектинского вала 200—300 *м*, а местами, в пределах отдельных локальных поднятий, превышает 300 *м*.

Восточнее Иембетско-Кокпектинского вала протягивается Предмугоджарский прогиб, соответствующий Бакайско-Эмбинской впадине. Амплитуда суммарного поднятия на западе 200 *м*, к востоку постепенно увеличивается до 300 *м*, а в полосе сочленения прогиба с Западно-Мугоджарским мегасинклинорием достигает максимальной величины 400 *м*. Прогиб асимметричен. Восточное крыло его более пологое, а западное крутое, почти на всем протяжении осложненное молодыми нарушениями, выраженными в эоцен-олигоценовых, местами и миоценовых отложениях. Ось прогиба смещена в западном направлении. Это объясняется вовлечением прогиба, во всяком случае его восточной части, в поднятие, вызванное более интенсивным воздыманием Западно-Мугоджарского мегасинклинория.

На южном продолжении Жамантауского поднятия расположено крупное и сложно построенное Шошкакольское поднятие. Оно намечается останцами меловой и эоцен-олигоценовой поверхностей. На описываемую территорию входит лишь его северная часть, соответствующая локальной Даульской антиклинали. Амплитуда суммарного поднятия его более 350 *м*.

Неоструктура Берчогурско-Челкарской впадины состоит из двух прогибов — Берчогурского и Челкарского, разделенных Каульджурским поднятием. Берчогурский прогиб довольно четко устанавливается по погружению мезозойской и эоцен-олигоценовой поверхностей, понижению высот более молодых миоценовой и плиоценовой денудационных поверхностей относительно сопредельных участков и значительному полю развития коррелятных им миоценовых и плиоценовых отложений. Амплитуда суммарного поднятия менее 200 *м*.

* Здесь рассматривается не вся периферия Мугоджар, а лишь прилегающая к Мугоджарам часть ее, а именно: Западное Примугоджарье, юго-западная часть Тургайской синеклизы (Восточно-Примугоджарская подзона) и северная часть Берчогурско-Челкарской впадины.

http://jurassic.ru/

Каульджурское поднятие состоит из двух локальных антиклиналей — Бахатайской и Каульджурской, разделенных слабо выраженным понижением. Первая из них находится на продолжении Жанганинского поднятия и выявляется по более высокому положению неогеновых отложений. Амплитуда суммарного поднятия ее 200—250 *м*. Каульджурская антиклиналь осложняет западное крыло обширного Челкарского прогиба. Она выявляется по реликтам эоцен-олигоценовой поверхности выравнивания и увеличению абсолютных отметок миоценовой и плиоценовой поверхностей, а также террас р. Шетиргиз. Амплитуда поднятия ее более 200 *м*.

Челкарский прогиб унаследован от одноименного прогиба, развивавшегося в позднем палеозое и в мезозое. Прогиб сравнительно глубокий, клинообразной формы; с запада и востока он ограничен глубинными разломами, обновленными молодыми смещениями, выраженными в эоцен-олигоценовых и в миоценовых отложениях. В пределах прогиба широко развиты верхнеолигоценовые и четвертичные отложения, отдельными пятнами сохранились и отложения неогена. Ось прогиба погружается в южном направлении, в этом же направлении происходит уменьшение суммарной амплитуды относительного поднятия от 150 до 100 *м* и меньше.

Восточно-Примугоджарская подзона (примугоджарская часть Тургайской синеклизы) поднятий находится на южном продолжении Прииргизского поднятия. Она состоит из двух поднятий и разделяющего их прогиба: Карашолакского вала, Жаманшинского поднятия и Жиланского прогиба.

Карашолакский вал является самым западным и крупнейшим из поднятий зоны периферии Мугоджар и соответствует Куландинской антиклинальной зоне. Поднятие хорошо выделяется значительным полем распространения эоцен-олигоценовой поверхности. Общая суммарная амплитуда поднятия более 250 *м*. Как и другие валообразные поднятия периферии Мугоджар, оно включает ряд локальных поднятий — антиклиналей, кулисообразно подставляющих или прямо продолжающих друг друга. Так, в его составе на рассматриваемой здесь территории выделяются Шетиргизское, Карашолакское и Кособинское (северная часть) локальные поднятия. Морфологически отчетливыми являются Карашолакское и Кособинское локальные поднятия, имеющие резко асимметричное строение: с крутыми западными и пологими восточными крыльями. На западе они ограничены сбросами, на опущенных крыльях которых развиты отложения миоцена.

Восточнее Карашолакского поднятия протягивается Жиланский прогиб, соответствующий одноименной синклинали. Прогиб намечается понижением всех четырех надпойменных террас р. Иргиз, а также понижением отметок эоцен-олигоценовой поверхности, которая здесь в значительной своей части погребена под верхнеолигоценовыми, местами и под неоген-четвертичными отложениями. Общая суммарная амплитуда относительного опускания в среднем равна 100 *м*. Западное крыло прогиба крутое, восточное пологое, ось новейшего прогиба смещена к западу.

Жаманшинское поднятие соответствует северной части Тасаранской антиклинальной зоны и вырисовывается по реликтам как древней мезозойской (пенеплен), так и эоцен-олигоценовой поверхностей. Шарнир поднятия ундулирует, в результате чего оно разделяется на ряд локальных антиклинальных поднятий: Жаманшинское, Аккурданское, Тасаранское и др. Амплитуда его суммарного поднятия за позднеолигоцен-антропогеновое время составляет 200 *м*, а в пределах отдельных локальных поднятий возрастает до 250 *м* и более.

http://jurassic.ru/

ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

Новейшие тектонические движения определили основные черты современного структурного плана и рельефа Прикаспийской впадины. Еще А. П. Карпинский (1947) отмечал соответствие простираний дислокаций юго-восточной части Русской платформы, в том числе плейстоценовых, с направлением Кавказского и Уральского хребтов. П. А. Православлев (1934) пришел к выводу, что региональные перемещения береговых линий Каспия могут служить признаками новейших эпейрогенических движений. Он же один из первых описал связанные с соляной тектоникой локальные дислокации верхнеплиоценовых и четвертичных отложений в окрестностях озер Эльтон, Баскунчак, Индер, а также в долинах рек Урал, Волга, Бол. и Мал. Узень (Православлев, 1930). М. М. Жуков (1945) составил карты мощностей плиоценовых и четвертичных отложений для северной части Прикаспийской низменности и выделил в ее пределах зоны с различной интенсивностью новейшего прогибания. Последние, по его мнению, приурочены к бортам низменности и расположены на севере у подножия Общего Сырта, на востоке в Байгутинской западине по левобережью р. Урал, на юго-западе в низовьях Волги. Развивая идеи П. А. Православлева, М. М. Жуков связывал региональные перемещения береговых линий Каспия в четвертичное время с новейшей тектоникой. Он высказал предположение о сбросовом происхождении уступов, ограничивающих Прикаспийскую низменность и установил ряд участков локального проявления соляной тектоники в новейшее время.

Позднее схемы новейшей тектоники Прикаспия были предложены рядом исследователей. И. П. Герасимов (1951) и Ю. А. Мещеряков (1953) выделили в Северном Прикаспии ряд линейных зон меридионального и северо-западного простирания, а также крупное центральное поднятие. Точку зрения И. П. Герасимова и Ю. А. Мещерякова поддержала А. Г. Доскач (1957), которая в пределах междуречья Урала и Волги по геоморфологическим данным наметила систему новейших (преимущественно четвертичных) складок северо-западного простирания.

Г. В. Вахрушев и А. П. Рождественский (1953), рассматривая тектоническое строение северной части Прикаспийской впадины, наметили три дугообразные тектонические зоны, отделенные друг от друга тектоническими уступами. Выраженные в рельефе Сыртовый и Предсыртовый уступы они связывали с тектоническими уступами и допускали, что движения по ним продолжались и в новейшее время. Новейшие линейные дислокации северо-западного и субмеридионального простирания, выделенные И. П. Герасимовым и Ю. А. Мещеряковым, по мнению С. В. Вахрушева и А. П. Рождественского, обусловлены радиальными сбросами, осложняющими дугообразно-концентрические тектонические ступени.

М. В. Проничева (1961), анализируя мощности четвертичных отложений, наметила ряд поднятий и прогибов, которые, по ее мнению, в Северном Прикаспии имеют северо-западное, а в Северо-Западном Прикаспии широтное направление. Она же на основе анализа рельефа палеогеновой поверхности выравнивания на Подуральском плато наметила несколько крупных новейших структур второго порядка.

Однако все упомянутые схемы основаны на недостаточном, чаще только на геологическом или на геоморфологическом фактическом материале.

Изложенные ниже представления о новейшей тектонике Прикаспийской впадины опираются на накопленные за последние годы но-

http://jurassic.ru/

вые геологические и геоморфологические данные, анализ которых проведен комплексно. Эти данные показывают, что в новейшее время в пределах Прикаспийской впадины обособились две самостоятельные тектонические области, отчетливо выраженные в современном рельефе: область новейшего прогибания — наложенная Букеевская синеклиза (Журавлев, 1960а) и обрамляющая ее с востока область новейшего поднятия. Первая соответствует низкой аккумулятивной равнине Прикаспийской низменности, вторая — возвышенной денудационной равнине Подуральского плато.

Различный характер новейших тектонических движений этих областей отчетливо подтверждается не только общими геоморфологическими признаками, но и распределением мощностей и фаций верхнеплиоценовых и четвертичных отложений. В Букеевской наложенной синеклизе мощность верхнеплиоценовых и четвертичных, преимущественно морских отложений, распространенных повсеместно и, как правило, в полном стратиграфическом объеме, почти везде составляет 300—600 *м* и более. Подошва акчагыльского яруса здесь опущена до абсолютных отметок —600 *м* и ниже. В относительно приподнятой области Подуральского плато верхнеплиоценовые и четвертичные осадки либо отсутствуют, либо встречаются локально, главным образом в долинах крупных рек, имеют малую мощность (до 50, реже до 80 *м*) и представлены почти исключительно континентальными фациями.

Граница области новейшего прогибания в верхнем плиоцене определяется береговой линией распространения максимальной верхнеплиоценовой — акчагыльской трансгрессии. На западе она прослеживается по предопределенному тектоникой абразионно-денудационному уступу, протягивающемуся вдоль Ергеней и Приволжской возвышенности. На севере эта граница проходит у южных склонов Общего Сырта, где акчагыльское море образовывало ряд заливов, связанных с эрозионными понижениями доакчагыльского рельефа, также, возможно, предопределенными тектоникой (к этим заливам приурочены долины современных рек). Таковы заливы-прогибы Узени-Иргизский и Узени-Камеликский, сливающиеся южнее в единую депрессию, Уральский залив-прогиб, а также заливы Утвинский и Илекский. На северо-востоке и востоке границей области позднеплиоценового прогибания служит хорошо выраженный в современном рельефе уступ абразионно-денудационного происхождения, ограничивающий с запада возвышенную равнину Зауральских Сыртов и Подуральского плато. На юго-востоке, судя по распространению отложений акчагыльского и апшеронского возраста, граница Букеевской синеклизы в верхнем плиоцене отодвигалась далеко на запад, почти до г. Гурьева, очерчивая Сагизский структурный выступ. В современном рельефе Сагизский выступ не выражен, но прослеживается по косвенным геоморфологическим признакам.

В четвертичное время контуры области молодого прогибания несколько изменились. Распределение мощностей и фаций четвертичных отложений, а также геоморфологические признаки указывают, что в это время внешний контур Букеевской наложенной синеклизы совпадал с границей максимального распространения раннехвалынской трансгрессии, береговая линия которой отчетливо прослеживается в виде абразионных уступов и, реже, фрагментов береговых валов на современных абсолютных отметках 47—50 *м*. На западе граница Букеевской синеклизы в четвертичное время по-прежнему проходила вдоль Ергенинской и Приволжской возвышенностей, на севере, северо-востоке и востоке — по южному и западному краю так называемого Предсыртового уступа (Жуков, 1945). Отсутствие либо ничтожные мощности

http://jurassic.ru/

бакинских и хазарских отложений в области Сагизского структурного выступа указывают, что в первой половине четвертичного периода здесь продолжало существовать поднятие. Однако в хвалынское время область Сагизского выступа оказалась втянутой в погружение. Об этом свидетельствует повсеместное распространение здесь осадков хвалынского моря, хотя и маломощных (порядка 5—10 *м*, при средней мощности хвалынских отложений к северу от выступа около 20 *м*). Юго-восточная граница Букеевской синеклизы в четвертичное время проходит вдоль северных чинков Устюрта, где хвалынское море образовывало залив, глубоко вдававшийся на восток и соответствующий в современном рельефе Предустюртской низменности.

Сравнение контуров Букеевской наложенной синеклизы в верхнеплиоценовое и четвертичное время указывает на некоторое сокращение по площади и общую миграцию области новейшего прогибания к юг-юго-востоку. Низкие абсолютные отметки (на юге до — 28 *м*) и общий характер рельефа центральной части Прикаспийской и Предустюртской низменности, представляющих верхнечетвертичные и новокаспийские морские аккумулятивные равнины, почти не затронутые последующими процессами денудации, свидетельствуют о продолжении здесь региональных нисходящих движений в голоцене.

Данные о распределении суммарных мощностей верхнеплиоцен-четвертичных отложений в пределах низменности и о современном гипсометрическом положении останцов древних поверхностей выравнивания в области Подуральского плато (главным образом наиболее распространенной миоценовой) позволяют с известным приближением судить о характере и амплитуде дифференцированных тектонических движений в Прикаспийской впадине за послемиоценовое время *.

На прилагаемой схеме новейшей тектоники ** (рис. 47) показаны: зоны разного режима новейших тектонических движений (устойчивого прогибания, устойчивого поднятия и переходная, характеризующаяся на севере слабым относительным прогибанием, а на юге — сменой знака движения: поднятия в плиоцене и опускания в верхнем плейстоцене и голоцене); крупные новейшие положительные и отрицательные структуры; крупные новейшие тектонические нарушения и флексуры; изолинии примерных суммарных тектонических деформаций за послемиоценовое время. Изолинии высчитаны на Подуральском плато по современному гипсометрическому положению миоценовой поверхности выравнивания, в Прикаспийской низменности по современной глубине залегания ложа доплиоценовых отложений. Послемиоценовый денудационный срез, а также первичный домиоценовый рельеф при проведении изолиний учтены только в самом общем виде. За исходный уровень (ноль), относительно которого ведется отсчет, условно принят современный уровень Мирового океана.

В пределах зоны устойчивого новейшего прогибания, контуры которой соответствуют наиболее прогнутой части наложенной Букеевской синеклизы, изолинии новейших движений, очерчивая области с раз-

* Начало новейшего этапа тектонического развития Прикаспийской впадины относится к концу палеогена — началу миоцена. Однако недостаток данных о распределении и типе миоценовых отложений в Прикаспийской низменности пока не позволяет уверенно говорить о характере дифференцированных тектонических движений в миоцене для всей впадины.

** Тектоническая схема составлена главным образом по последним материалам ВАГТ и МГУ (Аристархова, Кузьмин, 1967). Для западной части впадины использованы данные карты новейшей тектоники СССР, изданной в 1960 г. (макет по Прикаспийской впадине Ю. Я. Кузьмина и М. Д. Магретовой) и материалы А. А. Свиточа и И. А. Мануйловой (1967). Учтены также данные Я. С. Эвентова и М. В. Проничевой (1967).

http://jurassic.ru/

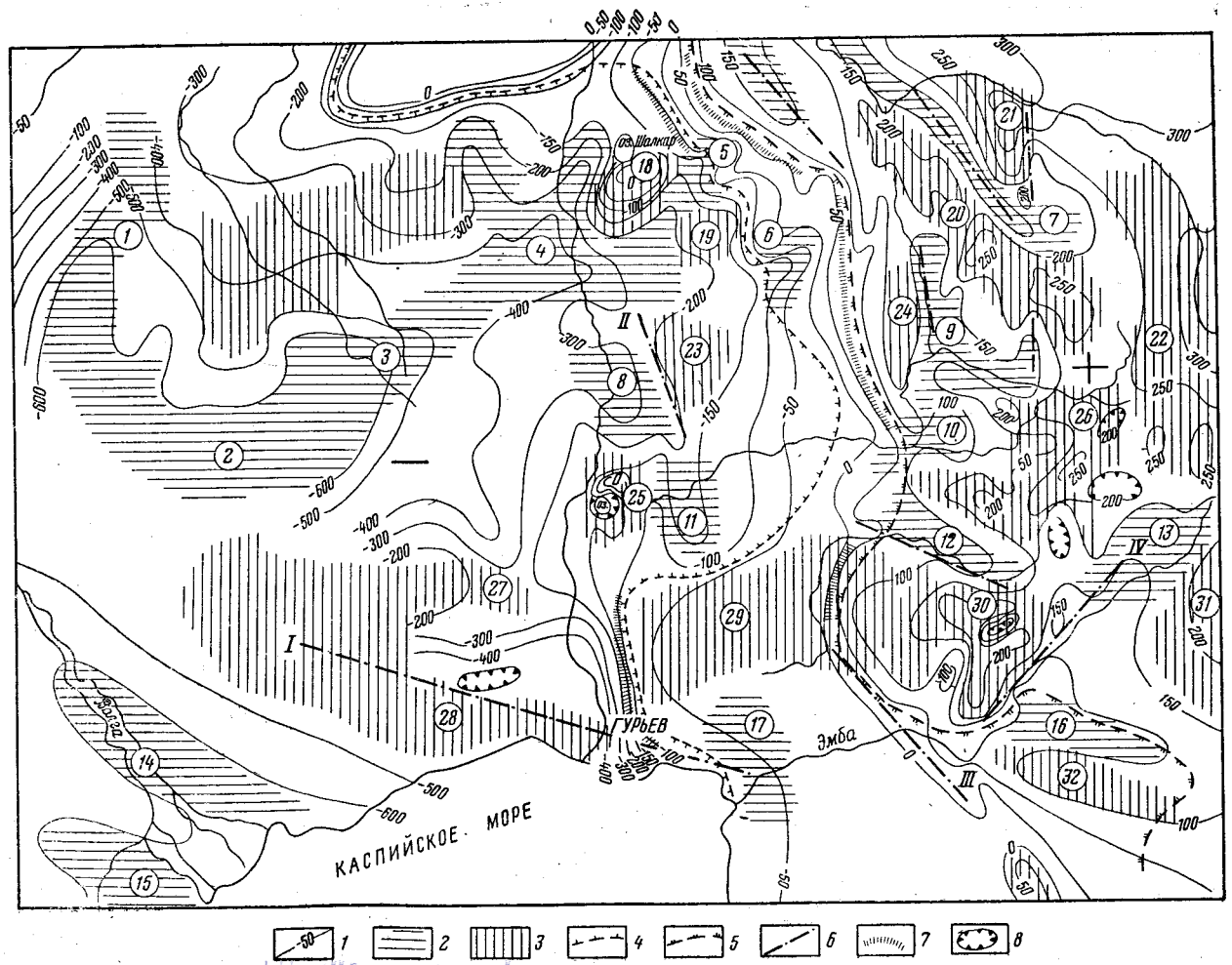


Рис. 47. Схема новейшей тектоники Прикаспийской впадины

1 — изолинии приближенных суммарных тектонических деформаций за послемиоценовое время в *м*, *2*—*3* — крупные новейшие структуры: *2* — прогибы (1 — Эльтонский, 2 — Центральный, 3 — Нижнеузенский, 4 — Уральский, 5 — Жамбейтинский, 6 — Мамбетский, 7 — Хобдинский, 8 — Байтугинский, 9 — Киильский, 10 — Уильский, 11 — Карабауский, 12 — Сагизский, 13 — Верхнеэмбенский, 14 — Нижневолжский, 15 — Южно-Астраханский, 16 — Сагирский, 17 — Тентяксорский), *3* — поднятия (18 — Шалкарское, 19 — Булдуртинское, 20 — Кольдышское, 21 — Торткольское, 22 — Карахобдинское, 23 — Калдыгайтинское, 24 — Акшатауское, 25 — Индерское, 26 — Жарлинское, 27 — Баксайское, 28 — Азгирское, 29 — Сагизское, 30 — Актолагайское, 31—Намазтауское, 32—Терескен-Оймаутское), *4* — восточная граница зоны новейшего устойчивого прогибания, *5* — западная граница зоны новейшего устойчивого поднятия, *6* — крупные новейшие тектонические нарушения (I — Азгирское, II — Калдыгайтинское, III —Жолдыбайское, IV — Эмбенское), *7* — крупные новейшие флексуры, *8* — крупные компенсационные мульды, весьма активные в новейшее время

http://jurassic.ru/

личной амплитудой прогибания, позволяют наметить ряд крупных неотектонических структур. Крупнейшая отрицательная структура, характеризующаяся залеганием подошвы верхнего плиоцена на отметках —600 *м*, располагается в центральной части Прикаспийской низменности. С севера к этой области интенсивного прогибания примыкают несколько менее погруженные депрессии — Эльтонская на западе, Нижнеузенская и Уральская на востоке, — в пределах которых подошва верхнего плиоцена залегает на глубинах 400—300 *м*. Глубокое погружение подошвы верхнего плиоцена (—600 *м*) отмечено также в нижнем течении Волги (Нижневолжский и Южно-Астраханский прогибы). Между Центральным и Нижневолжским прогибами намечается область относительного поднятия, разветвляющаяся вблизи долины Урала на две — линейную Азгирскую и Баксайскую.

На восточной окраине зоны устойчивого новейшего прогибания, по левобережью Урала, выделяются Шолкарское и Индерское поднятия, связанные с соляными куполами-гигантами (доверхнеплиоценовые отложения здесь выведены на поверхность и залегают на 200—250 *м* выше, чем на прилегающих площадях), Калдыгайтинское и Булдуртинское поднятия, Жамбейтинский, Байгутинский и Карабауский прогибы (Кузьмин, 1966). Разница в глубине залегания подошвы верхнего плиоцена в пределах Калдыгайтинского и Булдуртинского поднятий и названных прогибов составляет 100—150 *м*.

Таким образом, в зоне устойчивого новейшего прогибания, общая величина которого достигала 600 *м*, обособляются области дифференцированных движений с суммарной амплитудой за верхнеплиоценово-четвертичное время до 300—400 *м*.

Данные о распределении мощностей четвертичных отложений показывают, что в четвертичное время общий характер дифференцированных новейших тектонических движений здесь почти не изменился. По-прежнему отчетливо выделялись Центральная область прогибания, Нижневолжский и Южно-Астраханский прогибы, разделенные расширившейся областью поднятия. На севере продолжали развиваться Нижнеузенский и Уральский прогибы, расширившиеся и сместившиеся к югу. Продолжали существовать поднятия и прогибы и в левобережной части долины Урала. Наибольшей величины (до 140 *м*) четвертичное прогибание Букеевской синеклизы достигло в Нижневолжском и Южно-Астраханском прогибах. На остальной территории амплитуда четвертичного прогибания не превышала 70—80 *м*. Амплитуда дифференцированных движений крупных структур за четвертичное время достигала 40—60 *м*, а по отношению к Нижневолжскому и Южно-Астраханскому прогибам — даже 100 *м* *.

В переходной зоне, в части ее, расположенной к северу от долины р. Сагиз, дифференциация новейших движений почти не проявилась. Здесь на фоне слабого общего прогибания намечается один более интенсивно (с амплитудой до 100 *м*) опускавшийся участок — Мамбетский прогиб.

В южной части переходной зоны, испытавшей в новейшее время смену знака движений, отчетливо выявляется крупное Сагизское поднятие (Сагизский структурный выступ), Терескен-Оймаутское поднятие, Сагирский и Тентяксорский прогибы. Доверхнеплиоценовые породы в пределах этой зоны, вовлеченной в плиоцене, раннем и среднем плейстоцене в поднятие, залегают на абсолютных отметках от —10 *м* на западе до +100 *м* на востоке. В верхнем плейстоцене и голо-

* В пределах отдельных мульд, обусловленных соляной тектоникой, отмечена амплитуда четвертичного погружения, превышающая 100 *м*.

http://jurassic.ru/

цене эта территория оказалась втянутой в погружение и причленилась к Букеевской синеклизе. Однако мощности четвертичных отложений здесь невелики и не превышают 10—15 *м* на поднятиях и 40—50 *м* в прогибах. Относительно прилегающей части зоны устойчивого прогибания Сагизское поднятие приподнято на 100—150 *м*, а Терескен-Оймаутская новейшая структура — на 25—30 *м*.

В зоне устойчивого новейшего поднятия, соответствующей области Подуральского плато, суммарная величина послемиоценового поднятия, судя по современному гипсометрическому положению останцов аккумулятивной (сарматской) и денудационной миоценовой поверхностей выравнивания, достигает 250—320 *м*. Максимальное поднятие отмечено в северо-восточной части плато, к югу и западу общая амплитуда его постепенно уменьшается до 100—80 *м*.

Изолинии новейших движений вместе с геоморфологическими данными о расположении солянокупольных структур разной новейшей активности позволяют на этом фоне наметить ряд крупных положительных и отрицательных неотектонических структур. Таковы поднятия (с севера на юг): Торткольское, Кольдышское, Карахобдинское, Акшатауское, Жарлинское, Актулагайское, Намазтауское), возвышающиеся над окружающей территорией в среднем на 40—60 *м*, а над прилегающими отрицательными структурами на 100—150 *м*. К отрицательным структурам, в большинстве случаев освоенным долинами рек, относятся: Хобдинский прогиб с суммарной мощностью верхнеплиоцен-четвертичных отложений до 200 *м*, Киильский и Уильский прогибы, также отличающиеся повышенной мощностью молодых отложений, Сагизский прогиб, где кроме увеличения мощности плиоцен-четвертичных отложений отмечено отчетливое погружение аккумулятивной миоценовой (сарматской) поверхности выравнивания на 40—100 *м*, и Верхнеэмбенский прогиб.

Из сказанного можно сделать вывод, что в зоне устойчивого новейшего поднятия, максимальная величина которого относительно условного нуля за послемиоценовое время составила 320 *м*, амплитуда дифференцированных новейших тектонических движений в пределах крупных структур не превышает 150—200 *м*.

О характере региональных тектонических движений в области Подуральского плато в четвертичное время можно судить по положению верхнеплиоценовой полигенетической (абразионно-аккумулятивной, пролювиальной и эрозионной) поверхности выравнивания. Останцы этой поверхности известны на современных отметках от 80—120 *м* до 160 *м* на Хобда-Уилском междуречье, от 60 до 100—110 *м* на Уил-Эмбенском междуречье; на юге кровля континентальных верхнеплиоценовых отложений вскрыта на нулевой отметке. Таким образом, разница в отметках этой поверхности достигает 160 *м*, причем заметно общее повышение уровня с юга на север на 80—100 *м* и с запада на восток на 40—50 *м* (Аристархова, 1966).

Рисунок изолиний новейших движений, линейное расположение наиболее активных локальных структур, обусловленных соляной тектоникой, и ряд других косвенных геоморфологических данных (прямолинейные отрезки долин рек, асимметрия долин, высокая активность современных процессов денудации, приуроченная к линейным зонам, и т. п.), позволяют наметить также региональные тектонические нарушения и флексуры, активные в новейшее время и, очевидно, связанные с разломами в фундаменте впадин. Таковы Азгирский разлом, положение которого фиксируется также резкой сменой характера геомагнитного поля (Журавлев, Кузьмин, 1960), Байгутинский разлом, установленный также на сейсмическом профиле, Жолдыбайский, Актула-

http://jurassic.ru/

гайский, Эмбенский, Сагизский, Хобдинский и другие разломы. Флексуры, предположительно намеченные по восточной окраине Букеевской синеклизы, очевидно фиксируют ступенчатое тектоническое строение восточного борта.

Как в области новейшей Букеевской синеклизы, так и на Подуральском плато помимо региональных дифференцированных движений в новейшее время имели место локальные поднятия и опускания, обусловленные соляной тектоникой.

В пределах Прикаспийской низменности новейшие тектонические движения, связанные с ростом соляных куполов, как правило, отчетливо проявляются в характере распределения мощностей, а иногда и фаций верхнеплиоценовых и четвертичных отложений. В современном рельефе их проявления обычно выражены достаточно определенно и устанавливаются по ряду прямых и косвенных геоморфологических признаков.

Так, над сводами большинства куполов мощность верхнеплиоценовых и четвертичных отложений (как суммарная, так и по отдельным стратиграфическим горизонтам) сокращается, иногда отмечается огрубение фаций, выпадение из разреза отдельных горизонтов. Во многих случаях проявления новейшего роста куполов подтверждаются заметным наклоном верхнеплиоценовых и четвертичных отложений. Верхнеплиоценовые отложения над сводами куполов, как правило, образуют пологие куполовидные структуры с наклоном слоев под углом от 30′ до 3—5° и амплитудой поднятия (по отношению к соседним межкупольным депрессиям) от 50 до 500 *м*.

Иногда значительное увеличение мощности верхнеплиоценовых, особенно акчагыльских, отложений над сводами куполов, даже по сравнению с межкупольными депрессиями (например, для ряда куполов, расположенных вблизи современной долины р. Урал), вероятно, связано с существованием на этих куполах в предакчагыльское время обращенного рельефа. Плотные бронирующие породы верхнего мела здесь были уничтожены активной денудацией, а подстилающие их мягкие песчано-глинистые отложения нижнего мела подверглись глубокому размыву. В дальнейшем обращенный рельеф был погребен под отложениями верхнеплиоценовых трансгрессий, главным образом в акчагыльское время.

Значительно чаще участки с локальной повышенной мощностью новейших отложений, к тому же, как правило, выраженные в рельефе понижениями, обычно приурочены к грабенам куполов, к компенсационным мульдам и мульдам оседания, возникшим при подземном выщелачивании вершин соляных массивов и при пластическом перераспределении соли внутри соляных массивов. Компенсационным мульдам, активно прогибавшимся в новейшее время, отвечают озера Эльтон, Баскунчак, Индер, Шалкар, Жалтырь. Многие более мелкие озера и соры соответствуют грабенам куполов и мульдам оседания, активным в новейшее время.

В современном рельефе Прикаспийской низменности находят отражение не менее 80% известных здесь соляных куполов. Необходимо учитывать, что неровности рельефа, обусловленные ростом куполов, при каждой последующей верхнеплиоценовой и четвертичной трансгрессии нивелировались и погребались под накапливавшимися осадками. Поэтому отражение куполов в современном рельефе свидетельствует о том, что их рост продолжался в послехвалынское время. Время формирования рельефа Прикаспийской низменности от начала регрессии верхнехвалынского моря составляет 10 тыс. лет. Относительные превышения куполов над окружающей местностью соответствуют или близки амплитуде их подъема. Поэтому представляется возмож-

http://jurassic.ru/

ным приблизительно определить скорость подъема соляных куполов в голоцене. При размахе рельефа в районе куполов в 10—20 *м* скорость роста последних составит 1—2 *мм* в год *. При размахе рельефа в 5 *м* и меньше, что встречается чаще, скорости роста куполов равны 0,5—0,3 *мм* в год. Эти цифры хорошо согласуются с данными о скоростях современных движений земной коры в районе купола Баскунчак, полученных путем проведения повторного нивелирования (Певнев, 1961). По данным А. К. Певнева, современная скорость опускания берега оз. Баскунчак (т. е. прогибания компенсационной мульды) составляет 1 *мм* в год, тогда как скорость поднятия горы Большое Богдо, т. е. собственно купола, — около 0,5 *мм* в год.

Степень яркости признаков выраженности купола в рельефе Прикаспийской низменности в известной мере позволяет судить об его относительной новейшей активности. Наиболее активным куполам соответствуют относительно высокие (10—20 *м* и даже 40—50 *м*) возвышенности (Индерские, Бешшокы-Худайберген, Сасай, Большое и Малое Богдо, Сантас) со структурно-денудационными формами рельефа, а также менее приподнятые «острова» структурно-денудационных и абразионных равнин, отчетливо выделяющиеся на фоне аккумулятивной равнины (Минтобе, Сасыктау, Кошалак, Караозек, Каменный, Черная Речка и др.). Менее активными в неотектоническом отношении являются те купола, которые не выражены в рельефе непосредственно и устанавливаются только при специальных геоморфологических исследованиях по деформациям береговых линий хвалынских и новокаспийских бассейнов, морских, озерных и речных террас, по особенно ярко выраженным абразионным уступам и береговым валам, по резкому изменению направления эрозионных ложбин и увеличению густоты и глубины эрозионных врезов, по наличию подпруд и поперечных порогов в речных долинах и т. д.

В области Подуральского плато локальные новейшие движения, связанные с ростом соляных куполов, также довольно интенсивны. Подуральское плато не было захвачено верхнеплиоценовыми и четвертичными трансгрессиями и рост его соляных куполов не маскировался накоплением поздних отложений. Поэтому почти все купола Подуральского плато характеризуются отчетливой и, как правило, прямой или почти прямой (т. е. со смещением наибольших высот к присводовым частям крыльев купола) выраженностью в рельефе. Широкие участки долин рек, а также иные понижения рельефа, выполненные делювиально-пролювиальными или озерно-аллювиальными отложениями, нередко увеличенной мощности, обычно соответствуют компенсационным мульдам или грабенам куполов. Все это свидетельствует, что на Подуральском плато широко проявились локальные новейшие поднятия и опускания, обусловленные соляной тектоникой. Имеются также признаки новейшей тектонической активности куполов.

Основанная на геоморфологических признаках классификация куполов по степени их новейшей тектонической активности была впервые предложена Ю. А. Мещеряковым (1953, 1959), а затем М. В. Проничевой (1961) для северной части Прикаспийской низменности. Купола Подуральского плато, а также отрицательные локальные структуры с точки зрения их новейшей активности этими авторами не анализировались. Позднее Л. Б. Аристарховой (1966б) была предложена более полная классификация положительных и отрицательных локаль-

* Ю. А. Косыгин (1953), определяя скорость роста куполов путем деления наибольшей амплитуды поднятия на минимальное значение возраста хвалынских осадков, приводит цифру 3 *мм* в год, которая, по-видимому, несколько завышена.

http://jurassic.ru/

ных структур для всей Прикаспийской впадины. Классификация Л. Б. Аристарховой основывается на геоморфологических признаках с учетом данных о мощностях новейших отложений. Согласно этой классификации локальные структуры, созданные соляной тектоникой, по степени их новейшей тектонической активности подразделяются на следующие четыре группы: весьма активные, активные, слабо активные и очень слабо активные структуры.

1. Весьма активные положительные и отрицательные структуры характеризуются отчетливым прямым или почти прямым выражением в рельефе.

Весьма активные купола представлены значительным (для данного района) поднятием и обычно характеризуются отчетливо выраженными признаками проявления в рельефе молодых и современных движений: деформацией и асимметрично развитыми террасами, дислоцированностью неоген-четвертичных отложений, аномально высоким положением останцов поверхностей выравнивания, увеличением густоты и глубины эрозионного расчленения и т. д. Отчетливое прямое выражение в рельефе имеют осложняющие купола грабены и сбросы. В Прикаспийской низменности такие купола обычно образуют как бы «острова» сравнительно молодого денудационного, в том числе абразионного, рельефа. Относительные превышения возвышенностей, соответствующих таким структурам, в низменности достигают 6—7 *м* и даже 15—30 *м*, а на плато превышают 30—40 *м*. Энергия тектонического подъема весьма активных структур на протяжении всего новейшего этапа превышала энергию экзогенных процессов: она не затушевывалась аккумуляцией и не компенсировалась денудацией.

Отрицательным структурам этой группы всегда соответствуют четко оконтуренные понижения с отметками поверхности от 5—6 *м* (на низменности) до 20—30 *м* (на плато) ниже окружающей территории. Для сопряженных компенсационных мульд, т. е. мульд, непосредственно примыкающих к куполу, контрасты рельефа бывают еще большими. Весьма активное новейшее прогибание этих мульд не успевало полностью компенсироваться осадконакоплением. Такие мульды всегда выполнены рыхлыми отложениями и обычно заняты озерами, сорами или расширенными участками речных долин со следами широких разливов паводковых вод. В Прикаспийской низменности к ним нередко приурочены древние и современные морские заливы. Данные бурения показывают, что мощность новейших отложений в таких мульдах локально возрастает, свидетельствуя об амплитудах прогибания от 50 до 150 *м*.

2. Активные структуры также характеризуются прямым, но чаще неполным выражением в рельефе. Активным куполам обычно соответствуют относительно приподнятые участки местности, но по сравнению с куполами первой группы они характеризуются меньшими относительными превышениями: от 2 до 6 *м* на низменности и от 15 до 20 *м*, реже до 25—30 *м* на плато. При этом максимальные абсолютные отметки обычно приурочены к крыльям структур, тогда как их своды частично размыты и относительно крыльев понижены. Несколько меньшая энергия локального новейшего поднятия активных куполов была отчасти компенсирована денудацией, что и обусловило частичный размыв сводов этих структур.

Отрицательные активные структуры (надсводовые, компенсационные и межкупольные мульды) фиксируются понижениями рельефа, однако не столь четко ограничиваются и менее глубоки по сравнению с весьма активными отрицательными структурами. Активные отрицательные локальные структуры отличаются повышенной мощностью

http://jurassic.ru/

рыхлых новейших отложений, но прогибание их, как и весьма активных отрицательных локальных структур, обычно не скомпенсировано осадконакоплением.

3. Слабо активные структуры отчетливого прямого выражения в рельефе обычно не имеют. Слабо активным куполам на местности обычно соответствуют незначительные возвышенности (высотой до 3 *м* на низменности и до 10—15 *м* на плато), приуроченные к периферическим частям их крыльев. Своды таких куполов чаще полностью размыты. Тектонические нарушения и другие детали строения купола (грабены, надсводовые мульды) в рельефе выражены неотчетливо. Активность поднятия этой группы куполов в целом за новейший этап столь невелика, что почти полностью компенсировалась экзогенными процессами — денудацией (главным образом на плато) и аккумуляцией.

Слабо активные отрицательные локальные структуры устанавливаются в основном по косвенным геоморфологическим признакам о наличии молодого прогибания: по ветвлению и распластованию водотоков, формированию внутренних дельт, расширению речных долин и увеличению ширины молодых террас и поймы и т. д. Осадконакопление, менее значительное, чем в более активных отрицательных локальных структурах, здесь почти полностью компенсировало прогибание.

4. Очень слабо активные и неактивные положительные и отрицательные структуры в рельефе практически не находят отражения. В новейшее время они либо не развивались, либо развивались настолько незначительно, что полностью снивелированы экзогенными процессами.

Анализ пространственного размещения положительных и отрицательных локальных структур, обладающих разной степенью новейшей тектонической активности, показывает, что по площади Прикаспийской впадины они распределены не беспорядочно. Структуры весьма активные, а также структуры слабо, очень слабо активные и неактивные образуют определенные области и линейные зоны скопления. Сравнение этих областей и линейных зон скопления локальных структур разной активности с контурами крупных новейших структур позволяет заметить следующие закономерности:

1. В центральной части Прикаспийской впадины, как указывали Ю. А. Мещеряков (1953) и М. В. Проничева (1961), наиболее активные купола располагаются в областях наибольшего регионального новейшего прогибания. По-видимому, высокая активность куполов, расположенных в таких областях, определяется исключительно значительным давлением надсолевых отложений, обусловившим энергичный подъем солевых массивов куполов.

2. На востоке Прикаспийской низменности и на Подуральском плато области сосредоточения весьма активных локальных структур приурочены к крупным положительным новейшим структурам. Напротив, области скопления структур слабой активности связаны с крупными новейшими прогибами. Очевидно здесь на перераспределение солевых масс и соответственно на активность локальных структур в новейшее время влияние оказало не столько давление надсолевых отложений, сколько движение блоков фундамента.

3. В пределах всей Прикаспийской впадины (в низменности и на плато) линейные зоны сосредоточения весьма активных положительных и отрицательных локальных структур скорее всего отражают зоны крупных тектонических нарушений, возможно отвечающих разломам фундамента. Движения по этим тектоническим нарушениям вызвали

http://jurassic.ru/

активизацию пластического перераспределения соли, обусловив тем самым высокую новейшую активность локальных структур.

Имеющиеся геологические и геоморфологические данные о проявлениях на территории Прикаспийской впадины новейших движений позволяют сделать некоторые общие выводы о новейшей тектонической структуре региона:

1. В позднеплиоцен-четвертичное время в западной, большей по площади части Прикаспийской впадины отчетливо обособилась крупная новейшая отрицательная структура — Букеевская синеклиза (Журавлев, 1960а) с общей амплитудой прогибания около 600 *м*. От окружающих областей, испытавших в новейшее время поднятие небольшой амплитуды (порядка 200—300 *м*), она отделена флексурообразными перегибами (на севере, востоке и западе), которым в рельефе соответствуют абразионно-денудационные уступы.

2. В пределах Букеевской синеклизы на фоне общего прогибания проявлялись как дифференцированные региональные, так и локальные новейшие поднятия и опускания. Первые, вероятно, приурочены к новейшим платформенным структурам второго порядка, а вторые возникли в связи с продолжающимся развитием структур, созданных соляной тектоникой. Новейшие локальные структуры, связанные с проявлением соляной тектоники, в пределах Прикаспийской низменности сравнительно легко выявляются по многочисленным геоморфологическим и геологическим признакам и различаются по степени их новейшей тектонической активности.

3. Среди обрамляющих Букеевскую синеклизу областей новейших поднятий к Прикаспийской впадине относится область Подуральского плато. Амплитуда новейших поднятий в северо-восточной, более приподнятой части плато достигает 300 *м* и более. На фоне общего поднятия Подуральского плато в его пределах также проявлялись дифференцированные региональные новейшие движения, очевидно связанные с движениями блоков фундамента и обусловившие обособление крупных поднятий и прогибов. Локальные новейшие поднятия и опускания, связанные с соляной тектоникой, на Подуральском плато развиты широко, выявляются без особого труда и в зависимости от яркости их выражения в рельефе различаются по степени активности.

4. Наблюдающаяся в большинстве случаев связь локальных новейших структур той или иной активности с крупными новейшими структурными зонами свидетельствует об определяющем влиянии региональных новейших тектонических движений на активность соляной тектоники.

Сравнительный анализ результатов региональных геофизических исследований и данных о новейшей и более древней тектонической структуре позволяет найти известное соответствие между характером региональных новейших тектонических движений и предполагаемой структурой фундамента Прикаспийской впадины.

Так, западная и частично северная граница новейшей Букеевской синеклизы, зафиксированные в рельефе отчетливыми уступами, по-видимому, соответствуют структурным уступам фундамента, выявленным по геолого-геофизическим данным. Эти уступы, активные на протяжении всей геологической истории Прикаспийской впадины, отделяли ее от приподнятых областей Восточно-Европейской платформы. Новейшие тектонические нарушения северо-западного простирания, ограничивающие Букеевскую синеклизу на северо-востоке, как и новейшие флексуры и разломы по ее восточной и юго-восточной окраинам, также вероятно связаны с разломами фундамента Прикаспийской впадины, активизировавшимися в связи с оформлением наложенной

http://jurassic.ru/

новейшей Букеевской синеклизы. Аналогичный характер очевидно имеет и Азгирский разлом на юге Букеевской синеклизы.

С особенностями строения фундамента Прикаспийской впадины, по-видимому, связано и отчетливое преобладание на востоке впадины (на западе зоны устойчивого поднятия и на юге переходной зоны) крупных положительных новейших структур. Здесь же отмечена концентрация преимущественно весьма активных и активных локальных структур. Как указывают В. С. Журавлев, А. С. Перфильев и Н. П. Херасков (1965), эта часть впадины, очевидно, имеет относительно более молодой, байкальский возраст фундамента.

МАНГЫШЛАК, ЮЖНОЕ ПРИМУГОДЖАРЬЕ, СЕВЕРНОЕ ПРИАРАЛЬЕ И УСТЮРТ

Восстановить основные черты новейшей тектоники рассматриваемых областей очень трудно, так как сплошной покров морских неогеновых и четвертичных отложений отсутствует. Специальные исследования регионального характера здесь не проводились, хотя различные вопросы неотектоники района затрагивались во многих работах и освещались при этом весьма противоречиво.

О новейших и современных движениях описываемой территории писали И. П. Герасимов (1930), А. Л. Яншин (1940б, 1953, 1961а), П. В. Федоров (1952, 1957), Б. Н. Можаев (1958), В. Г. Рихтер (1959, 1960), А. Е. Шлезингер и И. С. Плещеев (1959), С. И. Гольц (1961), Р. Г. Гарецкий (1962), К. А. Ушко и И. П. Сырнев (1962), В. В. Шолохов (1962 г.), Л. А. Польстер (1963), Ю. М. Клейнер (1965) и др. Пологие дислокации миоценовых отложений описаны в предыдущих главах, посвященных тектонике платформенного чехла. Поэтому в настоящем разделе рассматриваются плиоцен-антропогеновые тектонические движения.

Нижнеплиоценовые (понтические) отложения в морских фациях распространены лишь на западе территории — на Мангышлаке и Устюрте. На Мангышлаке амплитуда залегания этих отложений, объясняемая тектоническими движениями, превышает 100 *м*. На Устюрте, где сохранились лишь отдельные останцы отложений понтического яруса, на протяжении 80 *км* установлено изменение высоты залегания береговой линии понтического бассейна от 130 до 170 *м*. Степень дислоцированности, а также унаследованный характер движений позволяет включать отложения нижнего плиоцена Мангышлака и Устюрта в тот же структурный ярус, что и нижележащие породы среднего миоцена, несмотря на существование между ними относительно небольшого размыва.

Отложения среднего плиоцена в пределах рассматриваемого района развиты фрагментарно и только в континентальных фациях, что лишает возможности достоверно установить характер их дислоцированности.

Морские отложения верхнего плиоцена развиты лишь в узкой полосе побережья Каспийского моря (акчагыльский ярус) и в отдельных впадинах — наиболее широко в Сарыкамышской (акчагыльский, апшеронский ярусы) и Ассакеаудан (апшеронский ярус). Кровля акчагыльских отложений Каспийского побережья в Западном Казахстане везде залегает на нулевых абсолютных отметках и лишь южнее, в зоне Карабогазского свода, превышает их на несколько метров. Апшеронские отложения впадин практически не нарушены. Д. А. Туголесов (1955), проследивший апшеронскую береговую линию по впадине Сарыкамыш, пришел к выводу об отсутствии заметных движений в этом районе

http://jurassic.ru/

в позднеплиоцен-антропогеновое время. Отсутствуют сведения и о нарушениях в залегании верхнеплиоценовых отложений в других районах рассматриваемой территории.

В районе Каспийского побережья Мангышлака на время между ранним плиоценом и акчагыльским ярусом, т. е. в основном на средний плиоцен, приходится резкое усиление тектонических движений и, по-видимому, общее поднятие района.

Распространить это заключение на всю территорию Южно-Мангышлакского плато и Устюрта позволяют следующие соображения. Основные наиболее крупные черты рельефа этих плато (чинки, бессточные впадины) сформировались в основном в среднеплиоценовое время. Это подтверждается тем, что наиболее молодыми отложениями, в которые бессточные впадины врезаны, как правило, оказываются нижнепонтические, а наиболее древние осадки, вложенные в эти впадины или прислоненные к чинкам, имеют позднеплиоценовый возраст (Сарыкамышская впадина, Ассакеаудан, Карашор и др.). Следовательно, формирование крупных впадин и чинков, с одной стороны, и усиление тектонических движений — с другой падают на один и тот же отрезок времени — средний плиоцен. Отсюда ясно, что среднеплиоценовый этап тектогенеза был общим и важнейшим для всей территории Устюрта и Мангышлака (Яншин, 1953; Луппов, 1963).

О деформациях четвертичных отложений систематизированные данные имеются лишь для каспийского побережья Казахстана (Федоров, 1952, 1957).

Раннечетвертичные деформации устанавливаются косвенно, так как береговая линия бакинского бассейна не сохранилась и судить о ней можно только по распространению фрагментов соответствующих отложений. Абсолютная высота этой линии обычно не превышает, по-видимому, нулевых отметок. Однако на продолжении Мугоджар и Шошкакольской мегантиклинали она поднимается до отметок 50—70 *м*, а в Южно-Мангышлакском прогибе (район впадины Карагие), вероятно, расположена на высоте —20 *м* (Федоров, 1957). Величина деформации бакинской береговой линии здесь, видимо, несколько преувеличена, так как она в этом случае будет превышать дислоцированность более древнего акчагыльского уровня. Вероятно, разновысотное положение осадков бакинской трансгрессии в значительной степени связано с различной интенсивностью их последующего размыва, а, возможно, и с различиями в высоте уровней основного бассейна и его заливов — таких, например, как Карагиинский.

Амплитуда дислоцированности среднечетвертичной (хозарской) береговой линии, по мнению П. В. Федорова, достигает нескольких метров. Однако на Мангышлаке она сохранилась плохо.

Позднечетвертичные (хвалынские), так же как и современные (новокаспийские), береговые линии Каспийского бассейна в Западном Казахстане, вероятно, не были сколько-нибудь значительно нарушены тектоническими движениями. Приводимые Б. Н. Можаевым (1958) материалы о разновысотном (до 7 *м*) залегании одновозрастных хвалынских террас Тюбкарагана поставлены под сомнение последующими исследованиями (Мякокин, 1963) в связи с трудностью количественного учета роли оползневых процессов.

Имеются твердые данные о дислоцированности речных террас Северного Приаралья. И. П. Герасимов (1930) и А. Л. Яншин (1940б) отметили, что вторая позднечетвертичная терраса р. Шаган, достигающая в зоне Шошкакольской мегантиклинали высоты 20 *м* над урезом воды, по мере удаления от нее постепенно снижается и в более опущенной зоне урочища Донгузтау скрывается под уровнем современных

http://jurassic.ru/

наносов. Величина нарушения первой современной террасы достигает в этом районе 4—5 *м*. Обе террасы непрерывно прослежены как в долине р. Шаган, так и некоторых его притоках. Р. Г. Гарецкий (1962) указал на увеличение количества террас р. Шетиргиз при движении от Челкарского прогиба к Мугоджарским горам, а также на повышение высоты верхнечетвертичной террасы с 2 до 6 *м*.

С новейшей тектоникой связывается различие (до 10 *м*) в уровне фрагментов современной морской террасы Аральского моря (Яншин, 1953; Лымарев, 1958, 1959). Следует только отметить, что установление здесь в последние годы следов двух трансгрессий с *Cardium edule* L. заставляет подходить к количественной оценке соответствующих неотектонических движений с большой осторожностью. Однако сам факт их проявления в четвертичную эпоху вплоть до настоящего времени сомнений не вызывает. Об этом свидетельствуют и геоморфологические данные, к сожалению, еще в полной мере не оцененные и не обобщенные.

Более подробно проанализирована четвертичная история Мангышлакского побережья Каспийского моря (Леонтьев, Мякокин и Никифоров, 1960). Они установили унаследованный характер развития берегов. В течение всего четвертичного периода, а также акчагыльского времени процессы аккумуляции и абразии преобладали постоянно в одних и тех же участках. Сопоставив эти участки со структурной картой, нетрудно заметить, что процессы абразии господствовали в зоне тектонических поднятий, а аккумуляции — в зонах прогибов. Последнее особенно четко видно на примере приуроченности наиболее глубоко вдающегося залива Каспия (бухта Кендерли) к Южно-Мангышлакскому прогибу и наличию именно здесь наряду с осадками четвертичных трансгрессий одного из немногих местонахождений акчагыльских известняков.

В других районах, не являющихся ныне морским берегом, отмечается смена аккумулятивных древних береговых форм абразивными по мере перехода от отрицательных тектонических структур к положительным (Клейнер, 1965).

Продолжающееся вплоть до настоящего времени развитие структур подтверждается данными о тектонических движениях берегов Каспийского моря, выявленными по измерениям высотного положения футштоков, проводившимся с 1940 по 1957 г. (Рихтер, 1960). Они показывают, что с 1940 г. на Мангышлакском побережье происходит общее поднятие. На фоне этого общего поднятия наблюдается погружение района бухты Кендырли, связанное с продолжающимся прогибанием Южно-Мангышлакского прогиба, к которому она приурочена.

Мысль о продолжающемся опускании этого прогиба высказывал А. Л. Яншин (1953), полагавший, что только опусканием можно объяснить наличие здесь бессточных котловин с днищами, расположенными значительно ниже современных базисов эрозии. Именно современным прогибанием А. Л. Яншин объяснил также разрастание солончаков, широко развитых в осевой части Северо-Устюртского прогиба. Скорость опускания в пределах этих прогибов в новейшее время превышала скорость накопления в них осадков. Начиная же со среднего плиоцена, когда после образования чинков Устюрт и в значительной степени Южно-Мангышлакское плато обособились от областей сноса, осадконакопление здесь практически почти прекратилось. Изложенное позволяет рассматривать Северо-Устюртский, Южно-Мангышлакский и Ассакеауданский прогибы как современные некомпенсированные прогибы (Яншин и Гарецкий, 1960).

http://jurassic.ru/

На современную тектоническую активность Карабаурской и Музбельской мегантиклиналей на Центральном Устюрте косвенно указывает особенно интенсивное развитие здесь современного карста (Гольц, 1961). Явные следы молодых опусканий — широкое развитие четвертичного аллювия и погружение балочных террас под их тальвеги — отметил Р. Г. Гарецкий (1962) в Челкарском прогибе и Тугузской мегасинклинали. Непрекращающимся ростом антиклиналей и прогибанием синклинальных понижений А. Л. Яншин (1953) убедительно объяснил происхождение многих черт рельефа — прежде всего впадин Северного Приаралья. Он указал, что общий план четвертичных тектонических движений и здесь «...в большинстве случаев строго соответствует структурному плану более древних третичных и меловых отложений, но по окраинам низменности (Тургайской) наблюдаются и несоответствия этих планов, связанные с появлением в четвертичное время новых осей прогибания и поднятия того же общего меридионального плана» (Яншин, 1961а, стр. 345).

Таким образом, в среднем плиоцене имел место тектонический этап, завершивший в общем формирование среднемиоцен-нижнеплиоценового структурного яруса и приведший к выработке основных черт рельефа Мангышлака, Устюрта и южной периферии Мугоджар. Начиная с позднего плиоцена, на этой территории продолжалось медленное унаследованное развитие структур, возможно усилившееся в современный период.

http://jurassic.ru/

Глава 4

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ЮЖНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ УРАЛА

ОРЬ-ИЛЕКСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ*

Орь-Илекская возвышенность служит водоразделом бассейнов рек Орь и Илек. Орографически она является южным продолжением выровненной южной части горного Урала, известной под названием Южно-Уральского пенеплена, или Южно-Уральской нагорной равнины (Герасимов, 1948).

В структурном отношении этот район соответствует южной части Центрально-Уральского поднятия (Косистекскому синклинорию и Кемпирсайскому антиклинорию), сложенного интенсивно дислоцированными осадочными, вулканогенными и метаморфическими породами докембрия и палеозоя, прорванными многочисленными интрузивами. В ряде мест в строении рельефа участвуют и мезо-кайнозойские отложения. Однако литологический состав пород и тектонические структуры не находят существенного отражения в рельефе. Для Орь-Илекской возвышенности в целом характерны равнинные поверхности междуречий, находящиеся в большом контрасте с глубоким и резким врезом долин рек и приуроченным к ним резко расчлененным приречным рельефом. Междуречья представляют из себя пластовую или цокольную денудационную равнину. Пластовая равнина, сложенная морскими меловыми и палеогеновыми отложениями, широко распространена на юге Косистекского приподнятого участка, в верховьях р. Эмбы и на южном погружении Кемпирсайского антиклинория. Абсолютные высоты равнины колеблются от 320 до 440 *м* при относительной высоте отдельных увалов до 15 *м*.

Цокольная денудационная равнина в основном развита в пределах Кемпирсайского антиклинория. Абсолютные высоты равнины колеблются в пределах от 350 до 480 *м*, отосительные превышения отдельных увалов и куполовидных сопок — от 5—10 до 15—25 *м*. На плоских участках равнины и в отдельных межувальных понижениях сохранился довольно мощный покров верхнемеловых и палеоцен-эоценовых морских отложений, перекрытий местами континентальными эоцен-олигоценовыми и неогеновыми отложениями. Среди однообразной пологоувалистой равнинной поверхности на более высоких гипсометрических уровнях выделяются отдельные денудационные останцы и останцовые массивы, представленные как увалистым и куполовидно-увалистым мелкосопочным рельефом, так и пологоувалистой волнистой равниной, сложенной корой выветривания.

Увалистый останцовый рельеф встречается в верховьях рек Актобе и Куагаш на абсолютных отметках 470—510 *м*, в районе г. Хромтау и пос. Никельтау на отметках 420—480 *м*. Относительные превышения отдельных увалов составляют 25—50 *м* при угле склонов 6—10°. Увалы разобщены широкими продольными межувальными понижениями

* В этом очерке приводится описание и Орской депрессии, развитие рельефа, которой, как и Орь-Илекской возвышенности, тесно связано с системой р. Орь.

http://jurassic.ru/

с предельно плоскими днищами. Часто эти понижения являются древовидноветвящимися, что позволяет говорить о принадлежности их к древней, по-видимому, мезозойской гидросети. О принадлежности этих останцовых массивов к древней денудационной поверхности свидетельствуют и сохранившиеся остатки образований коры выветривания. Следовательно, если считать эти останцы реликтами позднемезозойской поверхности выветривания, то расположенные гипсометрически ниже денудационные равнины соответствуют более молодой эоцен-олигоценовой поверхности. Абсолютные высоты этих поверхностей соответственно составляют 440—510 и 410—480 *м*.

Наиболее высокая часть Орь-Илекской возвышенности соответствует своду Кемпирсайского антиклинория, где максимальные абсолютные высоты отдельных увалов и куполовидных сопок достигают 510 *м*. К северу и к югу поверхность равнины понижается соответственно до 400 и 250 *м*, что определяется периклинальным погружением антиклинория (Гарецкий, 1962).

Полным контрастом равнинной поверхности междуречий является сильно расчлененный приречный рельеф, часто называемый приречным мелкосопочником*. Приречный мелкосопочник генетически тесно связан с неоген-четвертичной гидросетью, заложившейся на равнинной в целом территории области при новейших тектонических поднятиях, и образован интенсивной присклоновой эрозией. Следует отметить, что приречный рельеф по морфометрическим признакам не всегда является мелкосопочником и иногда представляет сильно расчлененную волнистую равнину. Морфометрические различия его контролируются глубиной вреза долин рек, к склонам которых он приурочен, следовательно, амплитудой новейших тектонических поднятий**. Так, резко выраженный приречный мелкосопочник развит в северной части области — вдоль долин Урала и его притоков. Эта часть области, расположенная на непосредственном продолжении Южноуральских гор, испытала значительные поднятия в неоген-четвертичное время. Глубина вреза долин р. Урала и его притоков здесь достигает 120—180 *м* при ширине в несколько десятков метров. Приречный мелкосопочник представлен здесь грядами, участками, осложненными конусовидными и куполовидными сопками, абсолютная высота которых составляет 300—420 *м* при относительной высоте отдельных положительных форм до 120 *м*. Гряды и массивы гряд интенсивно расчленены продольными и поперечными долинами и логами. Поперечные долины глубоко врезаны, они узкие, короткие с V-образным поперечным и крутым продольными профилями. Интенсивность расчленения рельефа в сторону водоразделов затухает, крутизна продольных профилей поперечных долин и логов уменьшается, и резко расчлененный приречный рельеф приобретает постепенно все черты равнины с реликтами древних денудационных поверхностей.

Более расчлененный рельеф характерен для северо-западной части района (Косистекский синклинорий). Глубина вреза долин здесь достигает 150—200 *м*, относительные превышения отдельных гряд — более 120 *м*; остатки древней денудационной поверхности почти полностью уничтожены.

Расчлененный рельеф развит также в южной части Орь-Илекской возвышенности, вдоль склонов рек Бакай, Аралтобе и других мелких. Глубина вреза долин этих рек достигает 60 *м*; приречный рельеф пред-

* Н. В. Башенина (1948) такой рельеф называет придолинным мелкосопочником.

** Наряду с тектоническими поднятиями в формировании приречного рельефа определенную роль несомненно играет и климатический фактор.

http://jurassic.ru/

ставлен волнистой или слабоволнистой денудационной или денудационно-аккумулятивной равниной.

Общей характерной особенностью приречного рельефа является то, что абсолютные высоты его, будь то мелкосопочник или равнина, обычно ниже абсолютных высот водораздельных равнин. В результате этого эрозионный приречный рельеф, за немногими исключениями, по абсолютной высоте всегда ниже водораздельной поверхности. В пределах придолинного рельефа встречаются местами плоские выровненные участки, сложенные неогеновыми отложениями.

Придолинный рельеф по гипсометрическому положению часто соответствует двум нижним доакчагыльским позднемиоцен-плиоценовой и позднеплиоценовой (акчагыльской) поверхностям выравнивания. Абсолютные высоты их соответственно составляют 340—360 и 300—310 *м* (Тапалов, 1966).

Более глубоким врезом отличаются многочисленные короткие суходолы и лога, прорезающие тектонические уступы, отделяющие область Орь-Илекской возвышенности от Орской депрессии на востоке и от Актюбинского Приуралья на западе. К восточному уступу приурочен мелкосопочник, представленный грядами с абсолютной высотой 360—430 *м*, участками переходящими в увалы и нередко осложненными по периферии массива куполовидными или конусовидными сопками. Относительные высоты отдельных положительных форм рельефа 25—75 *м*. Мелкосопочник имеет меньшие абсолютные отметки, чем водораздельная равнина, и рельефно выделяется на горизонте со стороны р. Орь. Этот мелкосопочный рельеф описан А. А. Петренко (1953б) под названием Мамытской гряды. В северных отрогах, начиная с вершин левых притоков р. Мамыт, мелкосопочник имеет ширину 2—3 *км*. По направлению к югу полоса мелкосопочника резко расширяется, достигая ширины 6 *км*, а южнее верховьев р. Қызылкаин постепенно сливается с пологоувалистой денудационной равниной.

Западный уступ морфологически выражен несколько слабее, и к нему приурочена волнистая равнина, расчлененная мелкими неглубокими логами. Значительного расчленения равнина достигает на участке пересечения уступа долинами притоков р. Қаргалы. В районе широтного участка долины р. Урал уступ выражен довольно четко, и к нему приурочен грядовый мелкосопочник, круто обрывающийся в сторону Приуралья. Относительные высоты гряд здесь более 100 *м*.

Территория Орь-Илекской возвышенности сложно расчленена притоками рек Орь и Илек. К ним относятся реки Қокпекты, Қуагаш, Қосистек, Қарабутак (притоки р. Қаргалы), Бакай, Аралтобе (притоки р. Ойсылкары) и др. В долинах этих рек выделяются пойменная, I и II надпойменные террасы, сложенные песчано-галечными и супесчано-суглинистыми отложениями.

Широтный отрезок долины р. Урал представлен 4—5 надпойменными террасами*. Четвертая надпойменная терраса, по В. И. Елисееву (1950), является позднеплиоценовой и встречается в виде фрагментов юго-западнее пос. Хабарный.

Третья надпойменная терраса условно раннечетвертичного возраста развита в районе устья р. Киргильды у пос. Қоктогай и в ряде других мест.

---

* В. И. Елисеев, принимая за первую террасу высокую пойму, выделяет здесь шесть террас, причем самая высокая является позднемиоценовой. Наличие миоценовой террасы на широтном участке долины р. Урал рядом исследователей Урала оспаривается.

http://jurassic.ru/

Вторая надпойменная терраса встречается на тех же участках, что и третья. Ее среднечетвертичный возраст доказан фаунистическими определениями.

Первая надпойменная терраса имеет почти повсеместное развитие. Возраст ее, по данным спорово-пыльцевого анализа, определяется как позднечетвертичный. Пойменная терраса (по В. И. Елисееву, первая терраса) выделяется повсеместно и часто представлена двумя уровнями — низким и высоким. Отложения террасы часто содержат остатки костей млекопитающих голоценового возраста. Темным цветом осадков пойменная терраса резко отличается от всех остальных террас долины р. Урал.

Характерной особенностью долины р. Урал является изменчивость высоты и ширины ее террас и морфологии ее долины в различных геоморфологических районах (тектонических зонах). Эта особенность ранее подробно описывалась В. И. Елисеевым и объяснялась, вслед за А. Л. Яншиным (1948а), постоянной тенденцией антиклинальных зон к поднятию, а синклинальных — к прогибанию (см. рис. 45).

Орская депрессия находится в пределах Западно-Мугоджарского синклинория и расположена между двумя водораздельными возвышенностями: Орь-Илекской на западе и Орь-Иргизской на востоке. Восточная граница ее совпадает примерно с меридиональным отрезком долины р. Орь. На севере ширина депрессии превышает 50 *км*, откуда, постепенно выполаживаясь, она протягивается к югу более чем на 100 *км* и замыкается южнее широты р. Ойсылкара. На всем протяжении Орская депрессия сложена довольно мощной толщей мезо-кайнозойских отложений, местами из-под которых на поверхность выступают осадочные и вулканогенные породы силура, девона и карбона. К отложениям мезо-кайнозоя приурочены обширные пластовые и аккумулятивные равнины, а к участкам распространения палеозойских пород — цокольные денудационные равнины и мелкосопочник. Мелкосопочник территориально соответствует Катынадырской мегантиклинали, разделяющей Орскую депрессию на две части: западную, являющуюся продолжением Баймакского прогиба Южного Урала, и восточную, известную на Южном Урале под названием Яикского прогиба. В пределах Баймакского прогиба расположены Киргильдинский и Орский грабены, ограниченные с запада и с востока разломами. Территория Киргильдинского и Орского грабенов гипсометрически выше участка Яикского прогиба, абсолютные высоты ее составляют 300—400 *м*. Рельеф представлен пластовой, участками цокольной денудационными слабоволнистыми и волнистыми равнинами с относительными превышениями отдельных положительных форм до 25 *м*. Среди равнинной поверхности сохранились небольшие останцовые массивы и единичные сопки с превышениями над окружающей поверхностью до 50 *м*. Аккумулятивные равнины здесь не пользуются широким развитием. Небольшие участки их, сложенные неогеновыми и четвертичными отложениями, сохранились западнее хр. Катынадыр и в районе р. Киргильды.

Поверхность как Орского грабена, так и Яикского прогиба наклонена к востоку; согласно этому наклону заложены все левые притоки р. Орь, берущие начало в пределах Орь-Илекской возвышенности.

В средней части Орской депрессии протягивается субмеридиональный пояс невысоких гряд, являющихся связующим звеном между южноуральским хр. Ирендык и Главным Мугоджарским хребтом Южных Мугоджар. Этот пояс состоит из холмистой гряды, расположенной северо-восточнее пос. Анастасьевка, холмистой группы Сарытобе (южнее р. Мамыт) и хр. Катынадыр (между реками Кызылкаин и Ойсылкара). Этот пояс совпадает с осевой частью Катынадырской

http://jurassic.ru/

мегантиклинали, сложенной осадочно-вулканогенными породами силура и девона, и в дальнейшем изложении именуется южным окончанием Ирендыкского холмогорья.

Рельеф этого пояса типичный денудационный. Он представлен сочетанием гряд и увалов, реже куполовидных сопок. Относительные высоты отдельных положительных форм колеблются от 25 до 50 *м*, изредка достигают 75 *м*. При этом более высокими и относительно крутыми обычно являются гряды, расположенные в центральной части массивов в два или три ряда. На окраинах массивов гряд, часто на северном и южном продолжениях, хаотически разбросаны куполовидные сопки высотой до 35 *м*. Склоны хребтов и гряд интенсивно расчленены многочисленными логами с V-образным поперечным профилем. Мелкосопочник, несмотря на значительные абсолютные высоты отдельных хребтов, таких, как Сарытобе (370 *м*) и Катынадыр (380 *м*), нигде не представляет собой водораздела и на всем протяжении пересекается широтными реками, имеющими здесь сквозные долины. Реки Мамыт, Кызылкаин, Дубер, Катынадыр и некоторые их притоки имеют древние долины, выполненные плиоценовыми отложениями.

Кора выветривания в пределах описываемого района сохранилась лишь в отдельных понижениях, и мезозойский рельеф в значительной степени переработан в олигоценовый и в особенности неоген-четвертичный этапы рельефообразования. Наиболее активные тектонические поднятия район, по-видимому, испытывал в неоген-четвертичное время, о чем свидетельствует глубокое эрозионное расчленение неоген-четвертичной гидросетью.

Участок Яикского прогиба является наиболее пониженной частью Орской депрессии. Рельеф представлен в основном аккумулятивной равниной, сложенной неогеновыми отложениями. Абсолютные высоты равнины составляют 220—300 *м*. Особенностью рельефа аккумулятивной поверхности является слабое расчленение, наблюдающееся лишь близ склонов рек с широтными долинами (притоки р. Орь). Значительно развиты здесь отдельные степные блюдцеобразные понижения с обильным растительным покровом, иногда занятые солончаками и сорами.

Денудационные равнины развиты в виде небольших участков. Один из таких участков расположен несколько южнее, на левобережье р. Орь М. И. Рожанец (1926) описал его как «достаточно отчетливо обособляющуюся физикогеографическую единицу», представленную высокой равниной с общим уклоном на северо-восток. В строении равнины здесь участвуют как юрские и палеогеновые, так и местами палеозойские породы. Последние обычно слагают небольшие останцовые увалы или плосковершинные куполовидные сопки, на склонах которых местами сохранилась кора выветривания. Относительные превышения увалов и сопок 25—35 *м*. Одиночные останцовые увалы и купола наблюдаются и в районе междуречья Кызылкаина и Катынадыра.

Из отрицательных форм рельефа следует отметить долины р. Орь и ее притоков. Долина р. Орь расположена в восточной, наиболее низменной части района и имеет в основном левые притоки, заложенные главным образом по восточному склону поверхности равнин. Долины в пределах как Орского грабена, так и Яикского прогиба широкие, содержащие комплекс пойменных (два уровня), первой и второй, фрагментами третьей надпойменных террас четвертичного возраста. Кроме того, в долине р. Орь местами наблюдается и более древняя позднеплиоценовая терраса. Террасы в основном сложены песками и супесчано-глинистыми отложениями.

http://jurassic.ru/

Основные этапы развития рельефа Орь-Илекского междуречья определяются характером и направленностью тектонических движений в отдельные периоды его мезо-кайнозойской геологической истории. В настоящее время можно считать общепризнанным, что Уральские горы, южным продолжением которых является Орь-Илекская возвышенность, в мезозое представляли собой почти равнину — пенеплен. Мезозойский пенеплен, фиксированный в свое время мощной корой выветривания, является той исходной поверхностью, анализ морфологических особенностей которой позволяет восстановить амплитуды последующих деформаций земной коры и связанные с ними изменения рельефа.

Территория Орь-Илекского междуречья разнородна в структурном отношении, а так как мобильность и направленность развития каждой крупной геоструктуры различны, то это и определяет большое разнообразие процессов рельефообразования в одни и те же периоды геологической истории. Тем не менее можно наметить несколько общих основных этапов развития рельефа, приведших к возникновению одновозрастных поверхностей различных геоморфологических районов.

По имеющимся геолого-геоморфологическим данным, поздний мезозой характеризовался относительным тектоническим покоем, а в конце медленным, частью глубоким погружением территории Орь-Илекского междуречья. Этому времени соответствует очень продолжительный этап выравнивания, закончившийся образованием позднемезозойской поверхности с корой выветривания, перекрытой местами морскими отложениями верхнего мела — эоцена.

Новый тектонический этап — общее поднятие региона с полным осушением морского водоема по времени соответствует концу эоцена и олигоцену. С этим этапом связан эрозионный цикл, который привел к образованию эоцен-олигоценовой поверхности выравнивания (Сигов, 1962).

В миоцене (нижнем и среднем) территория Орь-Илекского междуречья, по-видимому, испытывала опускание с более глубоким погружением Приуралья и Орской депрессии, вызвавшее общую нивелировку олигоценового рельефа. Это подтверждается преимущественно глинистым составом отложений миоцена, характерным для равнинного рельефа.

Позднемиоценовое время и начало плиоценового для всего Урала, в том числе и для Орь-Илекского междуречья, характеризуется интенсивной перестройкой рельефа, что, вероятно, обусловлено значительными в целом восходящими дифференцированными тектоническими движениями. В конце этого этапа произошло опускание или замедление поднятия, вследствие чего все глубокие долины рек были заполнены песчано-глинистыми отложениями с ранне-среднеплиоценовой фауной. С этим этапом связано формирование доакчагыльской полигенетической поверхности выравнивания.

Кратковременные восходящие тектонические поднятия, вероятно, имели место и в первой половине акчагыльского времени. Вслед за поднятием, в акчагыльское же время, рассматриваемая территория вновь испытывала общее опускание, вызвавшее аккумуляцию озерно-лагунных и озерно-аллювиальных отложений с формированием полигенетической акчагыльской поверхности выравнивания.

В позднеплиоцен-четвертичное время (начиная с апшеронского) происходило общее дифференцированное поднятие, которое, по-видимому, временами сменялось сравнительно небольшими опусканиями. В результате этого в долинах рек сформировалось до четырех надпойменных террас.

http://jurassic.ru/

Процессы современного рельефообразования ярко выражены в формировании пойменных террас (пойм и высоких пойм), в постепенном врезании русел рек в четвертичные и более древние отложения и значительном огрублении кластических включений отложений пойменных террас и русел. Приведенные данные, очевидно, свидетельствуют о новом поднятии региона.

МУГОДЖАРЫ И ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ТУРГАЙСКОЙ РАВНИНЫ

Территория Мугоджар, включая сопредельную юго-западную часть Тургайской равнины, в геоморфологическом отношении далеко не однородна, что определяется ее геоструктурными особенностями, различной геологической историей отдельных ее частей и различным характером неотектонических движений. На описываемой территории выделяются четыре геоморфологических района: Западные Мугоджары, пенеплен Восточных Мугоджар, Замугоджарский откопанный пенеплен и Тургайская пластовая равнина (рис. 48).

Район Западных Мугоджар соответствует южной части Западно-Мугоджарского синклинория. В образовании его рельефа главная роль принадлежит различным эффузивным и в меньшей степени осадочным породам силура, девона и карбона. В восточной части его расположены многочисленные интрузивные тела, образующие пологие гряды и увалы, реже куполовидные сопки. Восточная граница Западных Мугоджар неровная и не всюду выражена четким уступом, но хорошо прослеживается по смене характера рельефа.

С западной стороны район резко обрывается к Примугоджарской равнине. Этот резко выраженный уступ высотой более 100 *м* приурочен к зоне Западно-Мугоджарских разломов, очень хорошо просматриваемых на аэрофотоснимках. От широты родника Тшканбулак на юг уступ кулисообразно смещается к востоку и следует по тектонической линии Жаксытауского разлома, переходящего у подножия массивов Жаксытау, Булектау и Жамантау до южного погружения зеленокаменной полосы под толщу молодых отложений.

Западные Мугоджары являются наиболее высокой частью Западного Казахстана, что объясняется не столько стойкостью горных пород к выветриванию, сколько неотектоническими поднятиями, более всего проявившимися в этом районе. Неотектонические движения были неравномерными по амплитуде и неодинаковыми по времени на разных участках. По особенностям современного рельефа в этом районе выделяются низкогорье Западных Мугоджар и Берчогурская холмистая равнина.

Низкогорье Западных Мугоджар морфологически четко разделяется на два крупных хребта, вытянутых в меридиональном направлении: Главный Мугоджарский хребет, соответствующий Бохтыбайской и Жамантауской антиклиналям, и Жанганинский хребет, соответствующий одноименной антиклинали. Низкогорный рельеф Главного Мугоджарского и Жанганинского хребтов представлен в основном отдельными грядами или массивами гряд, вытянутыми в меридиональном направлении. На окраинах массивы гряд и отдельные гряды осложнены куполовидно-конусовидными сопками, иногда увалами. Сопки группируются обычно вокруг главной грядовой вершины и тем самым имеют общее с грядами меридиональное простирание. Такое расположение гряд и сопок особенно характерно для Главного Мугоджарского хребта. В Жанганинском хребте они более хаотически разбросаны и в целом больше напоминают мелкосопочник, чем низкогорье. Однако и здесь в ряде мест, в частности на участках, прилегающих к Берчогурской

http://jurassic.ru/

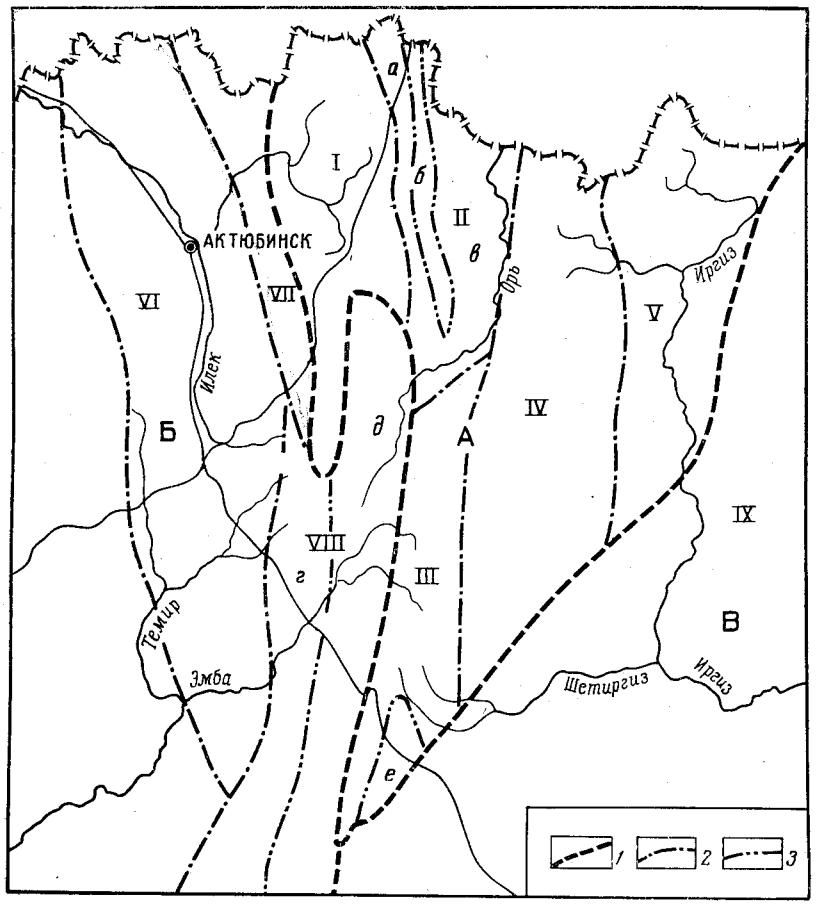


Рис. 48. Схема геоморфологического районирования южной оконечности Урала и ее периферии (по Е. Д. Тапалову)

1 — границы геоморфологических областей, *2* — границы геоморфологических районов, *3* — границы подрайонов.

Геоморфологические области: А — южная оконечность Урала, *Б* — Подуральское плато, *В* — Арало-Тургайская равнина. *Геоморфологические районы:* I — Орь-Илекское нагорье, II — Орская депрессия, III — низкогорье Западных Мугоджар, IV — Орь-Иргизское нагорье — пенеплен Восточных Мугоджар, V — Замугоджарский откопанный пенеплен, VI — Актюбинская депрессия, VII — Алимбетская передовая гряда, VIII — равнина Западного Примугоджарья, IX — юго-западная часть Тургайской равнины. *Геоморфологические подрайоны: а* — Киргильдинско-Орское понижение, *б* — южная оконечность Ирендыкского холмогорья, *в* — Яикское понижение, *г* — Изембетско-Кокпектинский приподнятый участок, *д* — Предмугоджарская опущенная равнина, *е* — Берчогурская слабо холмистая равнина

впадине, гряды и сопровождающие их сопки, ориентированные в субмеридиональном направлении, создают отчетливый хребет. В северо-восточной части, где геологическое строение более разнообразно, отдельные гряды тоже вытянуты примерно меридионально, но общего правильного расположения они здесь не имеют.

Массивы гряд и отдельные гряды обоих хребтов разделены неширокими продольными депрессиями, сложенными неогеновыми и четвертичными отложениями. Приурочены эти депрессии к зонам развития малоустойчивых к выветриванию пород, слагающих обычно синклинали, и представляют собой удлиненные межгрядовые или межхребтовые долинообразные понижения с широкими плоскими днищами и вогнутыми склонами, которые по заметному перегибу в профиле переходят в более крутые склоны гряд или хребтов.

http://jurassic.ru/

Аналогичные межгорные депрессии широко известны на Урале и являются тектоно-эрозионными литоморфными образованиями (Сигов, 1952). Сформировались они, по-видимому, еще в мезозое и в течение длительного времени представляли зоны аккумуляции рыхлых отложений мезо-кайнозоя. Однако вследствие интенсивных эрозионных процессов в дальнейшем древние континентальные отложения мезозойского, палеогенового и неогенового возраста в депрессиях были почти полностью размыты и сохранились лишь на небольших участках в пределах Кундыздинской и Берчогурской синклиналей и у западного подножия Мугоджарского хребта. Лучшую сохранность в этих депрессиях имеют аллювиально-озерные и пролювиальные неогеновые и четвертичные отложения. Часто к таким впадинам приурочены отрезки современных речных долин, суходолы и лощины.

Преобладающая меридиональная ориентировка элементарных форм рельефа зависит от геологического строения области, в том числе от петрографического состава слагающих их пород и от тектоники района, которые определенным образом направляют экзогенные процессы.

Главный Мугоджарский и Жанганинский хребты в основном сложены более или менее однородной толщей эффузивов, прорванной многочисленными дайками меридионального простирания. Местами дайки настолько многочисленны, что здесь, вследствие чередования более устойчивых к процессам выветривания дайковых пород с менее устойчивыми осадочными отложениями, образовался характерный волнистый, или гребенчатый рельеф.

На западном склоне Главного Мугоджарского хребта, где к разломам приурочена зона сильно рассланцованных зеленокаменных пород, рельеф также своеобразен: мелкие куполовидные и конусовидные сопки с мягкими контурами чередуются с мелкими и пологими понижениями, создавая курчаво-барашковый рельеф. Западнее разлома развит относительно спокойный рельеф Примугоджарской пластовой равнины.

Вследствие значительной приподнятости района Западных Мугоджар процессы выветривания и денудации протекают здесь весьма активно. Накопление материала происходит лишь в отдельных межгрядовых понижениях и имеет второстепенное значение. Эта область характеризуется глубокой расчлененностью, но тем не менее западномугоджарские хребты имеют отдельные плоские выровненные вершины, являющиеся реликтами древнего рельефа. Примером являются плоские вершины гор Бохтыбай, Два Брата, Даутау и других, находящиеся примерно на одном уровне, а также вершины Каратау, Обалы, Жалгызтау, Апантау, Ушбулак и других, расположенные на другом гипсометрическом уровне, и т. д. Плоские вершины не всегда горизонтальны. Наоборот, многие из них имеют уклон в том или ином направлении и осложнены элементами микрорельефа. Такие плоские вершины хребтов на Урале описаны многими исследователями (Варсанофьева, 1948, 1954; Борисевич, 1954; Преображенский, 1941 и др.) и именуются поверхностями выравнивания. По мнению преобладающего большинства исследователей Урала, они представляют собой прежние выровненные поверхности, приподнятые молодыми тектоническими движениями на разные высоты и расчлененные при этом эрозией.

Из водноэрозионных форм рельефа наиболее характерными являются глубокие с V-образным поперечным профилем речные долины и лога, обычно ориентированные в широтном или субширотном направлениях. Во многих небольших речных долинах (верховья рек Эмбы, Шетиргиза и их левые притоки) террасы почти отсутствуют, и крутые склоны долин спускаются к узкой пойме или непосредственно к реке.

http://jurassic.ru/

На участках долин, расположенных в межгорных депрессиях, нередко наблюдаются хорошо выраженные площадки поймы, первой и второй (фрагменты) надпойменных террас.

В целом в пределах низкогорья Западных Мугоджар эрозия и транспортировка материала имеют перевес над аккумуляцией. Анализ строения рельефа дает основание предполагать, что в течение длительного времени, вероятно с мезозоя по настоящее время, эта часть Мугоджар являлась областью денудации. Об этом свидетельствует вещественный состав мезозойских и кайнозойских отложений по периферии Мугоджар.

Со времени своего возникновения, т. е. с конца палеозоя, район Западных Мугоджар является главным образом областью денудации. Это район повторных поднятий и в мезо-кайнозое, которые достигали здесь большей амплитуды, чем в области Восточных Мугоджар. В связи с этим здесь происходило повторное разрушение поверхностей древнего рельефа, формировавшихся в периоды относительного покоя земной коры. В периоды поднятия эти поверхности оказывались на значительной высоте над общим эрозионным базисом и энергично расчленялись реками и потоками, поэтому выделение поверхностей выравнивания здесь затруднительно. От наиболее древних из них не сохранилось и следов. Тем не менее в современном рельефе горной полосы можно наблюдать некоторые черты, унаследованные от очень отдаленных времен, и реликты древнего рельефа. Интенсивные тектонические движения испытывал район и в четвертичное время, в результате чего образовались глубоко врезанные речные долины и лога.

Берчогурская холмистая равнина территориально соответствует одноименной синклинали, расположенной на периклинальном погружении зеленокаменной полосы Западных Мугоджар. Равнина сложена верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями. В пределах обнаженного палеозойского цоколя ширина ее составляет около 18 *км*. Структурные особенности района и литологический состав пород находят отражение в современном рельефе. Наиболее пониженная часть района приурочена примерно к осевой части синклинали, сложенной глинистыми сланцами и песчаниками карбона. Здесь развита пологоувалистая и куполовидно-увалистая денудационная равнина. Абсолютные высоты ее колеблются в пределах от 250 до 350 *м* при относительных отметках отдельных положительных форм рельефа от 5 до 20 *м*, реже до 25 *м*. Борта впадины, сложенные более устойчивыми к выветриванию породами (конгломераты и известняки), характеризуются грядово-увалистым холмистым рельефом. Местами гряды и увалы осложнены небольшими куполовидными сопками. Относительные превышения отдельных элементарных форм равнины 25—50 *м* при абсолютных высотах 300—450 *м*.

К юго-востоку мелкохолмистая цокольная денудационная равнина постепенно переходит в пластовую равнину Каульджурского плато. Рельеф Каульджурского плато сформирован в основном на эоцен-олигоценовых и неогеновых отложениях и характеризуется развитием столово-останцевых и пологоувалистых ступенчатых равнин тургайского типа.

Пенеплен Восточных Мугоджар (Орь-Иргизское нагорье) охватывает широкую меридиональную полосу грядово-увалистого и холмисто-равнинного рельефа, расположенную в бассейне правых притоков р. Иргиз. На западе этот район отделяется заметным уступом от Западных Мугоджар и Орской равнины. Переход возвышенной области Восточных Мугоджар к увалистой равнине Замугоджарского (Зауральского) откопанного пенеплена, расположенного восточнее, постепенный.

http://jurassic.ru/

Восточные Мугоджары отличаются весьма сложным геологическим строением и длительной историей формирования рельефа. В структурном отношении этот район соответствует Мугоджарскому мегантиклинорию, в строении которого участвуют глубоко метаморфизованные породы докембрия и палеозоя, прорванные различными по возрасту и составу интрузиями. Платформенные мезо-кайнозойские отложения развиты в отдельных понижениях рельефа и на погруженной южной и юго-восточной окраинах района.

Для Восточных Мугоджар характерна частая и резкая смена пород в широтном направлении и выдержанность их в меридиональном. Вследствие этого подавляющее большинство гряд и увалов, сложенных сравнительно стойкими к процессам выветривания кристаллическими сланцами, кварцитами и гранитоидами, ориентировано в меридиональном направлении. В этом направлении они нередко тянутся прерывистой цепью на десятки километров.

Территория Восточных Мугоджар отличается преобладанием возвышенной пологоувалистой равнины с мягкими очертаниями положительных форм. Формы рельефа, представленные грядами, увалами и куполовидными сопками, плавно сочленяются с межсопочными понижениями; относительные превышения их не более 25 *м*.

Характерны для равнины неглубокие плоские бессточные понижения и озера с пологими берегами, превращенные местами в травянистые заболоченные низины. Вместе с тем в ряде мест над равнинной поверхностью довольно резко выступает останцовый мелкосопочный рельеф, представленный грядами, увалами и их сочетаниями или одиночными сопками, к которым приурочены наиболе высокие абсолютные отметки. Такими останцовыми вершинами являются Байментау (458 *м*), Акшокы (413 *м*), Есекжал (410 *м*), Караоба (362 *м*) и др.

Абсолютные высоты останцов возрастают с востока на запад от 350 до 500 *м*; относительные превышения в этом же направлении колеблются от 25—50 до 80—120 *м*. Гряды и увалы разделены многочисленными продольными депрессиями эрозионного и, возможно, эрозионно-тектонического происхождения. Они обычно сложены неогеновыми и четвертичными, а иногда и более древними отложениями.

Возвышенность Восточных Мугоджар имеет резко асимметричные склоны: пологий к бассейну р. Иргиз и более крутой к бассейну р. Орь. Тем не менее долина р. Иргиз врезана глубже долины Ори. По общему характеру рельефа область Восточных Мугоджар является более выровненной по сравнению с областью Западных Мугоджар, почти равнинной, наклоненной с запада на восток (от абсолютных отметок порядка 400—500 *м* на границе с низкогорьем до 240 *м* на границе с Тургайской равниной). Понижение высот от 400 до 300 *м* наблюдается и в южном направлении, что определяется периклинальным погружением Мугоджарского мегантиклинория.

Речная сеть Восточных Мугоджар имеет отчетливо выраженный ортогональный характер, что объясняется указанными выше уклонами топографической поверхности. Долины меридионального направления обычно приурочены к межсопочным понижениям, выполненным миоценовыми отложениями. Эти долины отличаются большой шириной, пологими или пологовогнутыми склонами. В настоящее время они в значительной степени размыты или участками унаследованы более молодыми позднемиоцено-четвертичными долинами, имеющими в основном широтное или субширотное направления. Часто унаследованными являются верховья долин. Таковы долины большинства современных рек Восточных Мугоджар (Баксайс, Карабутак, Шолаккайракты, Узын-

http://jurassic.ru/

кайракты, Талдык, Ащисай и др.), являющихся правыми притоками р. Иргиз.

Говоря о древней и современной речной сети Урала, А. П. Сигов (1962 г.) пишет, что «... в течение позднего миоцена, раннего и среднего плиоцена произошло перераспределение речной сети восточного склона Урала, связанное с воздыманием региона. Сильная выровненность местности в результате позднеолигоценовой и миоценовой планации и наличие широко развитой коры выветривания при сводовом воздымании Урала определили эпигенетическое заложение новой речной сети, резко отличающейся от прежней и имеющей близкую к широтной ориентировку главных речных артерий. В то же время верховья и многие притоки этих речных артерий заимствовали древние меридиональные депрессии».

В это же время и таким же образом произошла перестройка речной сети Восточных Мугоджар, являющихся южным продолжением восточного склона Урала. В результате последовавших в конце миоцена поднятий горной полосы была несколько приподнята и область Восточных Мугоджар. Увеличился ее уклон к востоку, что вызвало оживление эрозионной деятельности, которая привела к перестройке речной сети. Благодаря регрессивной эрозии рек, стекавших в восточном направлении, произошли перехваты рек меридионального направления, которые прежде имели здесь более широкое развитие. К прежним речным долинам меридионального направления приурочены лишь верховья современных рек. По сравнению с горной областью Западных Мугоджар долины рек Восточных Мугоджар врезаны неглубоко и ограничены большей частью пологими задернованными склонами. Они имеют пойму, первую и вторую надпойменные террасы.

Важной морфологической особенностью области Восточных Мугоджар является ярусность ее рельефа, состоящего из разновозрастных поверхностей выравнивания. Наиболее широким развитием пользуется здесь поверхность, фиксированная корой выветривания позднемезозойского (мелового) возраста. Абсолютные высоты ее изменяются в широких пределах — от 340 до 400 *м*. В пределах этой поверхности встречаются останцовые вершины с абсолютными отметками более 400 *м*, являющиеся, по-видимому, реликтами тех древних возвышенностей, за счет разрушения которых возникла позднемезозойская поверхность.

За счет размыва позднемезозойской поверхности на абсолютных отметках 290—340 *м* и более развита олигоценовая поверхность. Возраст ее подтверждается наличием олигоценовых отложений и геоморфологическим положением (олигоценовая поверхность гипсометрически ниже позднемезозойской поверхности, но выше неогеновой).

Абсолютные отметки неогеновой поверхности колеблются в пределах от 240 до 300 *м*. Эта поверхность участками сложена песчано-глинистыми отложениями неогена и может быть сопоставлена с позднемиоцен-раннеплиоценовой поверхностью юго-запада Русской равнины (Мещеряков, 1959) и сарматской поверхностью Прикаспия и Западного Примугоджарья (Проничева, 1960).

Позднеплиоценовая поверхность развита вдоль современных речных долин в виде более или менее широкой террасовидной равнины. Ее абсолютные высоты колеблются от 180 до 250 *м*. Участками она сложена песчано-глинистыми отложениями с акчагыльской фауной, нередко оказывается погребенной под четвертичными отложениями и соответствует днищу древних долин.

Таким образом, в пределах Восточных Мугоджар намечается система последовательно возникавших денудационных поверхностей, из

http://jurassic.ru/

которых каждая предыдущая расположена на более высоком уровне, чем последующая.

Образование рельефа Восточных Мугоджар происходило под воздействием длительных денудационных процессов, начавшихся еще в мезозое. Отсутствие морских отложений дает основание предполагать, что во время трансгрессий позднемелового и палеогеновых морей территория Восточных Мугоджар не заливалась, а вероятно, представляла собой низкую сушу, в пределах которой продолжались слабые денудационно-аккумулятивные процессы. Здесь не происходило значительных поднятий в олигоценовое и в неоген-четвертичное время, не наблюдалось такого уничтожения древних форм рельефа, как имело место в Западных Мугоджарах. Рельеф, возникавший в пределах этой области в различные моменты континентального периода ее существования, не уничтожался полностью, а как бы накладывался один на другой. В связи с этим наряду с молодыми формами рельефа наблюдаются формы с чертами, унаследованными от более ранних этапов рельефообразования.

Замугоджарский откопанный пенеплен сформирован на сложном складчатом комплексе осадочных, эффузивных, метаморфических и интрузивных пород палеозоя. Однако эта территория характеризуется сильно выровненным рельефом. Черты первоначального горного рельефа настолько утрачены, что здесь почти не заметна зависимость современной пластики от геологических структур. Этот пенеплен образовался в результате «откапывания» древней (мезозойской) денудационной поверхности из-под более молодых рыхлых отложений. «Откапывание» происходило в эпохи неотектонических поднятий в олигоцене и позднем миоцене вследствие комплексной денудации при определяющей роли эрозии.

Поверхность Замугоджарского пенеплена представляет собой плоскую и слабоволнистую равнину с отдельными останцовыми куполовидными сопками (гора Текелитау и др.). Сверху равнина сложена довольно мощной корой выветривания, и только в отдельных участках на дневную поверхность выходят скальные породы. В придолинных частях поверхность пенеплена несколько расчленена, и на отдельных участках развит своеобразный эрозионный приречный мелкосопочник. Кора выветривания в пределах таких участков зачастую размыта или сохраняется в отдельных понижениях под покровом неоген-четвертичных отложений.

Речные долины четвертичного возраста в целом слабо врезаны в поверхность пенеплена, за исключением отдельных участков. Они часто наследуют более древние долины и ложбины стока, выполненные неогеновыми отложениями. Склоны долин пологие, в долинах наблюдается пойменная, первая и вторая (фрагменты) надпойменные террасы, сложенные песчано-глинистыми отложениями.

Замугоджарский пенеплен представлял собой район, относительно стабильный в позднем мезозое и кайнозое. Характерной особенностью его является наличие хорошо сохранившейся коры выветривания и перекрывающих ее участками континентально-морских покровных отложений. Абсолютные высоты поверхности пенеплена изменяются от 380 до 250 *м* с запада на восток и от 350 до 230 *м* с севера на юг. В этих же направлениях происходит погружение Зауральского поднятия под платформенные отложения мезо-кайнозоя и смена пенеплена пластовой денудационной равниной тургайского типа.

Развитие рельефа юго-западной части Тургайской равнины происходило на субгоризонтально залегающих платформенных отложениях. Это обстоятельство сказалось на характере ее рельефа, отличающегося

http://jurassic.ru/

большей равнинностью, чем даже Зауральский пенеплен. Особенно равнинным является рельеф междуречий, представленный чередованием обширных плоских понижений и разделяющих их плосковерхих увалистых возвышенностей. Относительные превышения отдельных положительных форм составляют 10—15 *м*, реже достигают 25 *м*. Понижения рельефа изобилуют замкнутыми вытянутыми цепочкой в субмеридиональном направлении озерными котловинами — следами древних ложбин стока. Обширная равнинная поверхность нередко разобщена на отдельные столово-останцовые формы от небольших возвышенных массивов до плато значительных размеров, ограниченных обрывистыми склонами — чинками. Такие плато развиты южнее широтного колена р. Иргиз, севернее устья р. Шетиргиз, в районе среднего течения р. Каульджур и в ряде других мест. Во всех указанных участках эти возвышенности вытягиваются в линии, ориентировка которых совпадает с ориентировкой уральских структур, а именно в меридиональном или субмеридиональном направлениях. Абсолютные высоты возвышенностей выдерживаются в пределах от 200 до 320 *м*.

Кроме указанных крупных форм рельефа в пределах юго-западной части Тургайской равнины присутствуют разнообразные мелкие формы пустынной и степной денудации: чинки, столовые останцы, соры, солончаки, хаки, массивы различно закрепленных песков. Последние обычно приурочиваются к обширным понижениям со следами слабо выраженных водотоков. Крупное понижение такого рода морфологически хорошо выражено юго-западнее устья р. Шетиргиз, в осевой части Челкарской синклинали на продолжении меридионального отрезка долины р. Иргиз. Эти понижения развиты по отложениям палеогена, местами сверху заполнены более молодыми, неоген-четвертичными отложениями с массивами эоловых песков Талдыкум, Большие и Малые Барсуки и др.

Речные долины отличаются значительной шириной и хорошей разработанностью. Для долин р. Иргиз и ее главного притока р. Шетиргиз характерны террасы четвертичного и неогенового комплексов. Терраса верхнего комплекса развита почти повсеместно и представлена раннечетвертичными, среднечетвертичными, позднечетвертичными (надпойменными) и современными (пойменными) террасами, сложенными в основном песчано-супесчаными отложениями. Древняя терраса нижнего комплекса образована позднеплиоценовыми и участками среднеплиоценовыми (погребенными) террасами, представленными различными песчано-глинистыми отложениями.

На наличие плиоценовой террасы в перечисленных долинах указывали Е. П. Бойцова и др. (Байцова, Мазина и др., 1955). Плиоценовая терраса р. Шетиргиз описана А. Л. Яншиным (1953), а отложения, слагающие ее, отнесены им к среднему плиоцену.

Основными факторами формирования рельефа Тургайской равнины в юрское и раннемеловое время были пенепленизация палеозойских складчатых сооружений с образованием коры выветривания, а в дальнейшем — мезо-кайнозойские трансгрессии и денудационно-эрозионные процессы на фоне колебательных тектонических движений. Если колебательные движения конца мезозоя и начала кайнозоя характеризовались преобладанием опусканий, вызвавших трансгрессию позднемеловых и палеогеновых морей, то начиная с олигоцена превалировали поднятия, приведшие к полному осушению территории Тургайской равнины. Первичная морская аккумулятивная равнина в течение олигоцена подверглась размыву и преобразовалась в пластовую денудационную равнину, на поверхности которой одновременно участками происходила активная аккумуляция песчано-алевритового, по-видимому, озерно-аллювиального и пролювиального материала.

http://jurassic.ru/

В миоцене в связи с региональными опусканиями накапливались монтмориллонитовые глины аральской свиты. Во второй половине миоцена платформа вновь стала медленно подниматься, заметно приподнялись и Мугоджары. К раннему плиоцену разница в высотах Мугоджар и рассматриваемой части Тургайской равнины еще более усилилась, в связи с этим усилилась и эрозионная деятельность, что привело к заложению речных долин и аккумуляции в пределах прогиба озерно-аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений до позднего плиоцена. В позднем плиоцене в связи с существенными региональными поднятиями и некоторым увлажнением климата эрозионная деятельность превалировала над аккумуляцией и происходило значительное преобразование олигоценового и миоцен-плиоценового рельефа. Значительное расчленение рельефа происходило и в четвертичное время.

Активность эрозионно-денудационных процессов, как известно, в значительной степени зависит также от климатических условий. На территории Тургайской равнины, как показали работы П. Я. Кошелева, в течение плиоцен-четвертичного времени климат в общем был аридный, близкий к современному.

Особенности рельефа Тургайской равнины обусловлены молодыми колебательными движениями и сложным денудационно-эрозионным расчленением в условиях сухого полупустынного климата.

О степени общего олигоцен-четвертичного поднятия можно судить по тому, что осадки чеганского моря в настоящее время подняты на высоту до 300 *м*.

ПЕРИФЕРИЯ ЮЖНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ УРАЛА

АКТЮБИНСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ И ЗАПАДНОЕ ПРИМУГОДЖАРЬЕ

Актюбинское Приуралье и Западное Примугоджарье являются частью обширного Подуральского плато, выделенного Н. Н. Тихоновичем (1905) и описанного позже М. В. Проничевой (1958—1960 гг.).

Актюбинское Приуралье сложено, не считая фундамента платформы, покровными отложениями мезо-кайнозоя и (в северо-восточной части) породами верхнего палеозоя. Образование современного рельефа рассматриваемой территории происходило под воздействием эоцен-олигоценовой и неоген-четвертичной денудации. В результате новейших тектонических движений одни участки Приуралья были приподняты и расчленены глубоко врезанной речной сетью, а другие были опущены и в настоящее время представляют собой понижения.

Особенности современного рельефа позволяют разделить Актюбинское Приуралье на два самостоятельных геоморфологических района: Актюбинскую депрессию и Алимбетскую передовую гряду.

Актюбинская депрессия на востоке отделяется от Алимбетской гряды крутым уступом. Последний разделяет два района с различной амплитудой новейших тектонических движений. На западе депрессия также ограничена уступом, но более низким и морфологически слабо выраженным. Район представляет собой неширокое понижение, вытянутое в меридиональном направлении. Уменьшение абсолютных отметок поверхности депрессии происходит от периферии депрессии к центру от 370 до 200 *м*.

Актюбинская депрессия в структурном отношении соответствует Предуральскому прогибу, сложенному мезо-кайнозойскими отложениями. Мезо-кайнозой залегает с размывом на мощной толще молассовых отложений карбона, перми и нижнего триаса. Последние выходят

http://jurassic.ru/

на дневную поверхность или лежат достаточно близко от нее лишь на северо-востоке депрессии, где междуречные пространства представлены грядово-увалистой платообразной возвышенностью с абсолютными отметками 200—350 *м*. Наиболее высокие гряды и увалы с относительными превышениями до 70 *м* приурочены к конгломератам и песчаникам артинского яруса. На площади развития кунгурских известняков и мергелей образуются сравнительно низкие увалы и гряды с относительными превышениями 25—50 *м*. Гряды и увалы вытянуты в меридиональном или север-северо-западном направлении, совпадающем с простиранием складок, и разделены межгрядовыми понижениями.

Большая часть площади района, сложенная субгоризонтально залегающими отложениями мела и палеогена, представлена останцово-денудационной ступенчатой равниной с абсолютными высотами 150—320 *м*. Поверхность равнины интенсивно расчленена многочисленными реками и суходолами (верховья рек Илек, Хобда и их притоки) на ряд водораздельных массивов, с отдельными резко выраженными останцами. Относительные превышения отдельных положительных форм, представленных увалами и куполовидными сопками, не более 15 *м*. Лишь отдельные останцовые гряды и увалы достигают относительной высоты 50 *м*, являясь реликтами олигоценовой поверхности выравнивания, срезающей меловые и эоценовые морские отложения и несущей покров эоцен-олигоценовых континентальных отложений. В целом водораздельные массивы возвышаются над днищами долин основных рек до 120 *м*.

Актюбинская депрессия по сравнению с Прикаспийской равниной, с которой она граничит на западе, отличается меньшим развитием солянокупольных форм рельефа, но бóльшим развитием обращенных форм. Наличие последних свидетельствует об интенсивности эрозионных процессов, обусловивших существенное преобразование исходного прямого рельефа.

Другой особенностью рельефа Актюбинской депрессии является наличие карстовых форм, связанных с выходами кунгурских и верхнепермских пород. В Актюбинском Приуралье имеются весьма благоприятные условия для развития карста: мощные толщи растворимых пород (гипс, ангидрит, каменная соль, известняк) и достаточное количество влаги. Это способствовало развитию разнообразных карстовых явлений как поверхностных, так и подземных. Из поверхностных карстовых форм наиболее распространены воронки различной формы и размеров. Восточнее пос. Новопокровский, в урочище Караган, западнее пос. Кызылтас и в ряде других мест они имеют в плане часто округлую, а иногда вытянутую щелевидную форму. Диаметр воронок обычно колеблется от 5 до 20 *м*, изредка достигает 35 *м*. Карстовые воронки часто вытянуты в цепочки, согласно простиранию пород. Один из склонов их обычно крутой, а другой более пологий.

В пределах Актюбинской депрессии и предгорий Мугоджар берут начало реки Илек, Хобда, Темир. Долины рек имеют пологовогнутые или плоские днища и включают серию двух пойменных и двух-трех надпойменных террас. Строение речных долин очень сложное. Довольно мощная толща аллювиальных отложений четвертичного возраста лежит на отложениях мела и палеогена, иногда плиоцена, заполняющих переуглубленные участки долин (долины Илека и Хобды). Врезание долин произошло в конце миоцена и раннем плиоцене и связано с общим послесарматским поднятием территории Подуральского плато и в том числе Приуралья. В это время происходят энергичные эрозионно-денудационные процессы и формирование доакчагыльской поверхности врезания. В позднем плиоцене вследствие ингрессии акчагыль-

http://jurassic.ru/

ского моря глубокие долины рек заполнялись озерно-аллювиальными и озерно-лагунными отложениями и на месте их формировалась абразионно-аккумулятивная акчагыльская поверхность. Накоплению лагунных отложений плиоцена предшествовали тектонические опускания, вызванные вовлечением Приуралья в общее погружение Прикаспийской впадины. Аккумуляция делювиально-пролювиальных отложений происходила участками и на междуречных пространствах, о чем свидетельствуют покровы суглинков и слабо окатанных галечников, сохранившиеся на останцах плиоценовой поверхности выравнивания. В четвертичное время аккумуляция происходила в долинах рек, на придолинных склонах и в отдельных понижениях рельефа, а в междуречных пространствах преобладали процессы денудации.

Алимбетская передовая гряда в геоструктурном отношении соответствует одноименной зоне линейной складчатости, в границах которого на поверхность выходят породы перми и карбона. Характеризуется она, в отличие от Орь-Илекской возвышенности, развитием относительно пологих складок. В противоположность Актюбинской депрессии Алимбетская гряда развивалась не на платформенном, а на геосинклинальном основании. Однако складчатый фундамент выступает на поверхность не всюду, и в ряде участков мезо-кайнозойские отложения достигают значительной мощности. Рельеф в таких участках обладает всеми чертами переходной зоны от платформы к геосинклинали, чем и определяется своеобразие рельефа этой части Актюбинского Приуралья.

На востоке от области Орь-Илекской возвышенности район отделен денудированным тектоническим уступом, приуроченным к Сакмарско-Кокпектинскому глубинному разлому. Рельеф представлен массивами гряд и увалов, осложненных местами куполовидными сопками. Абсолютные высоты поверхности 250—420 *м*; относительные превышения отдельных положительных форм 25—50 и 50—100 *м*. Гряды и увалы ориентированы в меридиональном и север-северо-западном направлениях согласно простиранию изоклинальных складок карбоновых и пермских пород. Максимальные абсолютные и относительные отметки приурочены к массивам гряд, сложенных конгломератами и песчаниками; минимальные — к увалистому или грядово-увалистому рельефу, развитому на песчано-глинистых отложениях, иногда доломитах, известняках и мергелях. К доломитам и известнякам приурочены карстовые воронки и карстово-эрозионные долины и лога.

Речная сеть района представлена в основном бассейном р. Киялыбуртя. Верховья р. Киялыбуртя и ее притоки Кия, Торангул, Кушукбай и другие имеют пойменную и первую надпойменную аккумулятивные террасы; местами наблюдаются фрагменты второй эрозионно-аккумулятивной террасы.

Западное Примугоджарье состоит из двух участков: Иембетско-Кокпектинского приподнятого (возвышенность) и Предмугоджарского опущенного (равнина).

Иембетско-Кокпектинский участок представляет собой платообразную возвышенность, приподнятую над равнинной территорией Актюбинского Приуралья на западе и Предмугоджарья на востоке. В северной части район сужается и переходит в Алимбетскую грядово-холмистую возвышенность. В структурном отношении Иембетско-Кокпектинская возвышенная равнина соответствует одноименному горстообразному поднятию. Рельеф развит в основном на меловых и палеогеновых отложениях и представлен пологими увалами и грядами, вытянутыми согласно простиранию антиклинальных складок. Межувальные понижения соответствуют синклиналям. Абсолютные высоты грядово-

http://jurassic.ru/

увалистого рельефа составляют 250—420 *м* при относительной высоте отдельных положительных форм от 10 до 50 *м*.

Предмугоджарская равнина представляет собой довольно широкое меридионального направления понижение, соответствующее Примугоджарской мегасинклинали. На западе по ясно выраженному уступу, приуроченному к Сакмарско-Кокпектинскому разлому, район ограничен увалисто-грядовой равниной Иембетско-Кокпектинского участка, а на востоке денудированным тектоническим уступом Кемпирсайско-Даульской зоны разломов он отделен от области низкогорья Западных Мугоджар.

Предмугоджарская равнина, в отличие от Алимбетской передовой гряды и Иембетско-Кокпектинской возвышенности, является участком значительного погружения с довольно мощной толщей меловых и палеогеновых отложений. Палеозойский фундамент здесь не оказывает существенного влияния на развитие рельефа и в целом характеризуется развитием обширных пластовых денудационных равнин с отдельными резко выступающими столовыми останцами. Максимальные абсолютные отметки (250—400 *м*) находятся близ Мугоджарского хребта, минимальные (до 200 *м*) — на юго-западе района. Общий наклон местности к юго-западу, в сторону долины р. Эмбы. Здесь развиты субширотные увалы, реже небольшие гряды. Относительные высоты отдельных форм составляют 5—10 *м*, реже 20 *м*. Пласты пород, залегая почти горизонтально, создают общий плоский фон поверхности. Некоторое разнообразие в равнинную поверхность вносят останцовые увалы и купола с превышениями над окружающей местностью в 25—40 *м*. Увеличивающаяся с приближением к Мугоджарам дислоцированность пород, отражаясь в рельефе, несколько усложняет его.

Поверхность равнины здесь более расчленена; обычно субширотные увалы и гряды оказываются ориентированными в субмеридиональном направлении согласно простиранию общеуральских складок; появляются куэстовые гряды и многочисленные куполовидные — конусовидные отторженцы.

Отрицательные формы рельефа представлены немногочисленными эрозионными долинами (р. Эмба и ее левые притоки) и мелкими лощинами, блюдцеобразными западинами и озерными понижениями. Последние обычно вытянуты цепочкой и приурочены к долинообразным понижениям. В некоторых из этих понижений сохранились еще недостаточно изученные неогеновые песчано-глинистые отложения. Образования четвертичного возраста распространены в основном в долинах Эмбы и ее притоков и слагают пойменные, первую и вторую, участками третью надпойменную террасы.

В целом если тип рельефа Алимбетского района Иембетско-Кокпектинского участка можно охарактеризовать как преимущественно эрозионный грядово-увалистый, то рельеф Западного Примугоджарья может быть определен как денудационный столово-останцовый, что объясняется развитием последнего в условиях, близких к платформенным, и своеобразными климатическими условиями, приближающимися к пустынным.

В пределах Западного Примугоджарья, так же как и в области Актюбинского Приуралья, отчетливо выражена ярусность (ступенчатость) поверхности. Ранее эта особенность подробно описана М. В. Проничевой (1960, 1961), выделившей в пределах Актюбинского Приуралья и Западного Примугоджарья олигоценовую, миоценовую (сарматскую) и плиоценовую (акчагыльскую) поверхности выравнивания с абсолютными отметками соответственно 200—450, 200—350 и 150—250 *м*. Наи-

http://jurassic.ru/

более высокая четвертая поверхность (мезозойская) сохранилась, по ее мнению, в пределах Орь-Илекской возвышенности и Восточных Мугоджар.

ЮЖНОЕ ПРИМУГОДЖАРЬЕ И СЕВЕРНОЕ ПРИАРАЛЬЕ

Рельеф Южного Примугоджарья и Северного Приаралья отличается довольно большим разнообразием. На рельефообразование этого района большое влияние оказывает пустынный климат (Федорович, 1947). Район характеризуется отсутствием гидрографической сети на влагоемких грунтах и интенсивным развитием густой овражной сети временного стока на водонепроницаемых отложениях, не защищенных растительностью, а также полным отсутствием рек с постоянным течением, питающихся местным стоком. В этих условиях большое значение, в особенности для песчаных равнин, приобретает работа ветра.

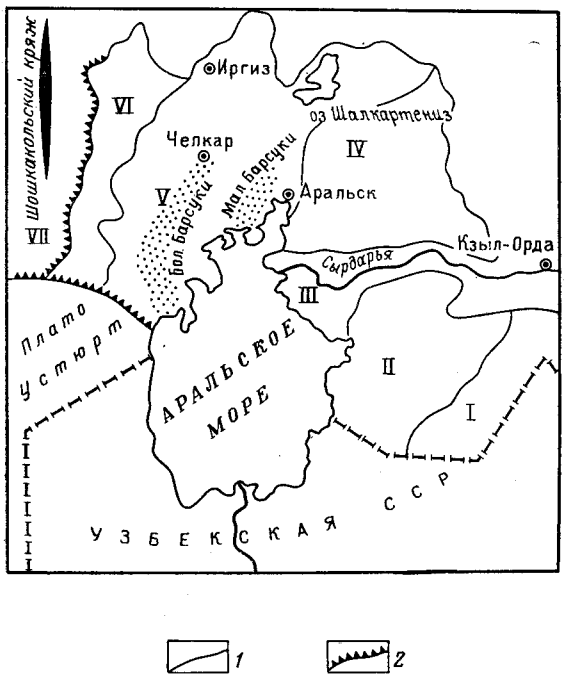


Рис. 49. Геоморфологическое районирование Северного Приаралья и Южного Примугоджарья

1 — границы геоморфологических районов, *2* — чинки (обрывы) Чаграйского и Устюртского плато.

Геоморфологические районы: I — песчаные Кызылкумы, II — песчано-глинистая равнина Кызылкумов, III — низовья и современная дельта р. Сырдарьи, IV — пески Приаральских Каракумов, V — Иргиз-Челкарский останцово-песчаный район, VI — Чаграйское наклонное плато, VII — Предустюртская равнина и Шошкакольские горы

Геоморфологии Северного Приаралья и Южного Примугоджарья, главным образом вопросу о происхождении широко распространенных здесь массивов перевеянных песков, посвящена обширная литература (см. раздел «Четвертичные отложения»). Сведения о морских террасах Аральского моря приводятся в работах Л. С. Берга (1908), А. Л. Яншина (1953), В. И. Лымарева (1958), А. С. Кесь (1960). Дельта р. Сырдарьи подробно описана В. М. Боровским и М. А. Погребинским (1958). Общие вопросы истории развития рельефа района освещаются в работах И. П. Герасимова (1937), Б. А. Федоровича (1950), А. Л. Яншина (1953).

В пределах Северного Приаралья и Южного Примугоджарья, а также соседнего района Восточного Приаралья выделяются семь геоморфологических районов: 1) песчаные Кызылкумы, 2) песчано-глинистая равнина Кызылкумов, 3) низовья и современная дельта р. Сырдарьи, 4) пески Приаральских Каракумов, 5) Иргиз-Челкарский останцово-песчаный район, 6) Чаграйское наклонное плато и 7) Предустюртская равнина и Шошкакольские горы (рис. 49). В основу этой схемы положена соответствующая часть «Карты геоморфологического районирования СССР» (1947), несколько уточненная и дополненная. Первые два района описывать не будем, так как они далеко отстоят от

http://jurassic.ru/

рассматриваемой территории, а коротко остановимся на пограничных площадях и более детально осветим участки непосредственно Северного Приаралья и Южного Примугоджарья.

Низовья и современная дельта р. Сырдарьи представляют собой аллювиально-делювиальную равнину, часто называемую в литературе первой «тугайной» террасой. Равнина изобилует болотами и озерами и значительная ее часть ежегодно заливается водами Сырдарьи. В связи с этим ее правильнее было бы рассматривать как пойму. Высота террасы не превышает 2—3 *м*, а ширина до нескольких километров.

Современное русло р. Сырдарьи в пределах дельты окружено мощными прирусловыми валами, которые на западе узкими полуостровами вдаются в Аральское море, затопившее западный край дельты. Борта русла, прорезанные главным образом в лёссовидных отложениях, обычно крутые (до 5—6 *м* высоты). Они интенсивно подмываются рекой, в силу чего русло постоянно меняет свою форму и направление.

В пределах равнины изредка встречаются останцовые возвышенности, сложенные коренными породами. В низовьях Сырдарьи морфологический облик равнины постоянно и весьма заметно меняется в результате деятельности человека (главным образом за счет искусственного обводнения). В ряде случаев интенсивное обводнение способствует развитию на лёссовидных грунтах суффозионно-провальных воронок с отвесными стенками (глубиной до 3 *м*), особенно часто и в большом количестве встречающихся вдоль арыков.

Пески Приаральских Каракумов образовались в результате развевания отложений, имеющих различный возраст. В геоморфологическом отношении здесь выделяются три типа песков: 1) голые бугристые, местами барханные, перевеваемые ветром; 2) закрепленные бугристые и кучевые и 3) полого-волнистые, опоясывающие песчаные массивы и слагающие перемычки между площадями развития песков двух первых типов. Среди песчаных массивов, особенно в центральной и восточной частях Приаральских Каракумов, встречаются останцы платообразной, конической и грядовой формы, иногда настолько обширные и высокие, что на картах неверно именуются горами (например, гора Акбастобе 118 *м* над уровнем моря).

Иргиз-Челкарский останцово-песчаный район представляет собой расчлененную равнину, изобилующую песчаными массивами, бессточными впадинами, резко очерченными столовыми плато и их останцами. Последние разделены глубокими сухими долинами, принимающими множество более мелких оврагов.

Намечаются различные типы столовых возвышенностей: от одиноких небольших плосковершинных останцов с обрывистыми склонами до значительных по площади плато, ограниченных с одной (обычно с южной) или с двух сторон крутыми обрывами, а с остальных сторон оканчивающихся пологими склонами. Последние нередко совпадают с направлением падения коренных пород. Возникновение столовых возвышенностей объясняется почти горизонтальным или слабо наклонным (2—3°) залеганием слагающих их коренных пород и присутствием среди последних горизонтов пород, устойчивых к процессам выветривания. Чаще всего поверхность таких возвышенностей сложена железистыми песчаниками тургайской серии среднего — верхнего олигоцена. Подобными бронирующими горизонтами являются известняки и мергели аральской свиты и кварцитовидные песчаники саксаульской свиты. В некоторых случаях, когда в строении возвышенностей принимают участие два горизонта крепких пород, могут возникать как бы «двухэтажные» столовые возвышенности. Так, на обширных плато, сложенных с поверхности тургайской серией, нередко возвышаются еще

http://jurassic.ru/

и столовые останцы, бронированные известняками и мергелями аральской свиты.

На участках, сложенных относительно более интенсивно дислоцированными породами с углами падения 10—15° (например, восточное крыло Жаксыбуташской антиклинали), возникают неширокие асимметричные гряды с крутыми несогласным склоном и более пологим согласным.

На севере района находится небольшой массив Жибынынтау (урочище Жаманшин), который сложен протерозойскими и палеозойскими породами, выступающими среди отложений палеогена и верхнего мела. Здесь развился типичный мелкосопочник с присущей ему угловатой, зигзагообразной линией профиля, резко выделяющийся на фоне окружающих его столовых возвышенностей с их ровными прямоугольными очертаниями.

Склоны всех возвышенностей сильно расчленены многочисленными, обычно короткими (до 5—10 *км*) оврагами, которые оканчиваются в бессточных впадинах, расположенных между отдельными столовыми останцами. Нередко овраги в плане образуют радиальную сеть, в центре которой расположена впадина.

Дно впадин занято сорами и такырами, между которыми существуют постепенные переходы. Обычно центральную часть впадины занимает небольший сор, постепенно сменяющийся к ее краям твердым глинистым такыром. Имеющиеся различия в характере дна впадин и все переходы от соров к такырам объясняются разным засолением ила, осаждающегося на дне впадины, что в свою очередь зависит от соотношения поверхностного стока во впадину и питания ее подземными водами.

В пределах района (преимущественно в его западной части) встречаются реки, берущие начало на склонах Мугоджарского хребта и Чаграйского плато (реки Каульджур, Тебек, Майлисай, Жиландысай и др.). Все они оканчиваются в ряде бессточных впадин, которые разбросаны вдоль западной кромки песчаного массива Большие Барсуки и образуют в совокупности обширную Челкарскую депрессию, возникшую в центральной части одноименного прогиба. В дельте наиболее крупной долины р. Каульджур расположено пресное оз. Челкар, наполняющееся весной талыми водами. На юге района в узкой сильно расчлененной прибрежной полосе балки открываются в Аральское море, а на крайнем севере сток направлен в долину р. Иргиз.

А. Л. Яншин (1953) отметил несоответствие многих мелких пересыхающих речек Северного Приаралья их крупным долинам (в несколько километров шириной и первые десятки метров глубиной). К тому же бессточные впадины, в которых оканчиваются эти речки, не могли бы вместить и сотой части материала, снесенного при выработке таких долин. Все это говорит о существовании следов более интенсивной, чем нынешняя, древней эрозионной сети. В частности, такая древняя речная долина шириной до 1 *км* расположена в западной части полуострова Чубартарауз и в ряде других мест Северного Приаралья (Яншин, 1953).

В некоторых участках прибрежной полосы Аральского моря развиты соленые озера. Они образовались в результате постепенного выпаривания лагун, утративших связь с морем (Жаксыклыч, Жаманклыч и др.).

Значительную площадь в Иргиз-Челкарском районе занимают песчаные массивы, наиболее крупными из которых являются Большие и Малые Барсуки. Эти массивы имеют почти меридиональное простирание, что связано с простиранием антиклинальных структур, в сводовых

http://jurassic.ru/

частях и крыльях которых на поверхность выведены легко подвергавшиеся развеванию песчаные толщи различного возраста. Внутри этих песчаных массивов выделяются те же эоловые формы, что и в Приаральских Каракумах: голые бугристые пески, закрепленные бугристые и кучевые пески и песчаная степь.

Чаграйское плато в геоморфологическом отношении представляет собой продолжение Устюрта, от которого оно протянулось на север более чем на 100 *км*. На западе плато ограничено крутым обрывом (чинком) до 160 *м* высотой, у подножия которого расположена сухая долина р. Чеган. К северу относительная высота обрыва уменьшается и он постепенно исчезает совсем. Нижняя часть обрыва почти всегда закрыта крупными оползнями и осыпями.

Поверхность плато, бронированная крепкими песчаниками верхнего и среднего олигоцена, прорезана системой балок и долин. В соответствии с наклоном пластов она полого опускается на восток, незаметно сливаясь с депрессией Челкарского прогиба.

Предустюртская равнина и Шошкакольские горы расположены к западу от Чаграйского плато и к северу от плато Устюрт, протягиваясь почти до р. Эмбы, где последняя примыкает к увалам Подуральского плато. Предустюртская равнина имеет слабоволнистый рельеф и изобилует беспорядочно разбросанными столовыми возвышенностями (Замстан, Намазтау, Бакыртау, Алитау и др.), обычно ограниченными обрывистыми склонами. Их подножия окружены маломощным наклонным делювиально-пролювиальным шлейфом. Для водораздельных пространств равнины, сложенной с поверхности глинами эоцена, характерно развитие обширных пухлых солончаков. В долинах на этих глинах формируется сложно расчлененный эрозионный рельеф типа «bad land».

В наиболее крупных долинах района (реки Шаган и Манысай) И. П. Герасимов (1930) и А. Л. Яншин (1940б) выделили две надпойменные террасы, причем верхняя из них сопоставляется с хвалынской трансгрессией и, следовательно, датируется как верхнечетвертичная. Высота террас обычно не превышает соответственно 5 и 10 *м*. Шошкакольские горы соответствуют одноименной мегантиклинали. Здесь по обоим ее крыльям, сложенным крепкими породами, сформировались асимметричные куэстоподобные гряды. К своду структуры приурочен холмистый рельеф с самой высокой точкой Северного Приаралья и Южного Примугоджарья (гора Музбель с отметкой 404 *м*).

Начало формирования рельефа Северного Приаралья и Южного Примугоджарья относится к концу раннего миоцена, когда оно в основном освободилось из-под уровня моря. Эта территория в то время представляла собой «... равнину, сложенную мощными толщами пресноводных и солоноватоводных осадков преимущественно миоценового возраста. Эта равнина и была исходной поверхностью для выработки современного рельефа» (Яншин, 1953, стр. 619). В результате очень интенсивного последующего размыва остатки этой равнины сохранились лишь небольшими фрагментами. В условиях климата, несомненно более влажного, чем современный, образовалась эрозионная сеть, об остатках которой говорилось выше. Этот древний эрозионный рельеф сформировался главным образом в среднем плиоцене.

В конце позднего плиоцена, судя по находкам отложений с апшеронской фауной на о. Лазарева (Луппов и Эберзин, 1945), о. Кугарал и полуострове Каратюп (А. Н. Слюсарев) на месте Аральского моря возник бассейн. Здесь следует остановиться на проблеме происхождения котловины Аральского моря. Л. С. Берг (1908) и А. Д. Архангельский (1933) связывали происхождение впадины Аральского моря с тек-

http://jurassic.ru/

тоникой. Они полагали, что эта котловина приурочена к грабену. Накопленный к настоящему времени материал показывает разнородность впадины. Пологая восточная часть котловины, ограниченная низкими отмельными берегами, приурочена на юге к обширной Восточно-Аральской впадине, а на севере — к системе мегантиклиналей, разделенных мегсинклиналями, прямо отражающимися в рельефе и тем самым обусловившими здесь характер очертания берегов. Западная же, сравнительно более глубокая часть впадины Аральского моря приурочена к располагающемуся здесь борту Северо-Устюртского прогиба. На востоке она ограничена меридиональной зоной Куландинской мегантиклинали, фиксирующейся отмелями и выходами меловых отложений на островах Возрождения и Лазарева. По всей вероятности, формирование впадины началось с разрушения известнякового покрова сарматских отложений в зонах поднятий, где он был наименее мощным, причем конкретное направление чинков Устюрта, образовавших западный борт котловины, возможно, было предопределено субмеридиональным глубинным разломом. Впадина Аральского моря скорее всего начала формироваться в результате деятельности процессов денудации в среднем плиоцене, локализация которых была предопределена тектоническими особенностями района. Формирование ее в близком к современному виде было закончено, вероятно, к началу позднего плиоцена.

По-видимому, с начала позднего плиоцена и в основном в четвертичное время, когда климат стал более сухим, под влиянием новейших тектонических движений, с одной стороны, и в результате действия экзогенных процессов (дефляции, суффозии, перегораживания речных долин делювием и пролювием), с другой, начали формироваться бессточные впадины. А. Л. Яншин (1953), отметивший приуроченность большинства бессточных впадин к осевым зонам синклинальных структур, считал, что основную роль в их создании сыграли неотектоника и деятельность ветра.

В то же время в связи с аридизацией климата началось перевевание песчаных толщ мела и палеогена и формирование массивов эоловых песков (Приаральские Каракумы, Большие и Малые Барсуки и др.). Этот процесс происходил на протяжении всего антропогена, однако основной этап эоловой переработки песчаных толщ относится, по-видимому, к общему для всей Туранской плиты интенсивному аридному циклу, имевшему место в начале четвертичного периода (Герасимов, 1937; Петрушевский, 1941).

С начала хвалынского (позднечетвертичного) времени климат, до тех пор преимущественно аридный, становится более влажным. Об этом говорят общий для рек всего Приаралья лёссовидный состав второй террасы и остатки в ее отложениях лесной фауны и флоры (листья дуба, кости бобра, лося и т. д.), что свидетельствует о развитии здесь в то время лесов плакорного типа.

С наступившей затем засушливой эпохой, по-видимому, связана трансгрессия Аральского моря, сформировавшая террасу с *Cardium edule* L. Время ее формирования А. Л. Яншин (1953) отнес к III тысячелетию до нашей эры на основании приуроченности к рассматриваемой террасе следов кельтаминарской культуры.

Затем климат снова стал несколько менее засушливым, близким к современному. В связи с сокращением Аральского моря от него начали отшнуровываться лагуны, что привело к образованию озер с мощной садкой поваренной соли в районе Аральска. В историческое время происходили заметные колебания уровня Аральского моря, что связано с изменением количества воды, приносимой Амударьей и Сырдарьей. Это обусловлено незначительными изменениями климата, не

http://jurassic.ru/

отражающимися на окружающем ландшафте. Примерно с 1885 г. наблюдается подъем уровня Арала на 2—2,5 *м* и образование ряда новых лагун на низменных участках берега (полуостров Шубарта-рауз).

ПОДУРАЛЬСКОЕ ПЛАТО И ПРИКАСПИЙСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Подуральское плато и Прикаспийская низменность — геоморфологические области Западного Казахстана, особенности рельефа которых во многом определены соляной тектоникой. Расположенные в одной структурно-тектонической области — Прикаспийской впадине, Подуральское плато и Прикаспийская низменность тем не менее существенно отличаются по облику рельефа, что обусловлено различиями в геологическом строении, характере новейших тектонических движений, истории развития рельефа, современных рельефообразующих процессов.

Восточную часть Прикаспийской впадины занимает Подуральское плато — возвышенная расчлененная структурно-денудационная равнина, простирающаяся от Мугоджар до Прикаспийской низменности. На севере Подуральское плато пересечено р. Урал в ее среднем (широтном) течении и многочисленными левыми притоками — реками Илек, Утва и др. На юге плато рассекают пересыхающие и бессточные реки Уил, Сагиз, Эмба и их притоки.

Западную половину Прикаспийской впадины от Предсыртового уступа* до долины Волги занимает Прикаспийская низменность — низменная равнина аккумулятивного происхождения. В центральной части низменности с севера на юг протекает р. Урал, которая здесь не принимает ни одного притока.

Ниже рассмотрим особенности рельефа этих двух геоморфологических областей. Подуральское плато в основном сложено мощной толщей песчаников, глин и мергелей мезозоя, которая под воздействием соляной тектоники образует многочисленные разбитые сбросами соляные купола, сопровождающие их компенсационные мульды и разделяющие их межкупольные депрессии.

Подуральское плато является возвышенной холмисто-увалистой равниной, расчлененной многочисленными реками и саями** на небольшие по площади водораздельные массивы. Абсолютная высота водораздельных массивов постепенно снижается от 300—350 *м* на северо-востоке плато до 100—80 *м* на запад-юго-западе. Относительные превышения в пределах водоразделов невелики (до 20—30 *м*, реже до 40—50 *м*), однако превышения водоразделов над днищами долин основных рек достигают 80—100 и даже 150 *м*.

Наиболее высокой частью Подуральского плато является территория Орь-Илек-Эмбенского междуречья, примыкающая к Мугоджарам. В новейшее время она испытала значительное поднятие. Пластичные соленосные отложения кунгура здесь развиты только на западе и имеют малую мощность. В связи с этим соляная тектоника здесь проявилась слабо и мезо-кайнозойские отложения залегают почти гори-

* Предсыртовым уступом М. М. Жуков (1945) называл наклонную равнину, расположенную между Прикаспийской низменностью и возвышенными равнинами Подуральского плато. От равнин Подуральского плато равнина Предсыртового уступа отделена отчетливым абразионно-денудационным уступом высотой до 50—100 *м* (сыртовым уступом, по М. М. Жукову), от Прикаспийской низменности — невысоким (до 10—15 *м*) пологим и не везде прослеживающимся собственно Предсыртовым уступом.

** Саями в Западном Казахстане называют реки, временно (в летние месяцы), но полностью пересыхающие.

http://jurassic.ru/

зонтально. В рельефе Орь-Илек-Эмбенского междуречья преобладают горизонтально-плоские или пологоволнистые бронированные ступенчатые равнины (столовые плато), расчлененные реками на отдельные массивы. Наличие двух бронирующих горизонтов опоковидных песчаников нижнего эоцена и окварцованных песчаников верхнего эоцена привело к образованию двух ярусов столовых плато, возвышающихся один над другим на 40—50 *м*. Края столовых плато обычно ограничены крутыми структурно-денудационными уступами. Короткие, но глубоко врезанные овраги расчленяют обрывистые склоны этих столовых плато, придают им сложные фестончатые очертания и обусловливают образование многочисленных отторженцев. Рельеф водораздельных участков столовых плато практически плоский.

Центральную, основную часть Подуральского плато занимает сложно расчлененная равнина Урало-Эмбенского междуречья. Мощность покровных четвертичных отложений здесь ничтожна, а проявления соляной тектоники выражены наиболее отчетливо. Длительное воздействие денудационных процессов аридного типа на многочисленные соляные купола обусловило большую глубину денудационного среза и частую смену на поверхности пород разной устойчивости по отношению к агентам разрушения. При продолжающемся росте отдельных куполов на фоне общего поднятия района пестрота литологического состава пород и обилие разрывных нарушений привели к образованию преимущественно структурного рельефа, а также предопределили размещение эрозионной сети.

Все господствующие здесь водораздельные возвышенности являются либо горизонтальными, либо наклонными бронированными равнинами. Горизонтальные бронированные равнины приурочены либо к центральным частям компенсационных мульд и межкупольных депрессий, либо к сводам широких брахиантиклиналей, где обнажены горизонтально или весьма полого залегающие бронирующие породы — мел маастрихта, фосфоритовый слой основания сантона, ожелезненные песчаники континентального олигоцена, реже альба и сеномана. Наклонные бронированные равнины — куэстовые гряды прослеживаются на крыльях куполов, где обнажены приподнятые и полого залегающие плотные породы — ожелезненные песчаники альба и сеномана или фосфоритовый слой основания сантона. При этом склоны водораздельных гряд, направленные по падению бронирующих пластов, обычно пологие, а склоны, обращенные к сводам куполов, крутые (до 20—40°), ограниченные денудационными куэстовыми уступами. Нередко образование таких уступов предопределено разрывными нарушениями. Иногда крутые склоны куэстовых гряд имеют ступенчатый профиль, обусловленный препарировкой более твердых пород, встречающихся в нижнемеловых отложениях. Простирание куэстовых гряд и уступов обычно точно соответствует простиранию пластов на крыльях соляных куполов.

В присводовых частях крыльев соляных куполов, отличающихся более крутыми углами падения пластов, наблюдается особенно частая смена пород различной денудационной устойчивости. Она способствует образованию системы коротких куэстовых гряд, возвышающихся над окружающей равниной на 20—30 и даже на 40—50 *м*.

Собственно своды куполов, где обнажены мягкие глинистые породы нижнего мела или юры, обычно несколько понижены относительно куэстовых гряд и являются скульптурными равнинами. Более отчетливые понижения рельефа, в большинстве занятые долинами временно пересыхающих рек, соответствуют грабенам и мульдам оседания, раз-

http://jurassic.ru/

витым над сводами куполов. С компенсационными мульдами чаще связаны поверхностно бессточные понижения, иногда занятые пересыхающими озерами. Многочисленным сбросам, осложняющим купола, в рельефе, как правило, соответствуют либо уступы, либо прямолинейные отрезки долин. В целом куполу или части его (крыльям и блокам, испытывающим в новейшее время наиболее активное поднятие), как правило, соответствует возвышенность, в разной степени расчлененная. При этом чем больше общее превышение возвышенности и выше степень расчленения рельефа, присущая этой возвышенности, тем большей новейшей тектонической активностью характеризуется соответствующий купол (Аристархова, 1966б). Таким образом, на междуречье Урала и Эмбы почти все локальные структуры (за исключением немногих, погребенных под толщей аллювия или делювия) имеют прямое выражение в рельефе. Как показали наблюдения (Аристархова, 1956, 1966а), примерно 75—80% структур (куполов, компенсационных мульд, межкупольных депрессий) характеризуются прямой или почти прямой формой выражения в рельефе, что в общем свидетельствует об их новейшей тектонической активности. Около 13% структур (главным образом отрицательных) характеризуются обращенным рельефом и около 9% структур (в данном случае куполов) проявляются в рельефе косвенным образом — усилением эрозионного расчленения, радиальным расположением эрозионных борозд, обтеканием реками и т. д. Совершенно не выражено в рельефе только около 3% всех структур.

Западная часть Подуральского плато, граничащая с Прикаспийской низменностью, в новейшее время воздымалась слабее. Мощность покровных образований здесь бóльшая, а глубина денудационного среза меньшая, чем на Урало-Эмбенском междуречье. Это определило общую выровненность рельефа и широкое распространение не только денудационных, но и аккумулятивных, преимущественно делювиальных равнин. Среди денудационных здесь преобладают слабо расчлененные скульптурные равнины. Структурные типы рельефа — широкие куэстовые гряды и останцы столовых плато встречаются редко.

Аккумулятивные равнины делювиального происхождения на западе Подуральского плато занимают придолинные склоны водоразделов, отдельные депрессии, а также бóльшую часть Предсыртового уступа. Поверхность делювиальных равнин чрезвычайно однообразна, расчленение их незначительно, а относительные превышения межбалочных водоразделов над плоскими балками редко превышают 10 *м*. Менее расчлененные делювиальные равнины развиты на Предсыртовом уступе и приурочены к верхним частям склонов водоразделов, а более расчлененные — к нижним участкам придолинных склонов.

В тех частях Подуральского плато, где обнажены относительно мягкие глинистые породы, а бронирующие горизонты отсутствуют (уничтожены денудацией или не вскрыты), сформировались денудационные скульптурные равнины, степень эрозионного расчленения и морфология которых во многом зависят от литологии коренных пород. К полям развития однородных глинистых отложений обычно приурочены волнистые слабо расчлененные равнины с формами рельефа, созданными преимущественно процессами склоновой денудации. Относительные превышения пологих увалов здесь не более 10—15 *м*. На глинистых и мергелистых породах неодинаковой плотности формируются холмистые и мелкохолмистые равнины разной степени расчленения. Относительные превышения отдельных холмов достигают здесь 20 *м* и даже 40—50 *м*. Вблизи долин с постоянным водотоком (в основном на северо-востоке плато) распространены скульптурные равнины с резко преобладающими эрозионными формами рельефа.

http://jurassic.ru/

В хорошо разработанных долинах рек Подуральского плато прослеживается комплекс аллювиальных террас: пойма (обычно двух уровней), первая (местами также двух уровней), вторая и третья надпойменные террасы. Последняя часто погребена под делювием или перекрыта развеваемыми песками и, очевидно, включает два слившихся террасовых уровня (Аристархова, 1962). Остальные террасы отчетливо морфологически выражены. В целом все террасы обнаруживают закономерное снижение высоты над урезом воды от верховьев к низовьям рек (см. табл. 10).

Таблица 10

Аллювиальные террасы рек Урала, Уила, Сагиза и Эмбы

Аллювиальные террасы	Р. Урал (на отрезке Уральск — Крючковка)		Реки Уил, Сагиз, Эмба	
	нижнее течение	верхнее течение	нижнее течение	верхнее течение
I надпойменная (Q^2_{III})				
Высота над урезом воды, *м*	10—12	13—15	3—4	5—6
Абсолютная высота, *м*	55	100	55	140
II надпойменная (Q^1_{III})				
Высота над урезом воды, *м*	12—14	18—23	6—7	10—12
Абсолютная высота, *м*	60	110	60	150
III надпойменная (Q_{I-II})				
Высота над урезом воды, *м*	20—25	30—40	15—20	25—40
Абсолютная высота, *м*	100	120	150	200

Террасы в большинстве своем аккумулятивные*. Эрозионные террасы в долинах рек Подуральского плато встречаются как исключение на участках, где реки пересекают соляные купола. Местами в районе куполов отмечены также деформации террасовых уровней.

Древние аллювиальные песчаные накопления высоких надпойменных террас этих рек (второй или, чаще, третьей надпойменной) нередко перевеяны и образуют массивы бугристых и грядовых песков. К ним относятся песчаные массивы, образовавшиеся за счет нижне- и среднечетвертичного аллювия в долинах рек Уил (Баркин), Сагиз (Аккум-Сагиз), Эмба (Аккум, Кокджида, Букамбай) и др. Иногда массивы развеваемых песков древнеаллювиального (Q_{I-II}) происхождения не связаны с долинами современных рек, но указывают на направление древних речных потоков. Таков, например, песчаный массив, соединяющий верховья современных долин рек Утвы и Калдыгайты и являющийся реликтом верховьев р. Калдыгайты в нижне-среднечетвертичное время (в верхнечетвертичное время истоки этой реки, вероятно, были перехвачены р. Утвой, в связи с чем верхняя часть долины р. Колдыгайты отмерла).

Помимо описанных типов и форм рельефа в разных частях Подуральского плато зафиксированы останцы поверхностей выравнивания

* Описание аллювия террас дано в разделе «Континентальные четвертичные отложения Прикаспийской впадины».

http://jurassic.ru/

денудационно-аккумулятивного происхождения. На их плоских или слабоволнистых поверхностях, срезающих пласты пород разного возраста, сохранился покров древних наносов (главным образом галечников) аллювиального, морского или чаще делювиально-пролювиального генезиса. Шире всего на Подуральском плато распространены поверхности выравнивания миоценового возраста. Происхождение их различно. На юго-западе плато они имеют абразионно-аккумулятивный характер. Об этом свидетельствует сарматский возраст бронирующих их ракушечников и галечников. За пределами распространения сарматской трансгрессии формирование миоценовой поверхности выравнивания происходило за счет континентальной денудации и делювиально-пролювиальной и пролювиально-озерной аккумуляции в понижениях рельефа. Последние в большинстве связаны с локальными тектоническими депрессиями, о чем свидетельствуют большие мощности сохранившихся в них пестро-красноцветных отложений миоценового возраста. Верхнеплиоценовая поверхность выравнивания прослеживается в основном на западе и северо-западе плато вблизи древней береговой линии акчагыльского моря, где формирование ее связано с абразионной деятельностью последнего. Доказательством ее верхнеплиоценового возраста является акчагыльская фауна, обнаруженная Г. И. Худяковым и А. В. Востряковым на севере плато близ сел Лапс и Мустаево, а также формирование ее местами на размытой поверхности миоценовых отложений. Денудационные останцы верхнеплиоценовой поверхности выравнивания имеют ограниченное распространение. Самую высокую ступень рельефа Подуральского плато образуют останцы структурно-денудационной и денудационно-аккумулятивной олигоценовой поверхности выравнивания. Олигоценовый возраст этой поверхности выравнивания, впервые закартированной на Подуральском плато М. В. Проничевой (1961), подтверждается находками в толще сохранившихся на ней аллювиально-пролювиальных отложений соответствующих флористических и палинологических остатков. Следует, однако, иметь в виду, что с останцами денудационно-аккумулятивных поверхностей выравнивания легко спутать останцы структурных поверхностей, особенно если бронирующий горизонт представлен галечниками *.

Прикаспийская низменность является областью молодого прогибания Прикаспийской впадины. Ее поверхность сложена мощной толщей отложений четвертичного (главным образом верхнечетвертичного и современного) возраста и в генетическом отношении является аккумулятивной равниной морского и частично речного происхождения, полого наклоненной в сторону Каспийского моря. Абсолютные высоты ее поверхности изменяются от 80—50 *м* по периферии до 28 *м* ниже уровня Мирового океана у побережья современного Каспия.

Несмотря на малую денудационную устойчивость отложений, слагающих поверхность этой равнины (пески, супеси, суглинки, реже глины), ее слабые уклоны, засушливость климата и, как следствие, ничтожный поверхностный сток, обусловили замедленное развитие современных эрозионно-денудационных процессов и сравнительную сохранность первичного аккумулятивного рельефа. Эоловые и суффозионные процессы осложнили, но не затушевали первичные черты рельефа исходной морской или аллювиально-дельтовой аккумулятивной равнины.

---

* Бронирующие горизонты галечников на Подуральском плато известны в отложениях юры, альба, сеномана и олигоцена.

http://jurassic.ru/

На северо-востоке и востоке Прикаспийской низменности большие пространства заняты плоско-волнистыми, местами бугристыми равнинами аллювиального и дельтового происхождения. На поверхности этих равнин наблюдается чередование плоских водоразделов и неглубоких пологих ложбин — следов древнего речного стока. Относительные превышения «волн», образуемых водоразделами и ложбинами, обычно не более 5 *м*. Ложбины имеют заметный уклон в сторону Каспийского моря и нередко оканчиваются озерами, сорами и «лиманами» *, приуроченными к древним береговым линиям хвалынской трансгрессии. Часть ложбин связана с долинами современных бессточных рек (Жекендысай, Жаксыбай, Калдыгайта, Булдурта, Уил и др.), стекающих с Подуральского плато.

Происхождение таких равнин, расположенных на северо-восточной окраине низменности на абсолютных отметках 80—50 *м*, связано с аккумулятивной деятельностью рек, стекавших с Подуральского плато и впадающих в древний Каспий в нижнечетвертичное, среднечетвертичное и в начале верхнечетвертичного времени. Об этом свидетельствуют аллювиальный облик толщ, слагающих эти равнины, русловой характер ложбин, их связь с ныне действующими реками, а также с береговыми линиями древнекаспийских морских бассейнов. За счет аккумулятивной деятельности бывших разливов Эмбы и других небольших рек, стекавших с Подуральского плато на юг, вероятно, возникли песчаные равнины на юго-востоке низменности (к северу от чинков Устюрта).

Аллювиально-делювиальные равнины, встречающиеся ниже горизонтали 50 *м*, связаны с аккумуляцией рек, «трансгрессировавших» в пределы морской аккумулятивной равнины вслед за отступавшим в позднечетвертичное время нижнехвалынским морем. Таковы, например, древнедельтовые равнины в долинах рек Булдурты, Калдыгайты, Уил и др.

Вблизи рек межложбинные водоразделы таких равнин, сложенные песками, нередко переработаны ветром и образуют массивы полузакрепленных и закрепленных бугристых песков. Местами эоловая переработка древних аллювиально-дельтовых равнин зашла настолько глубоко, что о следах их дельтового происхождения свидетельствует только форма песчаных массивов в плане и рассекающих их вытянутых понижений — древних дельтовых ложбин стока. Таков, например, массив песков Тайсуган — древняя верхнечетвертичная дельта р. Уил. Относительные превышения бугристых, барханных, грядово-барханных и грядовых форм эолового рельефа здесь достигают 20 *м*.

В центральной части Прикаспийской низменности преобладают аккумулятивные равнины морского происхождения, связанные с эпохой максимальной хвалынской трансгрессии. Их плосковолнистая поверхность осложнена большим количеством неглубоких бессточных западин и слабо врезанных русел временных рек и проток, открывающихся в плоские, чаще вытянутые озеровидные понижения. Относительные превышения «водоразделов» над понижениями обычно равны 1—3 *м*, редко 7—10 *м*. Летом протоки и озеровидные понижения частично или полностью пересыхают, образуя соры и «лиманы». Нередко соры и «лиманы» окаймлены неширокими террасами, ориентированы по уклону местности и соединены протоками, что указывает на их эрозионный генезис. Однако, как показала А. Г. Доскач (1956), места за-

* «Лиманами» в Прикаспийских степях называют плоские понижения различного, чаще речного, происхождения, днища которых покрыты луговой растительностью (Доскач, 1954).

http://jurassic.ru/

ложения многих соров и «лиманов» обусловлены новейшими тектоническими движениями, которые проявились либо в формировании региональных зон тектонических прогибов (крупные соровые и «лиманные» депрессии), либо вызваны соляной тектоникой (соры и «лиманы», приуроченные к межкупольным депрессиям, компенсационным мульдам и мульдам оседания). Среди последних выделяются озерные впадины, связанные с особенно активным новейшим прогибанием вдавленных компенсационных мульд, осложняющих соляные массивы активно растущих куполов (оз. Баскунчак, Индер, Эльтон и др.). В среднем и нижнем течении рек Бол. и Мал. Узень, по долине р. Кушум, в районе Аралсора и Хакисора, в Байгутинской западине соров и «лиманов» особенно много, причем они обнаруживают приуроченность к определенным линиям, маркируя положение древних берегов хвалынского моря (обычно прослеживающихся у отметок +20 и +10 *м*).

Местами в области бывших разливов рек Волги, Урала, Узень, а также в районах современных слепых окончаний рек Уил и Сагиз последующее эрозионное расчленение первичной морской аккумулятивной равнины было значительным и привело к формированию своеобразных эрозионных дельт. Рельеф этих дельт характеризуется обилием неглубоких, причудливо извивающихся современных и отмерших эрозионных ложбин (типа дельтовых проток) и старичных озеровидных понижений, при почти полном отсутствии следов речной аккумуляции. Иной облик рельефа свойствен участкам отмерших слепых аккумулятивных дельт бессточных рек. Соры, ложбины стока, русла протоков (типичные признаки рельефа древней дельты) под воздействием современных процессов плоскостного смыва здесь сильно выположены и почти не выделяются среди однообразной плоско-волнистой равнины.

В южной части Прикаспийской низменности ниже нулевой отметки распространены равнины морского происхождения, переработанные эоловыми процессами (Рын-пески, пески Прикаспийские Каракумы). Они всегда связаны с выходами на поверхность песчаных и супесчаных отложений верхнехвалынского возраста.

Вдоль берега Каспийского моря протягивается полоса низкой нерасчлененной равнины морского происхождения — недавнее морское дно, осушившееся в конце позднечетвертичного и в современное время. Это почти идеально плоская равнина, очень слабо наклоненная в сторону моря, расчлененная сорами, лиманами и редкими неглубокими врезами балок эрозионного и эрозионно-морского (сформировавшихся в результате сгонно-нагонных течений) происхождения. Последние выполнены своеобразным комплексом аллювиальных и ингрессионно-морских отложений. Относительные превышения в пределах этой плоской равнины 0,5—1 *м*, редко 2 *м*.

Плоскую первичную аккумулятивную равнину морского происхождения, окаймляющую берега Каспия, прорезают низовья рек Эмбы, Урала и Волги. В их широких долинах здесь обычно хорошо заметны две пойменные и одна, иногда две, надпойменные аккумулятивные или эрозионные террасы, последовательно переходящие в соответствующие равнины дельтового и морского происхождения (Аристархова, Белкин, Кузьмин, Магретова, 1961). Так, в пределах Прикаспийской низменности в долине Урала помимо низкой (1,5—2 *м*) и высокой (4—6 *м*) пойменных аккумулятивных террас прослеживаются низкая (7—10 *м*) аккумулятивная надпойменная терраса, сформировавшаяся в эпоху первой новокаспийской трансгрессии; надпойменная (10—12 *м*) эрозионная (цокольная) терраса, образовавшаяся в эпоху верхнехвалынской трансгрессии; надпойменная (12—14 *м*) эрозионно-аккумулятив-

http://jurassic.ru/

ная терраса, сформировавшаяся в эпоху одной из первых фаз задержки отступания регрессировавшего нижнехвалынского моря.

Характерной особенностью рельефа древних дельт Волги, Урала и Эмбы является присутствие большого количества гряд и удлиненных бугров, обладающих пологими очертаниями, и линейно-кулисно расположенных бэровских бугров*. Относительная высота бэровских бугров колеблется от нескольких метров до 15—20 *м*, ширина их гребней достигает 30—50 *м*, длина варьирует от сотни метров до нескольких километров. Интервалы между вершинами соседних бугров варьируют от 100—200 *м* до 1 *км*. Бугры и гряды вытянуты параллельными рядами в широтном и субширотном направлениях. Чаще они асимметричны, с пологими южными и более крутыми северными склонами. Поверхность бугров и гряд сложена песками и «глиняными песками» сложной пачечной слоистости, с обломками раковин (так называемая бугровая толща). Ядра бугров образованы либо песками, имеющими водноаккумулятивную слоистость, либо глинами, либо песчано-глинистым или суглинистым материалом позднехвалынского возраста. Межбугровые понижения как широтные, так и меридиональные имеют вытянутые формы, напоминающие старые русла проток и выполнены новокаспийскими отложениями. Значительная часть межбугровых понижений занята сорами, лиманами, иногда озерами, реже такырами. Межбугровые понижения связаны эрозионными протоками.

О происхождении бэровских бугров высказано много гипотез. Наиболее распространены среди них эоловая (Федорович, 1941; Федоров, 1957; Леонтьев, 1961 и др.) и эрозионная (Жуков, 1945; Доскач, 1949 и др.) гипотезы. И. П. Герасимов (1951) связывал возникновение бэровских бугров с подводно-дельтовой аккумуляцией. Л. С. Берг (1952), В. А. Николаев (1955), М. П. Брицына (1955) считали их остатками древних береговых валов.

Бэровские бугры приурочены только к древним, хвалынским дельтам рек. Ориентировка их субширотная и на севере в общих чертах повторяет конфигурацию береговой линии Каспия. Современные протоки и протокообразные «лиманы» и соры, при общем направлении стока, перпендикулярном по отношению к буграм, обтекают их. По-видимому, бэровские бугры возникли в хвалынское время на участках дельтовой аккумуляции рек, создавшей первичные неровности рельефа в результате последующих процессов эоловой дефляции (преимущественно) и аккумуляции (простирание большинства бугров согласуется с господствующим направлением ветров). Эрозионная деятельность протоков в эпохи регрессии хвалынского моря явилась дополнительным фактором, участвовавшим в образовании этих форм рельефа. Аналогичное происхождение, вероятно, имеют и вытянутые в восток-северо-восточном направлении удлиненные гряды типы бэровских бугров, развитые по левобережью р. Волги в районе ее древней верхнехвалынской дельты, связанной с максимальной верхнехвалынской трансгрессией Каспия. Они достигают 30 *м* высоты, 200—300 *м* ширины, 7—10 *км* длины и занимают полосу, протягивающуюся с севера на юг на 15 *км* и с запада на восток на 20—25 *км*.

В Прикаспийской низменности денудационный рельеф встречается редко и связан только с участками, где в четвертичное время особенно энергично проявилась соляная тектоника. Она привела к значительной денудационной переработке, а иногда к уничтожению аккумулятив-

* Бэровскими эти бугры или гряды названы по имени впервые их открывшего и описавшего в 1853—1856 гг. в низовьях р. Волги русского академика К. М. Бэра.

http://jurassic.ru/

ной толщи четвертичных и плиоценовых осадков. В результате ее в районе куполов Индер, Шалкар, Эльтон, Баскунчак, Азгир, Бесшоки, Мынтобе, Кошалак, Караозек выделились участки относительно возвышенной волнистой денудационной и мелкохолмистой эрозионно-денудационной равнины послепозднечетвертичного возраста. Превышения денудационных равнин над окружающей низменностью достигают 10—20 и даже 40—50 *м*, вследствие чего местное население их именует горами (Индерские горы, гора Богдо, гора Сантас и т. д.). Относительные превышения отдельных, обычно пологих, холмов и гряд в пределах собственно денудационных равнин менее значительны и составляют 5—10 *м*. Только на куполах Индер, Баскунчак и Карачунгул, где широкое развитие получили процессы соляного и гипсового карста, которые привели к образованию карстовых гряд, карстовых воронок и провалов, относительные превышения достигают 20—30 *м*. Иногда в расположении холмов и гряд денудационных равнин наблюдается закономерность, отражающая особенности структуры соляных куполов. Однако отчетливые структурные формы рельефа для этих равнин не характерны.

Рассматривая основные этапы истории развития рельефа Прикаспийской впадины, прежде всего необходимо отметить, что она вступила на путь континентального развития не одновременно по всей территории. В конце палеогена восточная часть Подуральского плато уже являлась пологоволнистой денудационной равниной, в пределах которой ближе к Мугоджарам (в эрозионных понижениях, обычно отвечающих компенсационным мульдам и грабенам соляных куполов) накапливались аллювиальные осадки. Об этом периоде формирования рельефа свидетельствуют остатки верхнеэоценовых и олигоценовых песчаных отложений на вершинах ряда столовых водоразделов восточной части Подуральского плато.

В начале миоцена здесь продолжали преобладать денудационные процессы, и только в конце среднего миоцена юго-западная часть Подуральского плато была залита водами сарматской трансгрессии. Судя по останцам абразионно-аккумулятивной сарматской поверхности, береговая зона моря проходила в районе средних течений современных рек Эмба, Сагиз и Уил. Восточнее сохранялась суша, в пределах которой денудация протекала замедленно, делювиальные процессы были распространены широко и в понижениях накапливались красноцветные миоценовые суглинки. Здесь, вероятно, простиралась слабо расчлененная денудационно-аккумулятивная равнина, остатки которой сохранились в виде останцов миоценовой поверхности выравнивания.

С конца миоцена общее поднятие территории усилилось и наибольшей интенсивности достигло в нижнем плиоцене. Усилились и локальные движения, обусловленные соляной тектоникой. На территории Прикаспийской впадины тогда господствовали энергичные денудационные процессы, о чем свидетельствует значительный послемиоценовый доверхнеплиоценовый денудационный срез, наблюдаемый и в Прикаспийской низменности (по скважинам) и на Подуральском плато. Общий облик рельефа Прикаспийской впадины был тогда подобен современному рельефу Подуральского плато, возраст которого можно считать в основном послемиоценовым.

В нижнем плиоцене в Прикаспийской впадине значительно развиты эрозионные процессы. Именно тогда заложились долины основных речных артерий. Наличие среди пород палеогена и мела пластов различной устойчивости по отношению к процессам выветривания способствовало избирательной денудации и обусловило формирование структурного рельефа.

http://jurassic.ru/

С позднего плиоцена процессы формирования рельефа Прикаспийской низменности и Подуральского плато были различны. На Подуральском плато продолжали господствовать процессы денудации, а в Прикаспийской низменности преобладало устойчивое погружение, которое привело к заложению и развитию обширной верхнеплиоцен-четвертичной впадины — Букеевской синеклизы (Журавлев, 1960 а), ныне заполненной мощной толщей осадков. Верхнеплиоценовое море покрывало тогда всю Прикаспийскую низменность.

Тенденция к погружению захватила и прилегающую часть Подуральского плато. В период максимального распространения акчагыльской трансгрессии море заливало область Предсыртового уступа и вторглось в глубь плато в виде ингрессионных заливов по глубоко врезанным долинам Урала, Утвы, Илека, Большой Хобды и Уила. Западная часть Подуральского плато тогда являлась пологоволнистой денудационно-аккумулятивной равниной, в пределах которой преобладали процессы делювиирования и аллювиальной аккумуляции. В эрозионных ложбинах и замкнутых понижениях, нередко связанных с компенсационными мульдами и грабенами соляных куполов, накапливались дельтовые и озерно-аллювиальные осадки. На междуречьях формировались делювиально-пролювиальные наносы, следы которых в виде покровных суглинков и галечников сохранились на останцах верхнеплиоценовых поверхностей выравнивания.

В конце верхнего плиоцена общее поднятие территории, а вместе с ним процессы денудации вновь усилились. Верхнеплиоценовое море отступило вглубь Прикаспийской низменности, а на образовавшейся суше началось эрозионное расчленение абразионно-аккумулятивной равнины.

На рубеже неогенового и четвертичного периодов общее поднятие привело к ликвидации морского режима на всей территории Прикаспийской впадины. Снова наступило абсолютное господство процессов денудации, и только в отдельных понижениях осуществлялась более или менее заметная аккумуляция.

В ранне-, средне- и позднечетвертичное время Прикаспийская низменность сохраняла преобладающую тенденцию к погружению. В ее пределах последовательно развивались трансгрессии древнего Каспия. Данные бурения, находки фауны и следы древних береговых линий показывают, что максимальное распространение бакинского, хозарского и хвалынского морей в Прикаспийской низменности достигало современных гипсометрических отметок 35—40—49 *м*. Литолого-фациальный характер, условия залегания и распределение мощностей верхнеплиоценовых и четвертичных морских отложений свидетельствуют о существовании внутри морей островов и мелей, появление которых определялось новейшими проявлениями соляной тектоники. Эти же данные позволяют судить о положении в эпохи регрессий древних палеорек (Волга, Урал, Уил, Сагиз и др.), которое в общих чертах совпадает с их современными долинами. По восточной периферии древнекаспийских морей в ранне-, средне- и в начале позднечетвертичного времени в результате аккумулятивной деятельности рек, стекавших с Подуральского плато, формировались обширные аллювиально-дельтовые равнины, смыкавшиеся на западе с морскими песчаными пляжами.

На Подуральском плато в это время продолжали преобладать процессы денудации, которые особенно энергично проявлялись там, где соляная тектоника была наиболее активной. Аккумуляция происходила в долинах рек, на придолинных склонах водоразделов, в от-

http://jurassic.ru/

дельных, обычно тектонически предопределенных понижениях рельефа, а также в области Предсыртового уступа.

С началом регрессии хвалынского моря к древней суше Подуральского плато и окаймляющей его аллювиально-дельтовой равнине причленилась морская аккумулятивная равнина Прикаспийской низменности. Площадь суши по мере развития регрессии древнего Каспия последовательно возрастала. В это время преобладающее развитие получили процессы аридной денудации. На Подуральском плато продолжалась препарировка структурного рельефа, шло развевание древних аллювиальных и дельтовых песчаных накоплений, а в наиболее пониженных участках накапливался делювий. На недавно осушенном дне хвалынского моря формировались суффозионные понижения, эоловые формы рельефа и эрозионные ложбины. Последние следовали за отступившим морем, основные фазы задержек которого хорошо заметны в современном рельефе по остаткам береговых валов, цепочек соров (бывших заливов), а также по характерному рисунку древних дельтовых проток.

Новокаспийские трансгрессии в сравнении с более древними четвертичными трансгрессиями были незначительными по площади распространения и существенно на истории развития рельефа не отразились.

Ведущая роль в современном рельефообразовании Прикаспийской впадины принадлежит процессам аридной денудации, развивающимся на фоне как общего относительного поднятия этой территории в новейшее время, так и на фоне дифференцированных новейших тектонических движений, в том числе обусловленных соляной тектоникой.

МАНГЫШЛАК

На Мангышлаке выделяются три геоморфологических района: 1) Горный Мангышлак; 2) расчлененные плато Южного (Степного) Мангышлака и полуостров Тюбкараган; 3) низменные равнины полуострова Бузачи (Клейнер и др., 1966).

Геоморфологические особенности этих районов обусловлены различиями их в геологическом строении, а также длительностью развития их современного рельефа.

Два первых района находятся в тесной связи между собой, так как расположены в различных частях единой тектонической области. Район Горного Мангышлака, для которого характерны значительные превышения, соответствует Беке-Башкудукской и другим мегантиклиналям, испытавшим наибольшее поднятие.

Плато Степного Мангышлака (Южно-Мангышлакское плато) занимает южный склон Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, а также обширную область Южно-Мангышлакского прогиба. Пологонаклонный или почти горизонтальный бронирующий покров сарматских и понтических известняков залегает здесь на весьма сложно построенном основании, в котором выделяется ряд пологих вторичных структур, обусловивших значительную расчлененность рельефа.

Для полуострова Бузачи характерны морские аккумулятивные равнины, слабо переработанные экзогенными процессами. Среди экзогенных факторов денудации на всей территории преобладают процессы физического выветривания, типичные для стран аридного климата. Плоскостной смыв после редких дождей и весеннего снеготаяния, временные водотоки, ветер, в ряде мест оползни и обвально-осыпные про-

http://jurassic.ru/

цессы — вот почти полный перечень современных агентов денудации. Следует напомнить о морской абразии, которая в свое время сыграла огромную роль в формировании современного рельефа Мангышлака.

ГОРНЫЙ МАНГЫШЛАК

Горным Мангышлаком обычно называют систему хребтов Каратау и Актау, занимающих центральную часть полуострова. Весьма сходный облик рельефа имеют и участки, приуроченные к Беке-Башкудукской мегантиклинали и Юго-Восточному Мангышлаку, что заставляет рассматривать их вместе с Горным Мангышлаком.

Хребет Каратау, вытянутый с восток-юго-востока на запад-северо-запад, расчленяется на Восточный и Западный Каратау и Каратаушик, разделенные обширными понижениями. Их средняя высота около 400 *м*, отдельные вершины достигают в Восточном Каратау 555 *м* (гора Бесшокы) и в Западном Каратау 533 *м* (гора Отпан). Хребет Каратаушик значительно ниже, его высшая точка, гора Даныспан, находится на отметке 193 *м*.

Хребты Каратау представляют собой крутосклонные плосковершинные массивы. Их поверхность напоминает увалистую равнину с относительными превышениями в 10—40 *м*. На Восточном Каратау, в районе горы Кокала, на породах пермо-триаса сохранился почти горизонтальный пласт среднесарматских известняков, залегающий на отметках 397—407 *м*. Это дает основание считать вершины хребтов Каратау абразионной поверхностью среднесарматского моря.

Плотные и интенсивно дислоцированные метаморфизованные породы пермо-триаса, слагающие хребты, имеют крутое падение. В связи с этим поверхность Каратау представляет собой систему гряд, отпрепарированных денудацией и меняющих направление в соответствии с простиранием пород. В результате на увалистой равнине поверхности Каратау можно наблюдать грядовый рельеф структурного типа. На некоторых участках Каратау структурный грядовый рельеф не выражен. Его поверхность в этих местах имеет слабоволнистый рельеф. Местами встречаются участки ветвистой, типично равнинной гидросети без террасовых уровней. Они имеют вид пенеплена и залегают на различных высотах (от 100 до 420 *м*). Однако между ними нет сколько-нибудь заметных уступов, причем колебания высот внутри одного уровня больше, чем различия отметок между двумя соседними уровнями. Все это позволяет считать такие уровни фрагментами единой поверхности выравнивания, впоследствии деформированной. Деформация могла быть вызвана неравномерным поднятием отдельных участков Каратау после образования поверхности выравнивания, т. е. в послесреднесарматское время.

Крутые склоны хребтов Каратау расчленены глубокими оврагами, прорезающими пласты, как правило, вкрест простирания их. Структурные гряды на склонах не выражены. Для оврагов характерны крутые борта, V-образный профиль, большое число перегибов продольного профиля, а также коленчатые изгибы в плане, обусловленные структурой района. Большинство оврагов Каратау весьма коротки, но среди них выделяются отдельные глубокие, сравнительно длинные (3—4 *км*) и в низовьях плоскодонные саи. Верховьями они заходят далеко внутрь массивов, сдвигая водораздельную линию то в одну, то в другую сторону. Эти саи являются, видимо, более древними, чем остальные. В нижних частях таких саев можно наблюдать террасы-припои из крепкой брекчии каратауских пород с известковистым цементом.

http://jurassic.ru/

Между хребтами Каратау и куэстовым поясом Актау расположены широкие (до 15 *км*) прикаратауские долины. Эти долины образовались на месте выходов юрских, нижнемеловых и сеноманских отложений Каратауской мегантиклинали и окаймляют пермо-триасовые хребты Каратау.

В результате чередования пород с различной степенью устойчивости к процессам денудации, в рыхлой песчано-глинистой толще были отпрепарированы симметричные и куэстовые гряды, обусловленные многочисленными прослоями крепких известняков и песчаников (особенно в среднеюрских, неокомских и среднеальбских слоях). Такие прослои образуют бронированные склоны куэст. Нередко крутизна денудационного склона (30°) бывает приблизительно равна падению пластов и тогда куэстовая гряда отличается от симметричной только острым гребнем. В ряде пунктов очень крепкие известняки валанжинского яруса имеют углы падения, близкие к 90°, и образуют очень крутые изоклинальные гряды (к северу от горы Кокала, восточнее пос. Онды, у род. Акмыш и др.).

Литологически более однообразные песчано-глинистые толщи (нижняя юра, нижние части средней юры, септариевый комплекс нижнего мела, альб, низы сеномана) дают чаще всего грядовый рельеф, для которого характерны мягкие формы симметричных гряд, вытянутых по простиранию пород. Иногда участкам развития альбских отложений с очень малыми углами падения соответствует эрозионный овражный рельеф, для которого типичны хорошо развитые системы неглубоких оврагов и балок. Своеобразный облик придают участкам распространения альбских и сеноманских пород огромные шарообразные конкреции песчаника (до 2 *м* в диаметре). Эти конкреции имеют строго грядовое расположение и их цепочки следуют простиранию пород. Плоские дискообразные конкреции часто встречаются в отложениях средней юры. И те, и другие иногда образуют причудливые формы выветривания («грибы» и т. п.).

Площадям развития глинистых пород нижнего мела часто соответствуют наиболее обширные замкнутые понижения внутри Прикаратауских долин, занятые крупными такырами (Шаирский, Торышский) и сорами. Развевание песчаных пачек альба и сеномана привело к образованию небольших массивов эоловых песков.

В Северной Прикаратауской долине широко распространены столовые останцовые возвышенности (горы: Жапракты 366 *м*, Томалак 355 *м*, Айракты, Ширкала и др.). Их крутые склоны достигают высоты 200 *м*. Нижняя их часть обычно сложена песками сеномана, дающими живописные формы остроконечных «обелисков» и «памятников». Эти останцы бронируются известняками неогена. Их происхождение обусловлено избирательным направлением первоначального стока при размыве отшнуровавшего отдельные возвышенности в районе осевых частей пологих синклинальных структур. Некоторые из этих возвышенностей уже утратили бронирующий покров и превратились в островершинные останцы (например, гора Жалган с абсолютной отметкой 333 *м*).

В различных местах Прикаратауских долин встречаются невысокие (до 20 *м*) останцовые высоты с плоскими вершинами («кыспаки»), поверхность которых покрыта слоем щебенки каратауских пород. Таковы останцы Куркрук восточнее сел. Жармыш, у сел. Шаир в урочище Куртурмас и др. Они являются останцами древней денудационной поверхности, ныне почти уничтоженной в результате понижения базиса эрозии примерно на 20 *м*. Следует отметить, что Северная Прикаратауская долина, периодически имевшая сток непосредственно к Кас-

http://jurassic.ru/

пийскому морю, имеет в связи с этим относительно более низкое гипсометрическое положение, чем Южная долина, в которой «кыспаки» не встречаются.

Параллельно хребтам Каратау с севера и юга тянутся верхнемеловые куэстовые хребты Северный и Южный Актау. Они образуют куэстовый пояс Мангышлака и обращены крутыми склонами к широким прикаратауским долинам, отделяющим их от хребтов Каратау. Относительные превышения крутого склона Актау над прикаратаускими долинами достигают 200 *м*.

Поверхность хребтов Актау бронируется плотными датскими известняками, падающими от осевой зоны под углом 6—12° (иногда более). В западной части Южный Актау (хр. Каратуран) бронирован фосфоритовой плитой сеномана, в восточной части — известняками верхов маастрихта. На Северном Актау во многих участках сохранились пятна известняков сармата. В хр. Каратуран сарматские известняки в отдельных случаях играют роль бронирующего покрова. Эта особенность Южного Актау приводит к тому, что хр. Каратуран постепенно переходит к югу в пологонаклонное плато Степного Мангышлака.

Хребты Северный и Южный Актау во многих местах пересечены поперечными долинами, носящими местное название «капы» — проходы. Наиболее крупными из них являются на Северном Актау: Емдыкапы, Кумаккапы, Коуртакапы и др., на Южном Актау — ущелье Суллукапы, «капы» у с. Куйбышево и Чакырганкапы. Большинство из этих долин и ущелий является висячими, и сток из Прикаратауских долин происходит лишь через некоторые из них (Емдыкапы, Суллукапы). Остальные же представляют реликты древнего рельефа. Последний вывод подтверждается и тем фактом, что капы и некоторые древние ложбины, наблюдаемые на поверхности хребтов Актау, расположены против глубоких описанных выше оврагов хр. Каратау. Они все вместе, видимо, являются остатками некогда существовавшей единой гидрографической сети.

Северный склон хр. Северный Актау расчленен консеквентными оврагами, создавшими своеобразный овражно-грядовый рельеф: параллельные водораздельные гряды спускаются к подножию хребта.

Пояс куэст не непрерывен. К югу от центральной и восточной частей Каратауской мегантиклинали проходит Беке-Башкудукская мегантиклиналь, в связи с чем пологое падение пород к югу сменяется воздыманием слоев, а хр. Южный Актау (примерно к востоку от меридиана 52°) переходит в пологовогнутое плато, соответствующее Чакырганской мегасинклинали. Это плато бронируется сарматскими известняками и ограничено обрывами высотой до 100 *м*. Оно расчленено глубокими разветвленными эрозионными впадинами, отвесные борта которых также имеют высоту порядка 100 *м*.

Северный склон Каратауской мегантиклинали осложнен Кошакской, Кошкаркисыккудукской и Монатинской антиклиналями. На месте этих антиклиналей образовался обращенный рельеф, их своды разрушены денудацией и заполнены делювием. Среди делювиальных равнин, расстилающихся у северного подножия хр. Северный Актау, сохранились многочисленные меловые останцы. Северные крылья указанных антиклиналей сложены мергельно-глинистыми отложениями эоцена, падающими к северу. По простиранию пород на участках распространения отложений эоцена (полоса вдоль соров Каракичу, Кожиксор и др.) образовались пологие симметричные гряды. Такой гря-

http://jurassic.ru/

довый рельеф на Мангышлаке вообще присущ моноклинальным участкам, сложенным однородными в литологическом отношении породами.

Между Кошкаркисыккудукской антиклиналью и берегом сора Каракичу сохранилась группа плосковершинных останцов (горы: Акчуймак 89 *м*, Тылькили-Дортколь 69 *м* и др.), сложенных породами эоцена. Характер их вершин не оставляет сомнений в абразионном происхождении этих поверхностей, однако точных данных о времени их образования пока не имеется. Можно лишь предполагать, что они являются позднеплиоценовыми или раннечетвертичными.

Рельеф Восточного Мангышлака в плане представляет серию овальных куэстообразных хребтов и гряд с относительными превышениями до 100 *м*, хорошо обрисовывающих антиклинали. Куэсты обращены крутыми склонами в сторону сводов антиклиналей, где обнажены сравнительно мягкие породы юры и нижнего мела. На них образовался грядовый рельеф с симметричными и куэстовыми грядами, соответствующими простиранию пород. Высота гряд не превышает 15—20 *м*. Вкрест простирания и по простиранию пород развита густая сеть оврагов. К выходам песков альба и сеномана нередко приурочены крупные эоловые массивы (Тышканкум, Сенгиркум).

Синклиналям и погруженным крыльям антиклиналей соответствуют платообразные возвышенности, бронированные плотными породами сенона, датского яруса и эоцена (Жабайучкан, Шолактам). Таким образом, здесь очень ярко проявилась инверсия рельефа, вообще весьма типичная для Горного Мангышлака.

Беке-Башкудукская мегантиклиналь выражена в рельефе в виде вытянутого долинообразного понижения, бортами которого служат уступы сарматского плато. Рельеф этой зоны аналогичен рельефу прикаратауских долин и вышеописанных антиклиналей Восточного Мангышлака. Здесь по простиранию пород развиты куэстовые и симметричные гряды, вкрест простирания пород расчлененные оврагами. В результате возник рельеф холмогорья с колебаниями относительных высот до 50 *м*, а в отдельных случаях даже до 100 *м*. В местах выхода песков альба и сеномана на поверхность распространены формы эоловой аккумуляции и дефляции.

Характерную для Восточного Мангышлака инверсию рельефа хорошо подчеркивает западный чинк Устюрта. Вдоль берега залива Кайдак он прямолинеен, а южнее, в районе погружения под плато Устюрт мангышлакских дислокаций, линия чинков резко сворачивает к востоку и становится сильно изрезанной. Глубокие «заливы» соответствуют антиклиналям, а «мысы» — синклиналям. В наиболее глубоком «заливе», в своде Карамаинской мегантиклинали, расположен пермотриасовый массив Карамая (209 *м*). Отвесные чинки Устюрта имеют относительную высоту более 200 *м*, причем от плато денудацией отшнурованы многочисленные останцы, бронированные сарматскими известняками или сложенные главным образом плотными карбонатными породами эоцена. В последнем случае останцы имеют остроконечную форму.

Аккумулятивные образования на Горном Мангышлаке имеют подчиненное значение. В прикаратауских долинах, в понижениях различного происхождения образовались небольшие соры, такыры и многочисленные делювиальные равнины. Массивы развеваемых песков (бугристые или грядово-бугристые), как правило, приурочены к выходам песчаных отложений альба и сеномана и занимают ограниченные площади.

http://jurassic.ru/

СТЕПНОЙ МАНГЫШЛАК (ЮЖНО-МАНГЫШЛАКСКОЕ ПЛАТО)

К югу от Горного Мангышлака расположено расчлененное плато Степного Мангышлака (Южно-Мангышлакское плато). Тождественное строение рельефа имеет и полуостров Тюбкараган. Бронирующим покровом Южно-Мангышлакского плато служат сарматские и (в южной части) понтические известняки и мергели. Плато расчленено густой сетью субмеридиональных долин и глубоких бессточных впадин. На всем плато широко распространены карстовые формы рельефа: воронки, пещеры, слепые балки. Встречаются также карстовые воронки вблизи берега моря, которые заполнены водой (оз. Саура). Со стороны Каспийского моря плато ограничено обрывами, прорезанными рядом крупных ветвящихся оврагов или саев. Южнее мыса Мелового, где абсолютные отметки плато не превышают 50 *м*, появляются весьма широкие четвертичные морские абразивные террасы, выработанные в сарматских и понтических отложениях.

В центральных частях Степного Мангышлака однообразная поверхность плато нарушена только небольшими (10—15 *м*) столовыми возвышенностями и понижениями, среди которых различаются плоские блюдцеобразные с едва заметными склонами депрессии и собственно бессточные впадины. Последние отличаются крутыми обрывистыми склонами и значительными размерами. Высота их обрывистых склонов достигает 100—140 *м*. В бортах некоторых бессточных впадин (Карагие, Узень) широко развиты оползни, которые образуют беспорядочное нагромождение псевдотеррас. В верхней части обрывистых склонов этих впадин в породах сармата прослеживаются структурные террасы. Днища впадин заняты делювиальными равнинами или сорами.

Бросается в глаза линейное расположение бессточных впадин: их цепочки протягиваются параллельно основным мангышлакским структурам. Северная цепочка бессточных впадин (Караганой, Карамандыбас, Узень, Тунгракшин, Асар) совпадает с линией антиклиналей. Большинство бессточных впадин южной цепочки (южная часть Карагие, Каунды, Гурлы) также приурочено к пологим антиклиналям «мангышлакского» направления.

Эти факты говорят о том, что на антиклиналях, где известняковый покров сармата и понта был приподнят и тем самым ослаблен, наиболее интенсивно развивались карстовые и суффозионные процессы, в результате которых формировались впадины (Волчегурский, 1958; Клейнер, 1961, 1962). Наиболее близок к такому выводу был М. В. Баярунас (1917), в то время как Б. Л. Личков (1927б) и С. Ю. Геллер (1937, 1938) связывали бессточные впадины с отдельными синклиналями.

Крупнейшей бессточной впадиной Степного Мангышлака является Карагие (Батыр). Минимальная отметка ее (—132 *м*) является низшей точкой суши на территории Советского Союза. Дно ее, занятое обширным сором, расположено более чем на 100 *м* ниже уровня Каспийского моря. Впадина вытянута меридионально и, в отличие от других, открыта на юг, к Каспию, и на север, в сторону Горного Мангышлака. В эту впадину заходили воды древнего Каспия — на террасах ее восточного чинка на абсолютных отметках 45—48 *м* встречается раннехвалынская фауна (определения П. В. Федорова), а на нулевых абсолютных отметках прослеживаются остатки хвалынской абразионной террасы. Эта терраса врезана в оползни, которые образовались в дохвалынское время. Вблизи юго-западного борта впадины на абсолютных отметках —60 и —70 *м* имеются морские бакинские отложения.

http://jurassic.ru/

С юга через впадину Ащесор и по Ащесаю во впадину Қарагие заходила новокаспийская трансгрессия.

В прибрежной части Степного Мангышлака развиты хвалынские абразионные террасы, поверхность которых перекрыта маломощным чехлом хвалынских отложений. Вдоль берега моря в 6—7 *м* над его уровнем (на абсолютных отметках —21, —22 *м*) узкой полосой протягивается новокаспийская терраса, на поверхности которой развиты песчаные береговые валы, параллельные береговой линии.

ПОЛУОСТРОВ БУЗАЧИ

Рельеф полуострова Бузачи очень однообразен. Здесь почти повсеместно прослеживается низкая аккумулятивная пологоволнистая равнина с превышениями не более 10 *м*. На поверхности полуострова развиты хвалынские, а в его окраинных частях новокаспийские отложения. Граница между полуостровами Бузачи и Мангышлак намечается по линии залив Қочак — южное окончание бывшего залива Қайдак. Этой границе соответствует депрессия, занятая сорами Курумсанын, Қожиксор, Сорголы и Қаракичу. По бывшему заливу Қайдак новокаспийская трансгрессия проникала с востока в сор Қаракичу. Соры, расположенные западнее сора Қаракичу, являются более древними, хвалынскими. Крупный безымянный сор в северо-западной части полуострова Бузачи, подобно Қайдаку и Қаракичу, в недалеком прошлом был также заливом Каспийского моря и заполнен новокаспийскими осадками. Қаспийское море продолжает отступать и в настоящее время. Растущая береговая полоса на севере достигает в среднем ширины 15—20 *км* и представлена низменной заболоченной равниной.

В западной части полуострова Бузачи на хвалынских песчаных отложениях образовались крупные песчаные массивы Чулчагылкум, Қызылкум, Увахкум. К массиву Қызылкум приурочена наивысшая отметка полуострова (22 *м*). В северо-западной части его находится еще один крупный эоловый массив — Жилимшик. Большое количество мелких песчаных массивов разбросано по всему полуострову. Все эти массивы представлены главным образом грядово-бугристыми (с превышениями до 3—5 *м*) песками. В крупных перечисленных песчаных массивах встречаются небольшие участки типичных барханов с высотой гребня до 7 *м*. Как правило, барханы соединяются в гряды меридионального или север-северо-восточного направления. Многие песчаные массивы приурочены к абсолютным отметкам около 0 *м*. Здесь в подножии песков нередко наблюдаются абразионные уступы до 1—1,5 *м* высотой (к северу от сел. Тиген), выработанные позднехвалынским морем. У абсолютных отметок —22 *м* на различных участках побережья и в соре Акшикана (Севернее Қаракичу) отмечены абразионные уступы максимальной новокаспийской трансгрессии.

На морской аккумулятивной пологоволнистой равнине, занимающей небольшие площади в центральной и южной частях полуострова, выделяются отдельные участки пологохолмистого рельефа со значительным развитием овражной сети. Им соответствуют выходы более древних (бакинских, эоценовых, меловых) пород. Заметная денудация говорит о более раннем выходе этих участков (на северном берегу сора Қаракичу, в районе Мястека и др.) из-под уровня моря и более энергичном относительном поднятии их в четвертичное время.

К началу неогена на Мангышлаке существовала возвышенная суша, центральная часть которой была сложена каратауским комплексом пород пермо-триаса, а склоны — моноклинально падающими отложениями мезозоя и палеогена. Неогеновые морские бассейны абради-

http://jurassic.ru/

ровали эту сушу с севера и юга. Максимальной неогеновой трансгрессией (средний сармат) древняя суша была сильно абрадирована, за исключением останцовых высот хребта Каратау, Отпан, Бесшокы и др.).

В конце раннего плиоцена на территории полуостровов Мангышлак и Бузачи были обнажены отложения сармата, а в краевых частях — также осадки мэотиса и понта. В послесарматское время под воздействием продолжавшегося поднятия Мангышлака в его осевой зоне, где движения были наиболее интенсивны, сарматский покров был поднят на относительно большую высоту и поэтому подвергся процессам денудации.

Находки понтических известняков на горе Унгаза (абс. отметка 200 *м*) и хр. Емды, а также вблизи горы Куш на хр. Каратуран (абс. отметка около 200 *м*) свидетельствуют, что понтическая трансгрессия подходила вплотную к осевой зоне Мангышлака, а поэтому сомнительно, чтобы денудация суши в это время шла сколько-нибудь энергично. Наиболее вероятно, что в раннеплиоценовую эпоху только началось разрушение сарматского покрова на Каратау.

После отступания понтического моря по склонам мегантиклинали, бронированных известняками сармата и понта, заложились консеквентные долины. Они определили конфигурацию гидрографической сети, следы которой сохранились в виде «капов» и субмеридиональных долин Степного Мангышлака. Эрозия этих водотоков и денудация почти нацело уничтожили неогеновую «броню» в осевой части Каратауской мегантиклинали. Они обнажили крепкие породы пермо-триаса, а также более рыхлые осадки юры и нижнего мела.

Пески и глины юры и нижнего мела гораздо легче поддавались разрушению, чем крепкие породы пермо-триаса или верхнего мела. Поэтому по простиранию юрских и нижнемеловых отложений происходило заложение и интенсивное развитие субсеквентной гидросети, в результате чего были сформированы крупные долины, отделившие пермо-триасовый хребет Каратау от верхнемеловых обрывов хребтов Актау. Тогда же началось образование долин в сводовых частях антиклиналей Южно-Мангышлакского плато и Восточного Мангышлака, формирование бессточных впадин Степного Мангышлака, Тюбеджикской долины на Тюбкарагане и т. п.

В южной части Степного Мангышлака (мыс Песчаный) и в районе залива Кара-Богаз-Гол встречены акчагыльские морские отложения (Колесников, 1951; Клейнер, 1959). Их залегание в денудационных понижениях понтического рельефа позволяет достаточно точно установить верхнюю возрастную границу образования современного рельефа Мангышлака. Очевидно, что ко времени начала акчагыльской трансгрессии сарматско-понтический бронирующий покров был в какой-то степени разрушен, но не было известно, насколько рельеф Мангышлака того времени был тождествен современному.

Раннечетвертичные моря (бокинское, хазарское, хвалынское) уже ингрессионно заходили с юга в устьевые части консеквентных долин, в те впадины, которые периодически соединялись с Каспийским морем (например, Карагие). Бакинские, хазарские и хвалынские отложения имеются в Карагие и в устьях большинства оврагов Тюбкарагана, берущих начало в горной части Мангышлака. В южной части Степного Мангышлака выделяются фаунистически охарактеризованные раннечетвертичные морские террасы.

На северном склоне Горного Мангышлака и на западном чинке Устюрта вдоль Кайдака достоверно отмечены только хвалынские морские террасы. Но характер террасы на хр. Северный Актау (пятна хва-

http://jurassic.ru/

лынских отложений в устьях оврагов северного склона) и здесь свидетельствует о том, что формирование рельефа Мангышлака в общих чертах завершилось значительно раньше.

После отступания плиоценовых морских бассейнов в основном сформировался современный рельеф Мангышлака. Однако в четвертичное время, вероятно, продолжалась его дальнейшая моделировка, в которой ведущую роль играла дефляция. Последним этапом формирования рельефа был перехват субсеквентными долинами верховьев «капов» и понижение базиса эрозии внутри долин, вызвавшие отмирание «капов» и расчленение единой денудационной поверхности днища долин на отдельные останцы (кыспаки). В прикаратауских долинах обособились замкнутые котловины, которые были заполнены делювиальными или соровыми отложениями, и формировались развеваемые песчаные массивы. На Степном Мангышлаке продолжались переуглубление и рост бессточных впадин, а также моделировка их склонов.

Полуостров Бузачи, вероятно, значительно позже превратился в сушу, чем Горный Мангышлак. Это скорее всего произошло после среднего сармата или несколько позже (может быть, в понтическое время). Как и Устюрт, полуостров Бузачи был перекрыт плащом отложений неогена. Можно предполагать, что неогеновые осадки по своим литологическим особенностям здесь оказались менее устойчивыми к процессам денудации и в дальнейшем были полностью уничтожены абразией верхнеплиоценовых морей. После этого территория полуострова Бузачи многократно подвергалась четвертичным трансгрессиям, о чем свидетельствуют остатки бакинских и хазарских осадков, хвалынские и новокаспийские отложения на всей ее площади, а также верхнечетвертичные и современные морские террасы на склонах Горного Мангышлака и чинках Устюрта. Поскольку современный рельеф полуострова Бузачи является аккумулятивным, постольку его возраст определяется как хвалынский и новокаспийский (современный). Абразионная же равнина, на которой этот рельеф построен, создана первоначально, скорее всего, еще в позднеолигоценовое время.

УСТЮРТ

Устюрт представляет собой обширное плато, занимающее бóльшую часть пространства между Каспийским и Аральским морями, причем воды последнего на востоке непосредственно омывают подножия устюртских чинков (обрывов). На юго-западе Устюрт отделен от Южно-Мангышлакского плато обширной денудационной впадиной Карынжарык. На юге и севере Устюрт ограничен четкой линией чинков, у подножия которых расположены низменные равнины. В пределы Казахской ССР входят западная половина и вся северная часть плато.

Очертания и геоморфологический облик чинка обусловлены особенностями геологического строения района. Так, общее направление его было предопределено, по-видимому, заметными перегибами пластов, падающих в сторону внутренних частей Устюрта. Соответствие значительной части северных чинков Устюрта погребенному разлому, который ближе к поверхности ощущается в виде флексурообразного перегиба слоев, установили Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман (1956). Не только общие направления чинков, но даже и детали их очертаний определялись геологическим строением района (Кирюхин и Клейнер, 1964). Так, глубоко вдающиеся в плато языки низменных равнин обязаны своим формированием расположенным здесь локальным антикли-

http://jurassic.ru/

нальным поднятиям. Даже при беглом взгляде на геологическую карту бросается в глаза, как причудливо, но закономерно обходит на Западном Устюрте линия чинков Карамаинское и Карашекское поднятия. Эта закономерность также хорошо прослеживается на северных и северо-западных чинках Устюрта, где Ащиктайпакскому, Мынсуалмасскому и ряду других поднятий, расположенных на границе плато и Предустюртской равнины, соответствуют «заливы» в очертаниях чинка.

Подножия чинков Устюрта в большинстве случаев закрыты осыпями и огромными блоками оползней. На северном и северо-западном чинках в эти оползни до абсолютных отметок 45 *м* врезаны хвалынские абразионные террасы, которые представляют собой ровные слабо наклоненные от чинка поверхности площадью нередко в сотни квадратных метров. Они, как правило, четко ограничены современными глубокими оврагами и обширными овражными долинами, выполненными пролювием. Последний у самого подножия чинков образует сплошной шлейф, изрезанный множеством эрозионных борозд.

В районе северо-западных чинков Устюрта также развиты долины с комплексом эрозионно-аккумулятивных террас. По этим долинам протекают речки с соленой водой. Наиболее крупные из них Манаши и Сынгырлау (Клейнер, 1964). Глубина современного русла их не превышает 1 *м*. В долинах повсеместно наблюдается современная терраса высотой до 2 *м*. В долине р. Сынгырлау, кроме того, хорошо развита еще одна, более высокая (3—4 *м*) цокольная терраса верхнечетвертичного возраста. У подножия чинков она сливается с хвалынской абразионно-аккумулятивной равниной. Ширина долин от 20 до 50 *м*.

Рельеф поверхности плато, так же как и его очертания, предопределен особенностями геологического строения и почти повсеместно отражает структуру района. Бóльшая площадь Устюрта (за исключением районов впадин) бронирована сарматскими и отчасти понтическими известняками, защищающими плато от разрушения. Поверхность плато в основных чертах прямо отражает тектоническое строение платформенного чехла района. Так, прежде всего четко выделяются наиболее крупные орографические формы — обширные пологие субширотно ориентированные понижения в южной и северной частях плато. Они приурочены к Северо-Устюртскому прогибу и «синклинали бессточных котловин» (Южно-Мангышлакский и Ассакеауданский прогибы), установленных А. Л. Яншиным (1948б). Эти наиболее расчлененные районы плато разделены обширными ровными пространствами Центрального Устюрта, наивысшие участки которых находятся в районе Кассарминской мегантиклинали. Равнинный рельеф южной части Центрального Устюрта нарушается широкими пологими увалами Карабаур и Музбель, также приуроченными к одноименным мегантиклиналям Мангышлакской зоны (Яншин, 1948б; Алексеев и др., 1965). Простирание увалов восток-юго-восточное. На равнинах встречаются невысокие столовые останцы (торткул), возвышающиеся обычно не более чем на 10—12 *м* над поверхностью плато.

К упомянутым выше прогибам и понижениям рельефа поверхности плато на Северном и Южном Устюрте приурочены крупные бессточные впадины (Яншин, 1948б, 1951). Наиболее крупными на Южном Устюрте являются впадины Сарыкамышская и Ассакеаудан. В пределы Казахской ССР заходит лишь западная оконечность впадины Ассакеаудан. Ровное, занятое солончаком днище впадины расположено на абсолютных отметках 55—58 *м*. Склоны ее сильно расчленены многочисленными оврагами. Относительная глубина впадины около 100 *м*. В Ассакеаудане довольно четко прослеживаются остатки серий озер-

http://jurassic.ru/

ных береговых валов позднего плиоцена (на абс. отметках 80—90 *м*) и позднего антропогена.

На севере Устюрта также четко прослеживается цепь замкнутых котловин, приуроченных к Северо-Устюртскому прогибу. Вдоль оси прогиба с восток-северо-востока на запад-юго-запад протягиваются впадины, занятые сорами Қосбулак, Асмантай-Матай, Сам и Қаратюлей. Имеется много более мелких безымянных котловин. Крупные впадины приурочены к тектоническим мульдам, осложняющим центральную часть Северо-Устюртского прогиба. Эти впадины характерны пологими, рассеченными множеством оврагов склонами и ровными, обычно занятыми сорами днищами. Глубина их, как правило, не превышает нескольких десятков метров. Наиболее крупная из таких впадин — Самская занята большим песчаным массивом мощностью до 35 *м*. Она вытянута в запад-юго-западном направлении почти на 70 *км*. Ширина впадины в ее центральной части около 30 *км*. В этих впадинах развиты озерные отложения среднего плиоцена. Это говорит о том, что они ранее были заняты озерами (Клейнер и Плещеев, 1964).

По всему Устюрту встречаются небольшие блюдцеобразные понижения (обычно глубиной до 2—3 *м*), связанные, по-видимому, с процессами карстообразования. В последнее время (Ю. Я. Кузнецов, 1958; Гольц, 1959, 1961) на Устюрте установлены типичные формы современного карста, представленные главным образом карстовыми воронками и провалами. В районе увала Қарабаур (Центральный Устюрт) и урочища Утебай (Южный Устюрт) имеются пещеры обычно до 40 *м* глубиной. Последние представляют собой обширные полости в сарматских известняках, начинающиеся провалами и уходящие под землю под углом до 45°. В самой крупной пещере урочища Утебай, оканчивающейся на глубине 100 *м* в караганских глинах, обнаружено соленое озеро.

У подножия юго-западной части Устюрта, в районе впадины Карынжарык, В. П. Колесников (1951) отметил развитие гипсового карста. В этом районе, там где выходы гипсов занимают большие площади, встречаются как сухие, так и заполненные водой провальные воронки.

История развития рельефа Устюрта начинается с конца миоцена, после того как среднесарматское море покинуло современные пределы плато. Однако основные крупные его черты были уже предопределены геологическим строением района, прямо отражавшимся в рельефе осушившейся морской аккумулятивной равнины, большая часть поверхности которой подвергалась процессам пустынной денудации. Лишь в начале плиоцена раннепонтическое море снова вторглось на Устюрт далекими, но мелководными языками по Северо-Устюртскому и Южно-Мангышлакскому прогибам. После его регрессии, по-видимому, с начала среднего плиоцена под влиянием процессов денудации начинают формироваться чинки Устюрта. К верхнему плиоцену и началу четвертичного времени они в общих чертах уже были сформированы, о чем говорит прислонение к чинкам Устюрта и Южно-Мангышлакского плато акчагыльских и бакинских отложений. К среднему и верхнему плиоцену относится формирование таких характерных форм Устюрта, как бессточные котловины. Таким образом, уже в конце плиоцена рельеф Устюрта принял облик, близкий к современному.

В четвертичное время поверхность плато подверглась моделировке процессами пустынной денудации. В отдельных котловинах в наиболее влажные эпохи существовали озера. По чинкам плато и склонам впадин в это время интенсивно протекали процессы эрозии, которые при-

http://jurassic.ru/

вели к интенсивному их расчленению и (наряду с другими процессами денудации) обусловили отступание чинков и расширение впадин. Эти процессы продолжаются и в настоящее время. Значительную роль играли также эоловые процессы, приведшие к образованию массивов перевеянных песков (Самский и Матайкумский и др.). Здесь преобладают ячеисто-грядовые пески с глубиной расчленения до 15 *м*. Около колодцев происходит современное перевевание песков, приводящее к образованию барханов. Оно вызывается обычно хозяйственной деятельностью человека.

http://jurassic.ru/

Глава 5

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОГО КАЗАХСТАНА

Наиболее древние породы на территории Западного Казахстана образуют фундамент западной, большей по площади части Прикаспийской впадины, охватывающей почти всю Прикаспийскую низменность (без ее южной и юго-восточной окраин), а также северо-западную часть Подуральского плато. Анализ данных аэромагнитной съемки и косвенных геологических данных позволяет предположить, что она имеет дорифейский, эпикарельский фундамент, а юго-восточная ее часть лежит на рифейском, эпибайкальском фундаменте. Он в основном образован эвгеосинклинальными формациями доуралид, подобными тем, которые прослеживаются на южной оконечности Урала (Журавлев, Перфильев, Херасков, 1965).

Байкалиды Южной оконечности Урала, обнажающиеся в Уралтауско-Кемпирсайском и Мугоджарском мегантиклинориях, представлены более или менее глубоко метаморфизованными породами.

За огромное по продолжительности протерозойское время в широкой Уральской геосинклинали накопились чрезвычайно мощные, многокилометровые толщи преимущественно терригенных осадков с подчиненным количеством вулканогенных пород, главным образом базальтовой формации. Характер осадков и огромные их мощности говорят об эвгеосинклинальном типе развития этого региона в протерозое.

В протерозойской истории Южной оконечности Урала намечаются три крупных цикла осадконакопления, соответствующие трем сериям пород (каиндинской, талдыкской и узынкайрактинской), разделенных эпохами горообразования и усиленного интрузивного магматизма. Вследствие этого нижний комплекс чрезвычайно сильно дислоцирован и несет на себе печать нескольких последовательных этапов регионального метаморфизма, а также контактового метаморфизма, связанного с многократно внедрявшимися интрузивными породами гипербазитовой, а главным образом плагиогранитовой формации.

Вулканическая деятельность в течение протерозойского времени на описываемой территории имела место неоднократно. Наибольшая активность ее отмечалась в эпохи формирования чилисайской и карамолинской свит Мугоджар, т. е. в середине раннего и начале позднего рифея (Фонарев, Миловский и др., 1966). На Орь-Илекской возвышенности такими эпохами было время формирования эффузивных толщ (амфиболитов) Аксуйского антиклинория и более молодых эффузивов андезито-базальтовой формации верхов каялинской свиты в Кемпирсайском антиклинории.

Относительно истории развития Южной оконечности Урала в начале палеозойской эры имеется очень мало данных, так как отложения раннекембрийского возраста на территории казахстанской части Урала не обнаружены, а предположительно позднекембрийские породы распространены на очень ограниченной площади. Есть основания предполагать, что в начале палеозоя в Уральской геосинклинали продол-

http://jurassic.ru/

жался докембрийский цикл осадконакопления, о чем свидетельствует наличие раннекембрийских морских отложений в соседних районах Южного Урала.

После значительного по продолжительности перерыва в осадконакоплении, вызванного интенсивной складчатостью в осевой части Уральской геосинклинали, начался новый цикл седиментации. В области Уралтауско-Кемпирсайского мегантиклинория к этому времени относится образование вулканогенной формации, представленной лавами базальтового, а затем андезито-дацитового состава с резко подчиненным количеством туфогенных и туфогенно-осадочных пород (акайская толща). Начавшийся в конце кембрия процесс накопления продуктов вулканической деятельности продолжался в ордовике, хотя он и прерывался этапами преимущественной аккумуляции осадочных пород. Так, в тремодокском веке в южной части Уральской геосинклинали в зоне Косистекско-Аксуйского мегасинклинория, испытывавшей погружение, происходило накопление мелководных морских осадков песчано-глинистой терригенной формации, в том числе песчаных отложений кварцевого, аркозового и полимиктового состава, обычно выделяемых на Южном Урале под названием кидрясовской свиты.

В осадочные толщи вклинивались вулканогенные отложения: лавы базальтового состава и туфы. При этом вулканическая деятельность на востоке была, по-видимому, более интенсивной, чем на западе, так как количество и мощность прослоев вулканогенных пород увеличивается в восточном направлении, ближе к зоне Кемпирсайского антиклинория. Следует отметить, что и вулканогенная формация так называемой акайской толщи развита лишь в восточной части Косистекского синклинория, у границы его с Кемпирсайским антиклинорием.

Со второй половины раннего ордовика вулканическая деятельность в косистекской зоне усилилась, следствием чего явилось образование лагунной осадочно-вулканогенной толщи (куагашской свиты), сложенной лавами и туфами андезито-базальтовой формации, переслаивающимися с мелководными морскими осадочными породами. Морской бассейн, в котором отлагались осадки этого времени, имел непостоянную глубину, но в целом был более глубоководным, чем в предшествующую эпоху. В относительно глубоководных условиях формировались вулканогенные породы (туфоагломераты, туфогенные песчаники и алевролиты, кремнистые туффиты) и осадочные породы кремнистой формации, образующие косистекскую свиту ареніг-ландейльского возраста, которая частично, видимо, замещает по простиранию куагашскую свиту. На глубоководный характер средне-позднеордовикского морского бассейна на Косистекском, Терекском и некоторых других участках указывает преобладание терригенного материала пелитовой размерности и отсутствие бентосной фауны, которой богаты подстилающие более мелководные отложения тремадока.

Раннепалеозойский этап развития восточной части южной оконечности Урала проявился в образовании терригенной песчано-глинистой формации (шебектинская свита), сменившейся вулканогенной андезито-базальтовой формацией (тойманская свита). Возраст этих образований, возможно, отвечает времени формирования кидрясовской и куагашской свит зоны Косистекского синклинория, т. е. раннему — среднему ордовику, однако палеонтологические данные, подтверждающие это предположение, отсутствуют.

На поздний ордовик и начало раннего силура приходится орогеническая фаза (первая фаза каледонского горообразовательного цикла), в результате которой произошло расчленение Уральской гео-

http://jurassic.ru/

синклинали на несколько прогибов и разделяющих их геоантиклинальных поднятий.

Косистекско-Аксуйский мегасинклинорий, находящийся на продолжении Сакмарской зоны Южного Урала, представлял в ту пору внешний прогиб геосинклинали, отделенный Кемпирсайским геоантиклинальным поднятием от Западно-Мугоджарского внутреннего прогиба (интрагеосинклинали). В этой зоне, как и повсюду в Сакмарской зоне, наблюдается резкое угловое несогласие между сильно дислоцированными и прорванными многочисленными дайками ордовикскими породами и силурийским комплексом, начинающимся в Косистекско-Аксуйском мегасинклинории отложениями среднего ландовери. В раннем силуре здесь отлагались образования вулканогенно-кремнистой группы формаций, вулканогенные породы которых представлены базальтами. Морской бассейн раннего силура захватывал частично территорию Кемпирсайского антиклинория: кремнистые сланцы нижнего силура сохранились в западной части этой зоны, в пределах Шиликтинской брахисинклинали.

В начале позднего силура в Косистекской синклинали имела место складчатость, проявившаяся, по-видимому, не на всей территории этой зоны, так как в более северных районах связанного с ней перерыва в осадконакоплении не наблюдалось. Здесь же она доказывается несогласным налеганием терригенных осадков карабутакской свиты лудлова на вулканогенно-кремнистые формации нижнего силура.

Возможно, к этому этапу относится внедрение массивов габброидов на территории Кемпирсайского антиклинория и в пограничных частях Косистекского синклинория.

В Западно-Мугоджарской интрагеосинклинали в течение всего силура имела место напряженная вулканическая деятельность, приведшая к образованию мощных вулканогенных толщ базальтовой и андезито-базальтовой формаций. Эти породы накапливались преимущественно в подводных условиях. Часть лав изливалась, по-видимому, на дне глубокого моря из вулканов трещинного типа, но большинство лавовых потоков являлось продуктом извержения подводных вулканов центрального типа, располагавшихся на небольших глубинах, о чем говорит обилие подушечных лав и яшм.

К силуру приурочены ранние фазы внедрения по глубинным региональным разломам крупных гипербазитовых интрузий (Хабарнинский, Кемпирсайский, Аксуйский и Даульский массивы).

Силурийская история южной оконечности Урала завершается новым этапом горообразования, что подтверждается залеганием девонских отложений на силурийских и более древних образованиях с глубоким размывом и угловым несогласием. Горообразовательные движения захватили и начало девона, о чем свидетельствует отсутствие жединских и раннекобленцских отложений не только в казахстанской части Урала, но и в более северных районах Южного Урала.

Во второй половине кобленца, в эйфеле и начале живета развитие южной оконечности Уральской геосинклинали по-прежнему носило эвгеосинклинальный характер. Для этого этапа как в Косистекско-Аксуйском, так и в Западно-Мугоджарском мегасинклинориях типичны осадочно-вулканогенные формации вначале андезито-базальтового, а затем дацито-липаритового состава. В первой из названных зон этими породами сложены шандинская и чанчарская свиты, а во второй милыашинская, мийская и карамалыташская свиты.

Породы шандинской свиты отлагались в условиях мелкого моря. Характер обломков и их состав говорят об интенсивном размыве окружающей суши или многочисленных островов и недалеком переносе

http://jurassic.ru/

материала. На небольшую глубину бассейна указывают и многочисленные рифы, изобиловавшие бентосной фауной позднекобленцско-раннеэйфельского возраста. Усилившаяся в позднем эйфеле вулканическая деятельность привела к образованию андезито-липаритовой вулканогенной формации чанчарской свиты, лавы и пирокластические породы которой являлись продуктом подводных извержений, на что указывает наличие в этой толще подушечных лав.

В Западно-Мугоджарской интрагеосинклинали в это время активно действовали многочисленные островные или прибрежные вулканы центрального типа, явившиеся источником осадочно-вулканогенных толщ, в составе которых значительную роль играют вулканогенные породы андезито-липаритовой формации (милыашинская и мийская свиты, выделяемые в районе Берчогурской синклинали).

В начале позднего эйфеля наблюдалось временное ослабление активности вулканов, и эффузивно-пирокластические породы уступили место преимущественно осадочной кремнистой формации шулдакской толщи, сопоставляемой с бугулыгырской толщей Южного Урала (Водорезов, 1941) и залегающей с размывом на подстилающих породах. Новое усиление вулканической деятельности в конце позднего эйфеля привело к образованию еще одной эффузивно-пирокластической толщи андезито-базальтовой формации, сопоставляемой с карамалыташской свитой Южного Урала.

На этом закончился эвгеосинклинальный период развития западной части Уральской геосинклинали, тогда как в восточной он продолжался еще довольно длительное время. Конец этого периода ознаменовался внедрением многочисленных интрузий. В зоне Кемпирсайской геоантиклинали в конце нижнего или начале среднего девона закончилось формирование крупных гипербазитовых плутонов. В зоне Западно-Мугоджарской интрагеосинклинали в среднем девоне имели место внедрения габброидов жамантауского и плагиогранитоидов жганганинского интрузивных комплексов. По-видимому, такой же возраст имеют и интрузии того же состава в Мугоджарском мегасинклинории. В Косистекском синклинории внедрение мелких межпластовых гипербазитовых тел произошло несколько позднее, в начале живетского века, ибо они рвут отложения кобленца и эйфеля (Водорезов и Розман, 1956).

Эвгеосинклинальный период завершился складкообразованием и общим значительным подъемом синклинальных зон, после чего наступил довольно длительный период континентального развития — разрушения созданных последним этапом орогенеза складчатых сооружений.

В живетском веке в Западно-Мугоджарской интрагеосинклинальной зоне существовали морские условия. Несмотря на существенную перестройку структурного плана, произошедшую в результате предшествовавшей фазы складчатости, вулканы в этой зоне местами еще сохранились. Они явились источником вулканогенного материала среди осадочных морских отложений этого времени. В районе Берчогурской синклинали распространены эффузивно-пирокластические породы, сопоставляемые Г. И. Водорезовым (1960) с улутауской свитой Южного Урала (Х. С. Розман их относит еще к эйфелю). В северной части этой зоны отлагалась толща пород терригенно-вулканогенной формации, причем значительную роль в этой толще играют также породы карбонатной рифовой формации, богатые остатками организмов-рифообразователей и другой бентосной фауны живетского возраста. Вулканический пепел в составе пород толщи являлся продуктом извержений вулканов центрального типа, значительная часть которых, по-видимому, располагалась в соседних районах.

http://jurassic.ru/

В пределах Мугоджарского мегантиклинория в это же время, вероятно, происходили извержения наземных вулканов, в результате чего значительные площади были покрыты лавами, лавобрекчиями и пепловыми туфами андезито-дацитовой формации (районы верховьев р. Карабутак и нижнего течения р. Милысай). К этому этапу относятся и проявления вулканизма в области нынешнего Верхнего Прииргизья, где существовало мелкое море, оставившее после себя осадки терригенно-вулканогенной формации, впоследствии в значительной степени метаморфизованные.

Лишь в самой западной части Уральской геосинклинали, в Косистекской зоне, в живетском веке проявления вулканизма совершенно отсутствовали. В этой зоне раньше, чем в других, наступили миогеосинклинальные условия. Началом нового, миогеосинклинального цикла осадконакопления явилась морская терригенная формация айтпайской свиты, залегающая трансгрессивно с угловым и азимутальным несогласием на различных более древних породах. Начиная с позднеживетского времени идентичные морские условия существовали во всех миогеосинклинальных прогибах Косистекского синклинория.

Терригенная грубообломочная толща в начале позднедевонской эпохи сменилась повсеместно отложениями глинистой и кремнистой (аспидной, по Б. М. Келлеру) формаций (егиндинская и киинская свиты). Накопление кремнистых пород происходило вплоть до начала раннего карбона, а местами продолжалось и в раннетурнейское время (верховья р. Кия). В середине позднедевонской эпохи, по-видимому, в разных местах и в разное время (вплоть до фаменского века) кремнистая формация замещалась породами терригенной (граувакковой) формации, выделяемой на Урале под названием зилаирской свиты. В Бакайско-Эмбенском синклинории в Западном Примугоджарье терригенные осадки песчано-глинистой формации отлагались в течение всего позднего девона и даже в начале турнейского века раннего карбона. Такого же типа терригенные осадки накапливались в меридиональном межгорном прогибе, протягивавшемся восточнее Кемпирсайского горного массива.

Вдоль западного подножия Мугоджарских гор и в межгорном прогибе между Главным Мугоджарским и Жанганинским хребтами (Берчогурская синклиналь) верхнедевонские отложения начали отлагаться на размытой поверхности нижне-среднедевонских и силурийских пород лишь в середине франского века. Они представлены морскими осадками терригенной и карбонатной формаций. Такое неглубокое открытое море существовало до конца девонского периода.

По имеющимся отрывочным данным, в области Прииргизья в позднем девоне, по-видимому, на значительной территории существовали морские условия и накапливались терригенно-карбонатные формации.

В начале раннего карбона широкое распространение имели мелкие морские бассейны, располагавшиеся в области южной периклинали погружающейся Уральской складчатой системы, покрывавшие значительную часть территории Восточных Мугоджар и в виде заливов заходившие по синклинальным зонам в глубь Мугоджарского массива (район среднего течения р. Орь). Для этого этапа каменноугольной истории характерно накопление терригенной песчано-глинистой, а в некоторых районах (Берчогурский, Домбаровский и Средне-Орский) и угленосной формаций. На границе с верхнедевонскими отложениями (северный борт Бакайской синклинали) отмечаются местные перерывы, а в Берчогурском районе море существовало непрерывно, начиная с середины франского века, и в начале турнейского времени отлагалась

http://jurassic.ru/

та же терригенно-карбонатная формация, что и в конце девона (Розман, 1960).

Раннекаменноугольная история западных и южных районов казахстанской части Урала отличалась от восточных районов. В море, омывавшем западные берега горной страны, в визейском веке отлагались породы преимущественно кремнистой формации, в намюре сменившиеся карбонатной формацией (Руженцев, 1950). Южнее, в Бакайско-Эмбенском синклинории и Берчогурской синклинали, в течение визейского и намюрского веков накапливались отложения терригенной песчано-глинистой и карбонатной формаций. Преимущественно карбонатной формацией представлены и осадки раннекаменноугольного моря, проникшего в глубь Мугоджар по синклинальным зонам в виде заливов или относительно широких проливов (Анастасьевский район, Средне-Орская, Балкымбайская, Старо-Карабутакская синклинали и др.).

Иначе развивался в раннекаменноугольную эпоху Прииргизский мегасинклинорий. Здесь господствовали типичные эвгеосинклинальные условия с вулканической деятельностью и проявлениями интрузивного магматизма. В турнейском веке здесь, так же как и в других районах южной оконечности Урала, отлагалась терригенная глинисто-сланцевая формация, участками с признаками угленосности. После перерыва, вызванного орогеническими поднятиями Прииргизской зоны, в середине визейского века происходило накопление терригенной песчано-глинистой, а позже в связи с усилением вулканической деятельности — терригенно-вулканогенной формаций.

Во второй половине позднего визе после перерыва, вызванного очередной фазой орогенеза, в Прииргизье возобновилось отложение терригенных грубообломочных пород и началось образование толщи известняков рифовой карбонатной субформации. В это же время важную роль в развитии Прииргизской зоны стал играть вулканизм. Извержения многочисленных подводных и частично прибрежных вулканов привели к накоплению мощной толщи вулканогенных пород: лав базальтового, андезито-базальтового и липаритового состава, лавобрекчий и туфов. О подводном характере вулканических извержений свидетельствуют обилие подушечных лав и большое количество рифогенных известняков среди вулканогенных пород.

К концу раннего карбона приурочено внедрение многочисленных интрузий габбро-плагиогранитовой формации и проникновение по глубинным разломам магмы гипербазитовой формации.

Новые фазы герцинского орогенеза привели к значительному подъему складчатых сооружений как на Орь-Илекской возвышенности, так и в Мугоджарах. Морские заливы во многих участках Мугоджар перестали существовать вследствие регрессии моря. Лишь в Балкымбайской синклинальной зоне в течение среднего и начала позднего карбона продолжалось накопление осадков морской карбонатной формации.

К западу и востоку от горных сооружений уралид в среднем и позднем карбоне усиленно накапливались грубые терригенные осадки, в составе которых значительная роль принадлежит обломочному материалу, образовавшемуся за счет разрушения более древних толщ, включая породы нижнего карбона. Многие толщи верхнекаменноугольных и нижнепермских (ассельских и сакмарских) терригенных отложений к западу от горных цепей имеют ясно выраженный флишоидный характер или даже представляют собой типичный флиш. Здесь же широко распространены большой мощности грубообломочные образования, представляющие собой типичную сероцветную молассу.

http://jurassic.ru/

В пермское время Уральская геосинклиналь полностью замкнулась, и на ее месте выросли высокие горные цепи. Наряду со складчатыми дислокациями происходили крупные поднятия меридиональных блоков по разломам, заложившимся на более ранних этапах развития геосинклинали.

Орогенез сопровождался внедрением крупнейших гранитных интрузий в зоне Мугоджарского мегантиклинория и в меньших масштабах в Западно-Мугоджарской и Прииргизской зонах. С последними этапами магматизма связано формирование мелких массивов щелочных пород борсыксайского интрузивного комплекса.

В течение всего палеозойского времени южная оконечность Урала и вся западноказахстанская часть Туранской плиты (Мангышлак, Устюрт, периферия Мугоджар) целиком входили в состав Урало-Тяньшанской геосинклинальной области, которая характеризовалась большой сложностью строения и различной историей геологического развития разных ее участков.

В пределах герцинской геосинклинальной области с начала палеозоя существовали две системы простирания структур: субмеридиональная (уральская) и субширотная (тяньшанская). В субмеридиональной системе (обнаженная часть Урала), как мы видели выше, выделяется ряд геосинклинальных и геоантиклинальных зон, которые по геофизическим и геологическим материалам могут быть прослежены далеко на юг, в район Аральского моря (Гарецкий и Шрайбман, 1960). По-видимому, здесь эти зоны по сложной серии разломов и на различных широтах сопряжены с Тяньшанской геосинклинальной системой. Не исключено, что некоторые из восточных зон Урала, образуя дугообразный изгиб, постепенно переходят в соответствующие зоны Тянь-Шаня (Гарьковец, 1964; Бухарин и др., 1964; Шульц, 1966). В погребенной части тяньшанид, главным образом по геофизическим материалам, выделяется ряд структурно-фациальных зон, причем некоторые из них в районе Мангышлака и Устюрта имеют северо-западное простирание.

В начале позднего палеозоя Урало-Тяньшанская геосинклинальная область претерпела интенсивную складчатость и орогенез. Одновременно с этим начали формироваться краевые и периклинальные прогибы, а также внутренние впадины и прогибы. Вдоль западного края Уральской складчатой системы возник Предуральский краевой прогиб, а на ее южном погружении (периклинали) — система южных периклинальных прогибов Урала (Актюбинский, Атжаксинский). По-видимому, в конце раннего или в начале среднего карбона вдоль зон крупных разломов запад-северо-западного направления заложился узкий и глубокий наложенный по отношению к более древним структурам Мангышлакский желоб. В позднепалеозойское и триасовое время желоб был заполнен мощными (до 10—14 *км*) толщами преимущественно моласовых отложений (Шлезингер, 1965). Среди обнаженной части разреза перми и триаса здесь выделяется молассовая формация (пермь, верхняя часть нижнего триаса, карадуанская свита среднего триаса). Кроме того, в толщу типичных моласс с запада в Мангышлакский прогиб вклиниваются породы миогеосинклинальных формаций: зеленоцветная формация глинистых сланцев и алевролитов (нижний триас) и антраконитовая (карнийский ярус) верхнего триаса. Их появление в Мангышлакском прогибе объясняется близостью последнего к Кавказской геосинклинальной системе, связь с которой, по-видимому, осуществлялась через поперечную к направлению складчатых систем Каспийскую зону меридионального погружения. Вдоль северного края восточной, устюртской, части Мангышлакского желоба по разломам был выдвинут жесткий клинообразный Карабаурско-Айбугирский выступ

http://jurassic.ru/

доверхнепалеозойского цоколя, на котором осадки верхнего палеозоя и триаса имеют незначительную мощность или вовсе отсутствуют.

К северу от Мангышлакского желоба, на Северном Устюрте, и к югу от него, на Южном Мангышлаке, в обширных депрессиях накапливались верхнепалеозойско-нижнетриасовые отложения значительно меньших мощностей (до 2—5 *км*). Их верхняя часть вскрыта скважинами и может быть отнесена к красноцветной молассе верхней перми — нижнего триаса. К северу молассовые толщи, выполняющие депрессии Северного Устюрта и Аральского моря, встречаются в периклинальных прогибах южного погружения Урала.

Во вторую половину триасового периода верхнепалеозойско-триасовые, преимущественно молассовые толщи глубоких прогибов (Мангышлакского, южноуральских периклинальных) претерпели интенсивную складчатость и были смяты в системы линейных складок. Вдоль разломов, ограничивающих Мангышлакский желоб, в интенсивную позднетриасовую складчатость вовлечены не только породы, выполняющие желоб, но и доверхнепалеозойские образования Карабаурско-Айбугирского выступа (Гарецкий, Колесников и др., 1965). Здесь возникло складчато-глыбовое горное сооружение. Верхнепалеозойско-нижнетриасовые отложения Северного и Южного Устюрта и Южного Мангышлака дислоцированы значительно слабее. После позднетриасовой складчатости эти области широких позднепалеозойско-триасовых депрессий оказались наиболее прогнутыми. Одновременно со складчатостью и поднятием конец триасового и начало юрского периодов характеризовались денудацией возникших горных сооружений.

История формирования той части осадочного чехла Прикаспийской впадины, которая по времени накопления отвечает периоду геосинклинального развития Урала, нам известна только с карбона, притом лишь для ее окраинных частей. Однако имеющиеся данные сейсморазведки позволяют утверждать, что в центральных районах Прикаспийской впадины мощность подсолевых отложений осадочного чехла значительна и определяется несколькими километрами — в Прикаспийской низменности она, судя по разности между глубинами залегания фундамента и подсолевого ложа, на значительной площади превышает 6 *км* (Неволин, 1965). При этом необходимо учитывать, что в Прикаспийской низменности в области развития эпикарельского фундамента в составе осадочного чехла принимают участие не только отложения палеозоя, но и рифея, по времени накопления синхронные геосинклинальным формациям доуралид.

По аналогии со смежными районами Восточно-Европейской платформы можно допустить, что в западной, большей по площади части Прикаспийской впадины отложения рифея составляют первый структурный этаж осадочного чехла. Они, вероятно, залегают с резким угловым несогласием на породах фундамента, заполняют опущенные по разломам блоки, выравнивая поверхность начинающей формироваться впадины.

Второй структурный этаж осадочного чехла Прикаспийской впадины образован отложениями от девона, по-видимому, среднего до самых верхов триаса и даже низов юры. Наиболее древними, достоверно известными его отложениями являются породы карбона, вскрытые скважинами на южной и восточной окраинах Прикаспийской впадины. Резко дифференцированным движениям, имевшим место в конце герцинского этапа на юго-востоке Европы, предшествовало тектоническое выравнивание. С середины каменноугольного периода здесь, как и на всей Восточно-Европейской платформе, начала накапливаться

http://jurassic.ru/

морская карбонатная формация, сменившая во времени терригенные формации нижнего карбона.

Начиная с перми произошло резкое погружение Прикаспийской впадины, в какой-то мере компенсировавшее воздымание уралид. Этот этап ее развития характеризовался накоплением орогенных формаций (в понимании Н. П. Хераскова, 1963). Установлено, что к северу от Прикаспийской впадины сероцветная моласса (ассельский, сакмарский и артинский ярусы) Бельской ванны Предуральского краевого прогиба по направлению на запад, к его платформенному борту, замещается глубоководной глинисто-карбонатной формацией зоны некомпенсированного прогибания. Глинисто-карбонатная формация в полосе флексурообразного уступа, определяющего западное ограничение прогиба, в свою очередь сменяется формацией барьерных рифов (Пущаровский, 1959). Отмеченная смена формации по простиранию свидетельствует о резком геоморфологическом расчленении Предуральского краевого прогиба и наличии на его внешнем, платформенном крыле в сакмаро-артинское время депрессии морского дна с глубинами порядка 1000 *м* (рифовым образованиям мощностью до 1000 *м* в глубоководной части внешнего крыла прогиба соответствует маломощная пачка битуминозных мергелей). Позже, уже в кунгурское время, эта депрессия была выполнена соленосной формацией.

К сожалению, сведениями о характере разреза подсолевых отложений нижней перми и их формационном составе во внутренних районах Прикаспийской впадины мы пока не располагаем. В свое время А. Л. Яншин и Р. Г. Гарецкий (1960) высказали предположение, что прогибание Прикаспийской впадины до кунгурского времени также не компенсировалось седиментацией, и образовавшийся рельеф был нивелирован накоплением мощной толщи галогенных образований. Несколько позднее М. М. Грачевский (1961) допускал существование вдоль северного и западного бортов впадины барьерного рифа и, соответственно, сакмаро-артинской формации барьерных рифов. Совсем недавно в зоне Волгоградского бортового уступа на Сарпинско-Тингутинской площади были обнаружены рифовые фации. Здесь на запад от р. Волги, в 60 *км* к югу от Волгограда, и далеко за пределами территории Казахстана скважиной под толщей каменной соли (мощность 520 *м*) вскрыты преимущественно карбонатные рифогенные отложения нижней перми (850 *м*). При этом филипповский горизонт здесь представлен органогенно-детритовыми известняками (173 *м*), тогда как к западу от Волгоградского уступа он сложен карбонатно-сульфатными отложениями, мощность которых в 5—6 раз меньше. Артинский ярус образован также органогенно-детритовыми известняками (270 *м*), причем к западу от Волгоградского уступа они замещаются ангидритами, мощность которых уменьшается в десять раз. Сакмарский ярус — стерлитамакский и тастубский горизонты (свыше 510 *м*) — представлен известняками, вверху доломитовыми, внизу органогенно-детритовыми с фауной фузулинид (псевдофузулин), типичных для сакмарских отложений Приуралья (Урусов, 1965).

Расположение Тингутинского рифа на границе мелкого и глубокого моря показывает, что он, возможно, входит в состав барьерного рифа, окаймлявшего с запада и севера нескомпенсированную раннепермскую сакмаро-артинскую Прикаспийскую впадину. На восточной и южной окраинах последней и, возможно, на большей части современного Подуральского плато в сакмаро-артинское время накапливалась платформенная сероцветная терригенно-карбонатная формация, связанная воедино с подстилающей карбонатной каменноугольной формацией.

http://jurassic.ru/

В кунгурское время в Предуральском краевом прогибе, в Актюбинской полосе Южного периклинального прогиба Уральской складчатой системы (в Актюбинском Приуралье) и в Прикаспийской впадине накапливалась соленосная формация. Начало ее образования достоверно устанавливается только в Предуральском краевом прогибе и в Актюбинском Приуралье, где оно приходится на рубеж артинского и кунгурского веков. Сероцветную молассу и соленосную формацию здесь разделяет эрозионное несогласие. На восточной окраине Прикаспийской впадины, в районе слияния рек Темира и Эмбы и севернее, до широты ст. Кандагач, соленосная формация кунгура залегает резко несогласно на разновозрастных подстилающих отложениях. Так, близ краевого шва Восточно-Европейской платформы в районе соляного купола Жилансаид она трансгрессивно перекрывает терригенные и карбонатные отложения нижнего и несколько южнее, в районе поднятия Алибекмола, нижней части верхнего карбона. В более удаленном на запад от краевого шва Жанажольском поднятии подсолевыми являются терригенные отложения ассельского яруса, а еще западнее, в районе соляного купола Шенгельший, осадки нижней части сакмарского яруса. Таким образом, на восточной окраине Прикаспийской впадины соленосная формация залегает трансгрессивно, а по мере движения на восток срезает все более древние подсолевые горизонты — до нижнего карбона включительно (Авров, Булекбаев и др., 1965).

В западном направлении стратиграфический диапазон несогласия между соленосной и подстилающей ее терригенно-карбонатной формацией последовательно уменьшается, и, возможно, во внутренних районах Прикаспийской впадины, накопление соленосной формации происходило более длительный период, а началось раньше кунгурского века, но еще в раннепермское время. Приняв это предположение, придется признать, что граница между соленосной формацией и подсолевыми слоями является скользящей и от восточной окраины Прикаспийской впадины, сопряженной с уралидами, к ее внутренним районам понижается.

В настоящее время первичное залегание отложений соленосной формации нарушено соляной тектоникой и определение ее первичной мощности затруднено. Однако имеющиеся геологические и геофизические данные показывают, что в период ее накопления наиболее погруженные участки Прикаспийской впадины располагались в областях современных максимальных глубин залегания подсолевого ложа (Журавлев, 1960 а, Волчегурский, Журавлев, 1965). Расчеты показывают, что если на южной окраине Прикаспийской впадины первоначальная мощность соленосных толщ не превышала 1 *км,* то в ее внутренних районах, в частности, в районах, тяготеющих к дельтовой части р. Уил, а также лежащих к северу от пос. Калмыково, она достигала 3,9—4,3 *км* (Айзенштадт, Герштейн, 1963; Волчегурский, Журавлев, 1965). Соответственно с изменением мощности соленосной формации, но более резко изменялся ее состав: окраинные сульфатные и сульфатно-соляные фации в глубь впадины замещались чисто соляными (Косыгин, 1950; Журавлев, 1960а).

Рассматривая процессы формирования мощных соляных толщ, А. Л. Яншин пришел к выводу, что их мощности «лишь в незначительной степени отвечают конседиментационному прогибанию, а в основном отражают глубину бассейна, существовавшую к началу соленакопления» (1961б, стр. 10). Основываясь на чисто эмпирических данных, он считал, что максимальные мощности соляных толщ одного цикла накопления почти никогда не превышают 1000 *м.* Если это так, то для накопления соленосной толщи мощностью порядка 4 *км* необходимо

http://jurassic.ru/

было по меньшей мере четыре цикла соленакопления (Волчегурский, Журавлев, 1965).

Позднепермская и раннетриасовая эпохи характеризовались поднятием уралид и их интенсивной эрозией и соответствующим прогибанием Прикаспийской впадины, заполнявшейся красноцветной терригенной формацией. Нижняя возрастная граница этой формации также непостоянна: если в Предуральском краевом прогибе и в Актюбинском Приуралье она отвечает границе между кунгурским и уфимским ярусами, то в Прикаспийской впадине она может подниматься выше, причем уфимский и казанский ярусы в ее восточных районах могут быть представлены соленосными фациями.

Таким образом, нижняя и верхняя возрастные границы соленосной формации являются скользящими, причем направленность смещения их различна. Образование терригенных орогенных формаций и их аналогов — подстилающей сероцветной и перекрывающей красноцветной — началось раньше в регионах, непосредственно примыкавших к орогену.

В Предуральском краевом прогибе и Актюбинском Приуралье верхняя возрастная граница орогенной красноцветной формации фиксируется трансгрессивным залеганием пестроцветных отложений верхнего триаса на собранных в складки красноцветных отложений верхней перми и нижнего триаса. Между тем на простирании структур Актюбинского Приуралья, но уже на восточной окраине Прикаспийской впадины, в районе слияния рек Темира и Эмбы, красноцветные отложения нижнего триаса, залегающие полого, по периферии соляных куполов и в межкупольных депрессиях трансгрессивно срезают красноцветные отложения верхней перми. Однако во внутренних районах Прикаспийской впадины, как и в Актюбинском Приуралье, отложения верхней перми и нижнего триаса составляют единый комплекс — красноцветную терригенную формацию, весьма близкую по составу к красноцветной молассе Актюбинского Приуралья. Мощность этой формации значительна и в центральных районах Прикаспийской впадины достигает 4—5 *км*; например, в Аралсорской сверхглубокой скважине мощность только ветлужской серии нижнего триаса равна 1775 *м*. По-видимому, уже на первых этапах ее накопления на распределение мощностей и фаций ее отложений оказала влияние соляная тектоника.

Данные бурения и геофизических исследований по восточной окраине Прикаспийской впадины свидетельствуют, что пластическое перераспределение соленосных толщ происходило уже в начале поздней перми, причем более западные структуры, созданные соляной тектоникой, имеют, как правило, более раннее заложение. Процесс пластического перераспределения соленосных толщ, по-видимому, начался неодновременно в разных частях внутренних районов Прикаспийской впадины, но постепенно охватил всю ее территорию. Он привел к изменению первоначальной мощности соленосных отложений, которая в межкупольных депрессиях последовательно уменьшалась, а в соляных массивах куполов соответственно возрастала.

Если до начала пластического перераспределения соленосных толщ распределение фаций и мощностей отложений осадочного чехла Прикаспийской впадины определялось конседиментационной тектоникой регионального плана, то с появлением первых структур, созданных соляной тектоникой, на нее наложились явления локальной конседиментационной тектоники (Журавлев, 1967).

Соотношения мощностей отдельных частей разреза надсолевых отложений Прикаспийской впадины показывают, что в относительно короткий позднепермско-триасовый интервал геологического времени, охватывающий всего лишь четвертую часть общего времени формиро-

http://jurassic.ru/

вания надсолевых отложений, накопилось свыше половины их общей мощности. Именно поэтому позднепермско-триасовое время является главным этапом формирования соляных массивов куполов Прикаспийской впадины (Журавлев, 1960а, 1963, 1966).

В центральных районах Прикаспийской впадины, в пределах современной Прикаспийской низменности, красноцветная моласса верхней перми и нижнего триаса вверх по разрезу сменяется морской сероцветной глинисто-карбонатной субформацией раннего и, возможно, среднего триаса и пестроцветной терригенной субформацией верхнего триаса.

Здесь же в течение позднего триаса и лейаса шло накопление континентальной сероцветной терригенной формации: аралсорской свиты верхнего триаса — нижней юры (Шаля, 1965). Она образована мощной (до 900 *м*) толщей сероцветных аргиллитоподобных глин, аргиллитов, песчаников и алевролитов. На северо-западе Прикаспийской низменности она пока не обнаружена, а в пределах Подуральского плато известна только на его западной окраине в разрезе Хобдинской опорной скважины.

Гомологом сероцветной терригенной формации является чушкакульская серия (верхний триас — лейас) платформенного чехла периферии Мугоджар и Северного Устюрта (Гарецкий, 1959, 1962). Серия представлена континентальной сероцветной терригенно-аргиллитовой формацией, залегающей в основании платформенного чехла Туранской плиты. Она начала накапливаться в конце норийского и в рэтский века в наиболее прогнутых крупных верхнепалеозойско-триасовых депрессиях, т. е. в это время произошло заложение структурного плана платформенного чехла с образованием крупных прогибов (Северо-Устюртского, Южно-Мангышлакского), впадин (Барсакельмесской) и поднятий (Мангышлакского, Северо-Бузачинского и др.). Мощность чушкакульской серии в наиболее глубоких частях прогибов достигла 1,5—2,5 *км*. Эта формация образует первый структурный ярус платформенного чехла Туранской плиты. На остальных, более возвышенных участках плиты протекали интенсивные элювиальные процессы, приведшие к образованию на поверхности складчатого фундамента коры выветривания.

Континентальная сероцветная терригенная формация верхнего триаса — нижней юры (аралсорская свита) в Прикаспийской низменности и на западной окраине Подуральского плато составляет верхнюю часть того структурного подэтажа осадочного чехла, который, по-видимому, охватывает нижележащие красноцветную и соленосную формации. Между тем восточнее этот структурный подэтаж венчается красноцветной терригенной формацией, причем во внутренних районах Подуральского плато — отложениями нижнего триаса, а далее к востоку, на восточной окраине Прикаспийской впадины, — породами верхней перми.

На красноцветной терригенной формации на Подуральском плато (исключая его западную окраину) и на континентальной сероцветной формации в Прикаспийской низменности залегает сероцветная угленосная формация нижней и средней юры. В ее основании прослеживается единая базальная терригенная пачка трансгрессивного цикла осадков — песчано-галечниковая пачка или свита. Возраст ее в разных районах Прикаспийской впадины неодинаков. На востоке Подуральского плато она относится к лейасу. На западной окраине плато пачка в основном отвечает аалену, и только самая нижняя часть ее может соответствовать лейасу, а самая верхняя — самым низам байоса. На Южной Эмбе эта пачка отвечает аалену, а в Прикаспийской низменности отча-

http://jurassic.ru/

сти к аалену, но в основном относится к нижнему байосу. Таким образом, нижняя граница юрской сероцветной угленосной формации Прикаспийской впадины является изохронной, причем подстилается эта формация разновозрастными отложениями: на востоке Подуральского плато — красноцветами нижнего триаса, на западной окраине Подуральского плато и в Прикаспийской низменности — сероцветами верхнего триаса и нижней юры. Соответственно в Прикаспийской впадине раздел между сероцветными терригенной и угленосной формациями проходит внутри отложений лейаса.

Для юрской сероцветной угленосной формации нижней и средней юры в целом характерно чередование песчано-алевритовых и глинистых пачек, отражающее направленную цикличность в осадконакоплении. При этом в пределах Прикаспийской низменности среднеюрские отложения представлены морскими, а на Южной Эмбе и на Подуральском плато — субконтинентальными фациями, для которых весьма характерно наличие автохтонных пластов бурых углей. Однако отдельные прослои пород в их составе имеют прибрежноморское происхождение и содержат остатки фауны, которые известны не только на Южной Эмбе, но и в разрезах Подуральского плато (Кинжалы, Шубаркудук) и даже Актюбинского Приуралья (Шибаевское и Яйсанское буроугольные месторождения). По-видимому, временами воды среднеюрского моря из района Прикаспийской низменности проникали очень далеко на восток.

Аналогичная сероцветная угленосная формация средней и частично верхней юры развита и в пределах Туранской плиты. Если на Мангышлаке и Устюрте она охватывает только отложения средней юры, то на периферии Мугоджар она включает и низы верхнеюрских пород, т. е. ее верхняя граница является скользящей. Со среднеюрской эпохи в прогибание была вовлечена почти вся территория Мангышлака, Устюрта и южной части периферии Мугоджар. Только массив Мугоджар и его ближайшая периферия, а также отдельные наиболее приподнятые участки Карабаурского и Айбугирского поднятий оставались областями денудации. На всей территории отлагались преимущественно континентальные угленосные осадки. Лишь в конце байосского века в западные районы Мангышлака проникли первые языки кратковременных трансгрессий, следы которых сохранились в виде прослоев с ископаемой морской фауной. В батский век море чаще заходило на территорию Мангышлака и все дальше проникало на восток. Наибольшие мощности юрской сероцветной угленосной формации приурочены к ранее заложившимся прогибам, наименьшие — к поднятиям. В центральных участках прогибов среднеюрские отложения, видимо, легли согласно на породы верхнего триаса — лейаса, а по их периферии между отложениями средней юры и верхнего триаса — лейаса возникло несогласие. На еще более приподнятых участках плиты, уже за пределами распространения отложений верхнего триаса — лейаса, юрская угленосная формация ложится на породы фундамента. С этой формацией на территории Туранской плиты начинается второй структурный ярус платформенного чехла, охватывающий отложения от средней юры до нижнего миоцена включительно.

Отложения сероцветной угленосной формации нижней и средней юры начинают мезозойско-палеогеновый структурный этаж осадочного чехла Прикаспийской впадины. В составе последнего помимо упомянутой угленосной формации выделяются сероцветная терригенно-карбонатная формация верхней юры, сероцветная терригенная формация нижнего мела — нижнего сеномана, карбонатная формация верхнего мела, сероцветная терригенная морская формация нижнего и среднего

http://jurassic.ru/

палеогена, сероцветная терригенная континентальная формация среднего и верхнего палеогена.

Сероцветная терригенно-карбонатная формация верхней юры представлена исключительно морскими образованиями. Она отчетливо разделяется на нижнюю терригенную и верхнюю терригенно-карбонатную субформации, причем нижняя соответствует келловейскому, оксфордскому и кимериджскому ярусам, а верхняя — волжскому ярусу. При этом в течение всего позднеюрского времени территория Подуральского плато, особенно его восточные районы, являлась областью накопления мелководных и маломощных осадков прибрежной зоны моря. Напротив, на Южной Эмбе и особенно в пределах Прикаспийской низменности осадки этой формации отличаются большей глинистостью, известковистостью и, несомненно, отлагались в более глубоководных условиях, в удалении от береговой линии, хотя также являются образованиями мелководного морского бассейна.

Для верхней терригенно-карбонатной субформации характерно появление своеобразной фации горючих сланцев в составе отложений зоны *Dorsoplanites panderi* и преимущественно карбонатный состав отложений зоны *Virgatites virgatus,* представленных почти повсеместно мергелями, известняками и известковистыми глинами. Горючие сланцы являются органогенными осадками морских водоемов — типичными сапропелитовыми образованиями. В западных и центральных районах Прикаспийской низменности, где развиты относительно более глубоководные отложения зоны *Dorsoplanites panderi* (известковистые глины с прослоями мергелей и известняков), прослои горючих сланцев отсутствуют. Они появляются на севере Прикаспийской низменности и на южных отрогах Общего Сырта, на Южной Эмбе и в северной части Подуральского плато, где отложения упомянутой зоны становятся более глинистыми. В целом же для отложений всех ярусов, составляющих рассматриваемую формацию, намечается общая закономерность, выражающаяся в постепенном переходе от больших мощностей и морских фаций на западе и юге Прикаспийской впадины к малым мощностям и мелководным, прибрежным фациям на востоке и северо-востоке впадины, особенно на территориях, тяготеющих к Актюбинскому Приуралью.

Вышележащая сероцветная терригенная формация нижнего мела — нижнего сеномана более пестра по фациальному облику. В Прикаспийской низменности она представлена исключительно морскими отложениями, которые на Подуральском плато местами замещаются континентальными образованиями (отложения альба). В ее составе различается нижняя, преимущественно глинистая (до низов альба включительно) и верхняя, преимущественно песчаная (альб — нижний сеноман) субформации. При этом в составе нижней, глинистой, субформации на западе южной части Подуральского плато и на Южной Эмбе обособляется своеобразная фация пестроцветных глин баррема.

Весьма характерной для этой формации является также фация черных глин апта, которая, напротив, сохраняет свои основные литологические особенности независимо от условий накопления осадков. Даже в зоне их непосредственного прислонения к палеозойским возвышенностям южных отрогов Урала отложения апта, хотя и содержат линзы грубых галечников, но представлены все теми же глинами.

За исключением этих глин ниже- и вышележащие отложения сероцветной терригенной формации нижнего мела — нижнего сеномана по направлению на восток и северо-восток фациально изменяются. Морские фации замещаются мелководными, прибрежными и даже континентальными (последние для позднеюрской сероцветной формации не

http://jurassic.ru/

известны). Наиболее четко и резко смена фаций проявляется в отложениях альба: если в Прикаспийской низменности они нацело представлены морскими осадками, то на востоке Подуральского плато только самые низы альба являются морскими.

Смена сеноманского века туронским явилась поворотным моментом в образовании верхнемеловых отложений как Прикаспийской впадины, так и большей части сопредельных с ней площадей. В пределах впадины уже в туроне начала накапливаться морская карбонатная формация верхнего мела, в нижней части и в крайних восточных разрезах обогащенная терригенным материалом. С туронской трансгрессией связан интенсивный размыв более древних, меловых, отложений на всей площади Прикаспийской впадины. Менее интенсивными были проявившиеся в основном в восточной части Прикаспийской впадины сантонская, кампанская и маастрихтская трансгрессии. Соответственно, в начале турона на большей части Прикаспийской впадины, а также в раннесантонское, раннекампанское и раннемаастрихтское время по ее восточной окраине создавались благоприятные условия для накопления фосфоритов. Состав отложений этой формации становится более карбонатным в верхних ее горизонтах, а в западной части Прикаспийской впадины, в Прикаспийской низменности, карбонатные породы слагают весь разрез формации.

В течение туронского, сенонского и датского времени, как и в раннем мелу — раннем сеномане, основные источники сноса располагались на южной оконечности Урала. Об этом свидетельствует присутствие там в основном плохо отсортированных терригенных осадков, которые уже на небольшом расстоянии обогащаются пелитами, а затем сменяются карбонатными осадками. Характерно, что со временем поступление терригенного материала с Урала уменьшалось. В позднем маастрихте наступила фаза обмеления и регрессии позднемелового моря, которая наиболее ощутимо проявилась в датском веке. Отложения датского яруса к югу от низовьев р. Эмбы представлены уже красноцветными карбонатными фациями.

Сероцветная терригенная морская формация палеогена по сравнению с карбонатной формацией верхнего мела является еще более однородной. В основном она сложена зеленовато-серыми глинами, в разной степени опоковидными, алевритистыми и карбонатными, с прослоями опок, алевритов, песков, мергелей, изредка известняков. Только к югу от низовьев р. Эмбы в самых низах ее разреза встречаются прослои красноцветных глин. Верхняя граница этой формации также является скользящей. Если в Прикаспийской низменности верхняя часть формации относится к олигоцену, то на Подуральском плато в его юго-восточных районах — к верхнему олигоцену, в истоках р. Сагиз — почти ко всему нижнему олигоцену, а в северной части плато даже верхи верхнего эоцена представлены континентальными отложениями — кварцевыми песками с включениями галечников, с прослоями кварцитовидных песчаников и местами глин, иногда угленосных. Эти отложения, локально развитые на востоке Прикаспийской впадины и составляющие сероцветную терригенную континентальную формацию среднего и верхнего палеогена, венчают мезозойско-палеогеновый структурный этаж Прикаспийской впадины.

На Туранской плите формирование платформенного чехла с последовательным перекрытием все новых и новых участков фундамента продолжалось в позднеюрское, меловое, палеогеновое и раннемиоценовое время. Отложения, отвечающие этому периоду, вместе со среднеюрскими осадками образуют второй структурный этаж. Морские трансгрессии на территорию Туранской плиты проникали с запада и северо-

http://jurassic.ru/

запада, со стороны Мангышлака и Прикаспийской впадины. В келловее море вначале достигло восточного окончания Каратауской мегантиклинали, затем проникло еще далее на восток и в оксфорде захватило весь Мангышлак. На границе оксфорда и кимериджа произошло довольно резкое воздымание Мангышлака и денудация ранее отложившихся осадков. Денудационный срез на поднятиях достигал местами 400—500 *м* (Шлезингер, 1965). С кимериджского времени Мангышлак вновь подвергся длительному опусканию, а морские условия распространились еще далее на восток. Терригенно-карбонатные отложения кимериджа — титона уже отлагались на Северном Устюрте и полуострове Куланды.

Таким образом, на Мангышлаке в келловей-оксфорде сформировалась морская карбонатно-терригенная формация, а на Устюрте — континентальная пестроцветная. Выше этих отложений залегает морская терригенно-карбонатная формация, которая на Мангышлаке по времени образования охватывает кимеридж — готерив. На Устюрте и южной части периферии Мугоджар ее верхняя граница в большинстве случаев не поднимается выше верхней юры. Эта граница (а на Мангышлаке кровля оксфорда) является границей двух структурных подэтажей, на которые можно разделить среднеюрско-нижнемиоценовый структурный этаж. С этой границей совпадает эпоха отдельных кратковременных поднятий обширных территорий запада Туранской плиты. Нижнемеловые отложения на периферии Мугоджар и востоке Устюрта начинаются с континентальной пестроцветной терригенной формации, которая здесь охватывает валанжин, готерив и баррем, а на запад, к Мангышлаку, постепенно сокращается до объема одного барремского яруса.

В дальнейшем наступление морской трансгрессии также происходило с запада на восток. В апте, альбе и сеномане на Мангышлаке и Устюрте накапливалась морская сероцветная терригенная формация, которая на периферии Мугоджар сменялась континентальной терригенной. Выше залегает верхнемеловая карбонатная формация, нижняя граница которой по направлению с юга на север и с запада на восток стратиграфически постепенно поднимается: от подошвы верхнего турона на Мангышлаке до подошвы маастрихта на северо-востоке периферии Мугоджар.

Анализ распределения мощностей и фациального состава отложений как всей меловой системы в целом, так и составляющих ее отдельных стратиграфических подразделений показывает, что в этот отрезок времени развитие основных структурных элементов шло менее дифференцированно, чем в юрский период. Так, например, в меловой период не проявлялась такая крупная структура, как Каратауская мегантиклиналь на Мангышлаке, Шошкакольская мегантиклиналь вырисовывалась в это время в виде слабо выраженного структурного носа и т. д.

Общий подъем территории наметился на границе мела и палеогена, а затем наступило время палеогеновой трансгрессии, которая продвигалась также с запада на восток.

В верхней части второго структурного этажа на Мангышлаке и Устюрте можно выделить две основные формации — терригенно-карбонатную (палеоцен и эоцен) и майкопскую (олигоцен и нижний миоцен), которые на периферии Мугоджар расклиниваются другими формациями. Терригенно-карбонатная формация уже включает только палеоценовые и нижнеэоценовые отложения, а выше них расположена терригенно-опоковидная формация (средний — верхний эоцен). К майкопской формации принадлежат здесь лишь нижнеолигоценовые отло-

http://jurassic.ru/

жения чеганской свиты, а выше она сменяется терригенно-угленосной и железорудной формацией среднего — верхнего олигоцена и карбонатно-терригенной формацией аральской свиты (нижний миоцен).

Во время накопления пород второго (среднеюрско-нижнемиоценового) структурного этажа Туранской плиты происходило дальнейшее развитие наметившихся основных структурных элементов и их последовательная дифференциация.

Верхний структурный этаж осадочного чехла Прикаспийской впадины образован неоген-четвертичными отложениями. Нижняя его граница скользящая. Наиболее древними породами этого структурного этажа являются морские отложения среднего миоцена (чокракский горизонт), которые пока обнаружены только в двух компенсационных мульдах и представлены либо красноцветными, либо светло-зелеными глинами с прослоями песков. Несколько шире распространены морские отложения среднего сармата, образованные пестроокрашенными глинами, светлыми песками и песчаниками, а также известняками и ракушечниками. Останцы пород среднего сармата известны на западной окраине Подуральского плато и прослеживаются на север до широты г. Уил. По-видимому, как отложения чокракского горизонта, так и осадки среднего сармата фиксируют положение мелководных заливов моря, проникавших сюда с территории Туранской плиты. Континентальными аналогами этих морских отложений являются распространенные весьма ограниченно (восточная и северная части Подуральского плато, северная часть Прикаспийской низменности и южные отроги Общего Сырта) красноцветные глины, местами чередующиеся с песками.

Несравненно более широко развиты морские осадки верхнего плиоцена — акчагыла и апшерона, а также морские отложения древнего Каспия. В период их формирования на западе Прикаспийской впадины обособилась крупная наложенная синеклиза, контуры которой отвечают очертаниям площади распространения отложений верхнего плиоцена, составляющих морскую сероцветную терригенную формацию. Именно со времени ее накопления начали определяться основные черты современного рельефа Прикаспийской впадины.

Рассматривая геологические события, произошедшие в течение синхронного отрезка геологического времени на территории Туранской плиты, необходимо отметить, что на границе раннего и среднего миоцена вся ее западная часть испытала общее, но дифференцированное по размаху воздымание, которое привело к денудации и значительному срезу накопившихся ранее отложений. В районе Каратауской мегантиклинали амплитуда среза, видимо, превышала даже 1000 *м*. В пределах же прогибов ее величина была значительно меньшей и измерялась первыми десятками метров. В это время сформировались все основные структурные элементы запада Туранской плиты.

В среднем миоцене началось новое неравномерное погружение, охватившее весь Мангышлак, Устюрт и южную часть периферии Мугоджар и продолжавшееся до раннего плиоцена включительно. В это время сформировались морские карбонатно-терригенные и карбонатные формации, характеризующиеся небольшой мощностью и значительным распространением по площади. Они образуют третий, среднемиоцен-нижнеплиоценовый, структурный этаж платформенного чехла Туранской плиты. Анализ мощностей этих отложений показывает, что все структурные элементы более ранних этапов развития находят в них свое отражение, но в значительно более сглаженном виде.

http://jurassic.ru/

С конца раннего — начала среднего плиоцена запад Туранской плиты испытал региональный подъем и превратился в приподнятую равнину. Низкий уровень среднеплиоценового бассейна в районе Южного Каспия вызвал интенсивное эрозионное расчленение территории Западного Казахстана. Одновременно с общим подъемом территории начали формироваться основные черты современного рельефа.

В позднеплиоценовое и четвертичное время выработанный в среднем плиоцене рельеф был частично нивелирован морскими и континентальными терригенными осадками, мощность которых обычно не выходит за пределы первых сотен метров. Эти отложения образуют четвертый, верхнеплиоцен-четвертичный, структурный этаж чехла Туранской плиты. Отложения этого структурного этажа практически не дислоцированы.

http://jurassic.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Абдулин А. А. Стратиграфия и корреляция метаморфических толщ Мугоджар и Южного Урала. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 3, 1968.

Абдулин А. А., Заравняева В. К., Кориневский В. Г. Новые данные по стратиграфии зеленокаменной вулканогенной зоны Южных Мугоджар. В сб. «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар», изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1963.

Абдулин А. А., Касымов М. А. Новые данные по стратиграфии метаморфических толщ Южных Мугоджар. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 3, 1967.

Абдулин А. А., Касымов М. А., Матвиенко В. Н. Некоторые критерии определения глубины эрозионного среза в Мугоджарах. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. 3, Алма-Ата, 1966.

Абдулин А. А., Кулубеков Э. А. О новых рудопроявлениях меди в зеленокаменной зоне Южных Мугоджар. В сб. «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар», изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1963.

Авров В. П., Гончаренко Б. Д., Журавлев В. С., Свиточ А. А. Применение сейсморазведки для изучения новейшей тектоники междуречья Урала и Волги. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 6, 1965.

Авров П. Я. Тектоника и перспективы нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья. Изв. АН КазССР, геол., вып. I (26), 1957.

Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г. и др. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраины Прикаспийской впадины по подсолевым отложениям. «Геотектоника», 1965, № 1.

Авров П. Я., Буялов Н. И., Давидович Я. Л. и др. Геологическое строение Эмбенской области и ее нефтяные месторождения. ОНТИ, М.-Л, 1935.

Авров П. Я., Космачева Л. Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Актюбинского Приуралья и Западного Примугоджарья. Изд-во АН КазССР, Алма-Ама, 1963.

Айзенштадт Г. Е.-А. К вопросу о нахождении соляных карнизов на Эмбенских куполах. Тр. ВНИГРИ, сб. 3, 1955.

Айзенштадт Г. Е.-А. Восточная часть Прикаспийской впадины. Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения). Тр. ВНИГРИ, вып. 96, 1956.

Айзенштадт Г. Е-А. К истории тектонического развития Прикаспийской впадины. Тр. ВНИГРИ, вып. 126, 1958.

Айзенштадт Г. Е.-А. О структурной зональности солянокупольной области Северного Прикаспия. «Геология нефти и газа», 1959, № 8.

Айзенштадт Г. Е.-А. Типы соляных куполов и нефтяных залежей Прикаспийской впадины. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. Нижне-Волж. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2. Саратов, 1964.

Айзенштадт Г. Е.-А., Антонов К. В. Формирование соляных куполов и залежей нефти Южной Эмбы. Тр. ВНИГРИ, вып. 207, 1963.

Айзенштадт Г. Е.-А., Герштейн Э. И. О первоначальной мощности кунгурского соленосного комплекса Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, т. 151, № 5, 1963.

Айзенштадт Г. Е.-А., Неволин Н. В., Эвентов Я. С. Геологическое строение Прикаспийской впадины и ее нефтегазоносность. В кн. «Геология нефти» (Междун. геол. конгресс, XXII сессия, докл. сов. геол., пробл. 1). Изд-во АН СССР, 1964.

Акрамходжаев А. М., Авазходжаев Х. Х., Валиев А. А., Айходжаев С. С. и др. Особенности геологического строения, структурно-тектонические, фациально-литологические, геохимические и химико-битуминологические предпосылки нефтегазоносности мезозойских отложений Устюрта, кн. 1. Изд-во АН УзбССР. Ташкент, 1967.

Акрамходжаев А. М., Федотов Ю. А., Минакова Н. Е., Ибрагимов З. С., Жукова Е. А. Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакин. Изд-во АН УзбССР. Ташкент, 1962.

http://jurassic.ru/

Алексеев В. С., Фокин А. С., Исаенко В. Н., Епифанов М. И. Геоморфология и гидрогеология северо-западной части Центрального Устюрта. Тр. треста «Союзбургаз», вып. 5. Изд-во «Недра», 1965.

Алексейчик С. Н. Геологическое строение и нефтеносность полуострова Мангышлак. Тр. НГРИ, нов. сер., вып. 16, 1941.

Алиев Т. У., Арабаджи М. С., Васильев Ю. М., Мильничук В. С., Пилипенко Ю. И., Сафонов Е. И., Чарыгин М. М. Новые данные по геологии и газоносности Шахпахтинского поднятия на Устюрте. «Геология нефти и газа», 1966, № 5.

Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. Госгеолтехиздат, 1960.

Андрусов Н. И. Краткий геологический очерк п-ова Тюбкарагана и Горного Мангышлака. Тр. Комисс. Моск. с.-х. ин-та по исследов. фосфоритов, сер. 1, т. III, 1911.

Андрусов Н. И. Материалы для геологии Закаспийской области, ч. II, Мангышлак (часть описательная). Тр. Арало-Каспийской экспед., вып. VIII, прилож. к тр. Петград. об-ва естествоиспытателей, т. XXVII, 1915.

Арабаджи М. С., Васильев Ю. М., Мильничук В. С. Новые данные о рельефе складчатого основания Устюрта в связи с перспективами его нефтегазоносности. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1963, № 2.

Арабаджи М. С., Васильев Ю. М., Мильничук В. С., Чарыгин М. М. О продолжении Предуральского передового прогиба в пределах Прикаспийской впадины. «Советская геология», 1965, № 7.

Аристархова Л. Б. О значении геоморфологического метода для геологического картирования в Урало-Эмбенской солянокупольной области. Учен. зап. МГУ, вып. 182, 1956.

Аристархова Л. Б. Корреляция континентальных четвертичных отложений северо-восточного Прикаспия с отложениями каспийских трансгрессий. «Советская геология», 1962, № 11.

Аристархова Л. Б. Геоморфологическое картирование и другие геоморфологические методы изучения рельефа восточного Прикаспия для целей неотектонического анализа. Тр. ВНИГНИ, вып. 54, геоморф. методы при нефтегазопоиск. работах, 1966а.

Аристархова Л. Б. Геоморфологические критерии классификации структур, обусловленных соляной тектоникой. Вест. МГУ, сер. геогр., сб. 5, 1966б.

Аристархова Л. Б., Белкин О. А., Кузьмин Ю. Я., Магретова М. Д. Стратиграфия и условия формирования четвертичных отложений восточной части Прикаспийской низменности. В сб. «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. II, изд-во АН СССР, 1961.

Аристархова Л. Б., Кузьмин Ю. Я. Новейшая тектоника восточной части Прикаспийской впадины. В сб. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры», изд-во «Недра», 1967.

Архангельский А. Д. Обзор геологического строения России, т. 1. Юго-восток Европейской России и прилегающие части Азии, вып. 1. Геолком, 1922.

Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. 1. Госиздат, 1923.

Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Европейская и Среднеазиатская части. Гос. науч.-техн. геол.-разв. изд-во, 1932.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1, изд. 3-е. Гостоптехиздат, 1941.

Архангельский А. Д., Михайлов А. А. и др. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР. Изв. АН СССР, сер., геол., № 4, 1937.

Архангельский А. Д., Федынский В. В. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1936.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, 11, вып. 4, 1933.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. Краткий очерк геологической структуры СССР. Изд-во АН СССР, 1937.

Астафьева Л. Ф. Структурно-геологические особенности миоценового покрова и их отражения в рельефе увала Карабаур (Центральный Устюрт). Тр. СГПК, вып. 2. Геол. и перспект. нефтегазон. некоторых районов СССР. Гостоптехиздат, 1961.

Астафьева Л. Ф. Геологическое строение, водные ресурсы и нефтегазоносность центральной части увала Карабаур (Устюрт). Тр. треста «Союзбургаз», вып. 4, 1964.

Ахмеджанов М. А., Борисов А. М., Курбаниязов К. Тектоника и возможная нефтегазоносность палеозойского фундамента Устюрта и Приаралья. Вест. Каракалпакского фил. АН УзбССР, № 3, 1963.

Байларова М. К., Туремуратов Ж. С. Геологическое строение территории к юго-востоку от месторождения Узень по сейсмическим данным. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 4, 1964.

http://jurassic.ru/

Бачин А. П. Строение Кемпирсайского ультрабазитового массива и перспективы поисков хромитов в свете новых геофизических данных. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. 3. Алма-Ата, 1966.

Башенина Н. В. Происхождение рельефа Южного Урала. Географиздат, 1948.

Баярунас М. В. Безотточные впадины Южного Мангышлака. Изв. РГО, т. III, 1917.

Безруков П. Л. Датский ярус Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, № 5, 1936а.

Безруков П. Л. О геологическом строении степных пространств к юго-востоку от г. Уральск. Бюлл. МОИП, нов., сер., т. 14, вып. 2, 1936б.

Безруков П. Л. Новые данные о геологическом строении северной части Урало-Эмбенской области. В сб. «Большая Эмба», изд-во АН СССР, 1937.

Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. НИИ геол. и минер., вып. 7, 1934.

Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примугоджарских степях. Тр. ВИМС, вып. 110, бокситы, т. 1, 1937.

Бейсенов Б. Б. О формировании межкупольных поднятий восточного борта Прикаспийской впадины. Вест. АН КазССР, № 10 (235), 1964.

Берг Л. С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии. Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. об-ва, т. V, Науч. результаты Аральской эксп., вып. 9, 1908.

Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза, т. II, Географиздат, 1952.

Березовская В. Л. Новые месторождения нефти Южной Эмбы. Тр. ВНИГРИ, вып. 186, геол., № 6, 1961.

Билибина Т. В. О наземном вулканизме в районе Мугоджар. В сб. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала», Тр. 1 Уральск. петрогр. совещ., т. II. Свердловск, 1963.

Блохин П. А. Гелевер Д. А. и др. Результаты геофизических работ в зоне северо-восточного обрамления Прикаспийской впадины. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. Нижне-Волжского науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2. Саратов, 1964.

Бобух В. А., Федоров Д. Л. Некоторые новые данные о геологическом строении юго-западной части бортовой зоны Прикаспийской впадины. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. Нижне-Волжского науч.-исследов. ин-та геол. и геофиз., вып. 2, 1964.

Богданов А. А. Соляные купола Нижнего Заволжья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XII (3), 1934.

Богданов А. А. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы. Воп. теоретич. и прикл. геол., сб. 4, МГРИ, 1947.

Богомолова Л. И., Гарецкий Р. Г. и др. Подсолевые отложения восточного борта Прикаспийской синеклизы (Кенкияк-Мортук-Жанажольский район). Докл. АН СССР, т. 149, № 5, 1963.

Бойцова Е. П., Мазина Е. А., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геологическое строение юго-западной части Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 5, 1955.

Борисевич Д. В. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования. Воп. геогр., сб. 36, 1954.

Борисов А. А. О методике и результатах работ по составлению региональной структурной карты Туркмении по геофизическим данным. В сб. «Прикладная геофизика», вып. 24. Гостоптехиздат, 1960.

Борисов А. А., Дикенштейн Г. Х. и др. Основные черты тектоники Каспийского моря и прилегающих районов суши. «Геология нефти и газа», 1962, № 12.

Борисов А. А., Косыгин Ю. А. Применение геофизических методов исследований при изучении тектонических структур. Методы изучения тектонических структур. Вып. 2, изд-во АН СССР, 1961.

Борисов А. А., Маловицкий Я. П. Глубинная структура дна Каспийского моря по данным региональных геофизических исследований. В сб. «Складчатые области Евразии», изд-во «Наука», 1964.

Боровский В. М., Погребинский М. А. Древняя дельта Сыр-Дарьи и Северные Кызыл-Кумы, т. 1, изд-во АН КазССР, 1958.

Бражников Г. А., Воронков А. В. и др. Тектоническое районирование Волгоградской области. Тр. Волгоград. науч.-исслед. ин-та нефт. и газ. пром., вып. 3, 1965.

Бражников Г. А., Салов Ю. А. и др. Структурный план западной окраины Прикаспийской впадины. Тр. Волгоград. науч.-исслед. ин-та нефт. и газ. пром., вып. 3, 1965.

Брицина М. П. О происхождении рельефа бэровских бугров. Сб. памяти акад. Л. С. Берга. Изд-во АН СССР, 1955.

http://jurassic.ru/

Брод И. О. К проблеме поисков погребенных структур на южной окраине Русской платформы и в Предкавказье в связи с нефтегазоносностью. Уч. зап. МГУ, вып. 108, геол., т. I, кн. 1, 1946.

Брод И. О. О структуре и перспективах нефтегазоносности южной окраины Европейской части СССР. «Советская геология», 1947, № 13.

Брод И. О., Васильев В. Г. Саратовское и Сталинградское Заволжье — объект первоочередной разведки на газ и нефть. «Новости нефтяной техники», сер. геол., 1949, № 2.

Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа, изд. 2-е. Гостоптехиздат, 1953.

Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа, изд. 3-е. Гостоптехиздат, 1957.

Буданова Н. Н., Рождественский А. П., Трифонов В. П. Проект легенды к карте новейшей тектоники Урала масштаба 1 : 1 000 000. В сб. «Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья». Изд-во Башкирск. фил. АН СССР, Уфа, № 1, 1962.

Булекбаев З. Е. Основные черты тектоники и перспективы нефтегазоносности Западного Примугоджарья. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 2, 1962.

Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Тореханов И. и др. Тектоника и газоносность Аяккумско-Устюртской зоны поднятий. «Геология нефти и газа», 1966а, № 9.

Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Царев В. Я., Шлезингер А. Е. Геологическое строение и развитие Аяккумско-Устюртской зоны поднятий. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 6, 1966б.

Бутковский Ю. М., Кожевников И. И. Солянокупольная тектоника Зауральских Сыртов. Тр. треста «Союзбургаз», вып. 4, 1964.

Бухарин А. К., Пяновская И. А., Пятков К. К. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала. Сб. научн. тр. Ташкент. политех. ин-та, вып. 4, 1964.

Быкова Н. К. Стратиграфия и фауна фораминифер палеогеновых отложений Южно-Эмбенского района. Тр. ВНИГРИ, вып. 15, 1956.

Варсанофьева В. А. К вопросу о наличии древних денудационных поверхностей или «поверхностей выравнивания» на Северном Урале. «Земледелие», нов. сер., № 2 (42), 1948.

Варсанофьева В. А. О геоморфологии горных стран на примере Северного Урала. Вопр. геогр., сб. 36, 1954.

Вартанов С. П., Корнев В. А. Новые данные о геологическом строении Северного Каспия (по результатам морских сейсмических исследований). Докл. АН СССР, т. 136, № 5, 1961.

Василенко В. К. Структура грабенов Эмбенских соляных куполов. «Нефтяное хозяйство», 1945, № 5—6.

Василенко В. К. Нефтеносность пермо-триасовых отложений Эмбенской области. «Нефтяное хозяйство», 1947, № 10—11.

Васильев Ю. М. К вопросу о существовании погребенного герцинского складчатого сооружения на севере Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, т. 81, № 5, 1951.

Васильев Ю. М. К вопросу о существовании погребенного герцинского складчатого сооружения на севере Прикаспийской впадины. Уч. зап. Саратовск. ун-та (сб. студенч. работ), т. 81, № 5, 1953.

Васильев Ю. М. Тектоническое строение п-ова Бузачи. Докл. АН СССР, т. 110, № 6, 1956.

Васильев Ю. М. Перспективы нефтегазоносности п-ова Бузачи. Новости нефтяной техники, сер. геол., № 4, 1957.

Васильев Ю. М. Унаследованная складчатость между Южным Уралом и Мангышлаком. Докл. АН СССР, т.119, № 4, 1958.

Васильев Ю. М., Мильничук В. С. Структурный план неогеновых отложений Устюрта. В сб. Новости нефтяной и газовой техники, сер. геол., вып. 3, 1961.

Васильев Ю. М., Мильничук В. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Северного Мангышлака. В сб. «О геологическом строении и нефтегазоносности Западного Казахстана». Гостоптехиздат, 1964.

Васильев Ю. М., Обрядчиков О. С. Перспективы газонефтеносности плиоценовых отложений Прикаспийской впадины. Гостоптехиздат, 1962.

Васильев Ю. М., Скворцов И. И. Структурная схема мезозойского комплекса Прикаспийской впадины в связи с его нефтегазоносностью. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1964, № 4.

Вахрушев Г. В., Рождественский А. П. О тектонике северной части Прикаспийской депрессии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.

Вебер В. В. Нефтеносные фации и их роль в образовании нефтяных месторождений (к методике поисков нефти). Гостоптехиздат, 1947.

http://jurassic.ru/

Вербицкая Н. П. Региональные особенности неотектоники Южного Урала. В сб. «Материалы по геологии Урала», Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1964.

Виленчик А. М., Голубков В. В. Применение метода магнитотеллурических зондирований на территории Прикаспийской впадины. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. Нижне-Волжского науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 3, 1965.

Винюков В. Н. Пермские и триасовые отложения Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.

Водорезов Г. И. Южные Мугоджары. Геология СССР, т. XX (Восточный Казахстан), ч. 1. Госгеолиздат, 1941.

Водорезов Г. И. Докембрий Мугоджар. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 15, 1952.

Водорезов Г. И. Основные черты магматизма Мугоджар. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961а.

Водорезов Г. И. Взаимоотношения спилитов, вариолитов и перлитов в диабазо-спилитовой формации Мугоджар. В сб. «Материалы по геологии Южного Урала», Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 67. Саратов, 1961б.

Водорезов Г. И. Магматизм и метаморфизм докембрия Мугоджар. В сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», Тр. 1 Уральского петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.

Водорезов Г. И., Кассин Н. Г., Медоев Г. Ц. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Средне-Чингизского и Улентинского листов. Тр. ВГРО, вып. 318, 1933.

Водорезов Г. И., Киселев Л. И. Геологическая позиция и петрографическая характеристика щелочных пород Мугоджар. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», вып. 1. Госгеолтехиздат, 1956.

Водорезов Г. И., Розман Х. С. О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте гипербазитов Южного Урала. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 1. Госгеолтехиздат, 1956.

Волож Ю. А., Камарянский М. В. Методика и результаты геофизических работ в междуречье Урал — Волга. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. Нижне-Волжского науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2. Саратов, 1964.

Волошин А. В. Акцессорные ниобаты в нефелиновых сиенитах Борсуксайского массива (Мугоджары). В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. II, изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1966.

Волчегурский Л. Ф., Гарецкий Р. Г. Тектоника и перспективы нефтегазоносности бассейна р. Маннысай в Примугоджарье. Новости нефтяной техники, сер. геол., № 5, 1962.

Волчегурский Л. Ф., Журавлев В. С. Структурные соотношения между соляными куполами Прикаспийской впадины (на примере семейства соляного купола Санкебай-Круглый). Изв. вузов, «Геотектоника», № 2, 1965.

Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Структура поверхности фундамента Туранской плиты. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 6, 1964.

Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Верхний структурный ярус фундамента Туранской плиты. «Советская геология», 1965, № 7.

Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. ГИН АН СССР, вып. 165, изд-во «Наука», 1966.

Воскобойников М. Е. О времени установления платформенного режима в Восточном Приаралье. Докл. АН СССР, т. 113, № 1, 1957.

Востряков А. В. Погребенный карстовый рельеф южного Общего Сырта и прилежащих частей Прикаспийской низменности. Уч. зап. Саратов. ун-та, вып. геол., т. 74. Саратов, 1960.

Высоцкий Б. П. О строении соляных мульд в межкупольных зонах Темирского солянокупольного района (Эмба). Сб. ст. ВЗПИ, вып. 13, 1956.

Вялова Р. И., Дорогокупец А. В. К вопросу о корреляции разрезов в юрской продуктивной толще месторождений Жетыбай и Узень. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.

Вялова Р. И., Киричкова А. И. Юрские отложения Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.

Гарецкий Р. Г. Теректысайская унаследованная антиклиналь Западного Примугоджарья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30 (2), 1955.

Гарецкий Р. Г. Глубинная геология Кокпектинской антиклинали в Примугоджарье. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6, 1957.

Гарецкий Р. Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности южного погружения Мугоджар. «Геология нефти», 1958. № 1.

http://jurassic.ru/

Гарецкий Р. Г. Юрские, юрско-триасовые и палеозойские отложения Чушкакульской антиклинали к югу от Мугоджар. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 5, 1959.

Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. Тр. ГИН АН СССР, вып. 60, 1962.

Гарецкий Р. Г. Тектоника Туранской плиты. В кн. «Деформация пород и тектоника». Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, докл. сов. геол., пробл. 4, изд-во «Наука», 1964.

Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г., Плещеев И. С. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Северного Устюрта. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1965, № 4.

Гарецкий Р. Г., Колесников Е. М. и др. Об абсолютном возрасте складчатости фундамента центрального Устюрта. Докл. АН СССР, т. 160, № 3, 1965.

Гарецкий Р. Г., Кононова И. Б., Щербович С. Ф. Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения Южного периклинального прогиба Урала в районе Кокпектинской антиклинали. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 1, 1963.

Гарецкий Р. Г., Пантелеев Г. Ф., Флоренский П. В., Шлезингер А. Е. Породы складчатого фундамента Центрального Устюрта (восточная часть Мангышлакской системы дислокаций). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1964.

Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты (Анализ строения поверхности меловых отложений). Пробл. регион. тектоники Евразии. Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, 1963.

Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Яншин А. Л. Морские альбские отложения на западном берегу Аральского моря. Докл. АН СССР, т. 119, № 6, 1958.

Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Глубинное строение района Южно-Эмбенского гравитационного максимума в свете новейших геологических и геофизических работ. В сб. «Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и южного обрамлений». Гостоптехиздат, 1962.

Горецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Типы структур молодых платформ Евразии. «Геотектоника», 1965, № 1.

Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И., Яншин А. Л. О перспективах нефтегазоносности района Южно-Эмбенского гравитационного максимума. «Советская геология», 1961, № 12.

Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. О глубинном строении Северного Устюрта и возможном происхождении его чинков. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1956.

Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Южное подземное продолжение осевой зоны Уральской складчатой системы. «Советская геология», 1958, № 2.

Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). Тр. ГИН АН СССР, вып. 44, 1960.

Гаррис М. А. Геохронология интрузивных, эффузивных и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961.

Гарьковец В. Г. О структурно-металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом. «Советская геология», № 11, 1964.

Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1962.

Гейслер А. Н. О некоторых закономерностях образования солянокупольных структур. Докл. АН СССР, т. 57, № 6, 1951.

Гейслер А. Н. Региональные закономерности и основные этапы образования солянокупольных структур Прикаспийской низменности. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 14, 1956.

Геллер С. Ю. Материалы по геоморфологии Прикарабогазья. Пробл. физ. геогр., т. IV, 1937.

Геллер С. Ю. К вопросу о происхождении бессточных впадин. Пробл. физ. геогр., т. V, 1938.

Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. 1, Средняя Азия (под ред. А. А. Бакирова). Гостоптехиздат, 1963.

Геоморфологическое районирование СССР. Изд-во АН СССР, М., 1947.

Герасимов И. П. К истории развития долин речных систем Эмбы, Темира и Чегана. Отчет о работе почв.-бот. отряда Каз. эксп. АН СССР, вып. IV, ч. 2 (исслед. 1926 г.). Мат-лы КЭИ, вып. 26, сер. казах., изд-во АН СССР, 1930.

Герасимов И. П. Основные черты развития современной поверхности Турана. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 25, 1937.

Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. Пробл. физ. геогр., т. XII, Изд-во АН СССР, 1946а.

http://jurassic.ru/

Герасимов И. П. Структурные и скульптурные особенности рельефа Казахстана. Воп. геогр., сб. 1, ОГИЗ, 1946б.

Герасимов И. П. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 48, 1948.

Герасимов И. П. Географические наблюдения в Прикаспии. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1951.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Изд-во АН СССР, 1959.

Годин Ю. М. Глубинное геологическое строение западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. В сб. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии», Гостоптехиздат, 1960.

Годин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. Основные черты тектонического строения территории Туркменской ССР. «Советская геология», 1958, № 1.

Голуб Д. П. О строении палеозойского фундамента Приаралья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 105, 1964.

Гольц С. И. Карстовые пещеры центрального Устюрта. Спелеология и карстоведение. Бюлл. МОИП, 1959.

Гольц С. И. Новые данные о карсте на Устюрте. Тр. СГПИ, вып. 1. Гостоптехиздат, 1961.

Горелов С. К. Поверхности выравнивания пластовых возвышенностей юго-востока Русской платформы и их значение для анализа тектонических структур. Изв. АН СССР, сер. геогр., вып. 1, 1959.

Горелов С. К. О новейшей тектонической активности локальных структур юго-востока Русской равнины. В сб. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Уфа, изд-во Башкир. фил. АН СССР, 1960.

Горохов С. С. Главный Уральский разлом на Урале. Докл. АН СССР, т. 149, № 2, 1963.

Горохов С. С. Рифей хребта Уралтау. Изд-во «Наука», 1964.

Горский И. И. Древнекиммерийские тектонические движения на Урале и их значение в формировании структуры Урала и его угольных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948.

Грачев Р. И., Джумагалиев Т. Н. Геологическое строение восточной части междуречья Урал — Волга. Тр. Ин-та нефти АН КазССР, т. 1, 1956.

Грачевский М. М. О возможных рифах пермского возраста в прибортовой части Северного Прикаспия. Новости нефтяной и газовой техники, сер. геол., № 11, ГОСИНТИ, 1961.

Грешнер С. Г., Бачин А. П., Иванов О. Д. Схема геологического строения домезозойского фундамента Мугоджар. «Советская геология», 1963, № 11.

Демчук Л. В., Иванов Ю. А., Шахиджанов Ю. С. Об условиях залегания палеозойских отложений в Западном Примугоджарье в связи с перспективами их нефтегазоносности. Новости нефтяной и газовой техники, сер. геол., № 6, ГОСИНТИ, 1961.

Джумагалиев Т. Н., Авров П. Я. и др. О газоносности солянокупольного поднятия Джамбай. Вест. АН КазССР, № 12 (189), 1960.

Дикенштейн Г. Х., Аржевский Г. А., Габриэлянц Г. А. Нефтяные и газовые месторождения Средней Азии. Изд-во «Недра», 1965.

Димаков А. И. К вопросу о тектоническом строении полуострова Мангышлак. В сб. «Геология и геохимия», 1 (VII), 1957.

Димаков А. И. Новые данные о тектонике полуострова Бузачи. Тр. ВНИГРИ, вып. 131, геол., № 4, 1959.

Димаков А. И., Лапшов В. А. Новые данные о строении Мангышлака и Устюрта. Новости нефтяной и газовой техники, сер. геол., № 7, 1960.

Димаков А. И., Семенова Е. В., Слепакова Г. И. О тектоническом строении и нефтеносности Южного Мангышлака. «Геология нефти и газа», 1963, № 3.

Днепров В. С. Нефтяные месторождения и разведочные площади Эмбенской нефтяной области. Тр. ВНИГРИ, вып. 138, 1959.

Днепров В. С. Геологическое строение и нефтегазоносность Южно-Эмбенского поднятия и Северного Устюрта. Тр. ВНИГРИ, вып. 194, 1962.

Долицкий В. А. Некоторые особенности строения соляных куполов Прикаспийской синеклизы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1962.

Доскач А. Г. Геоморфологические наблюдения в районе развития бугров Бэра. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 43, 1949.

Доскач А. Г. Геоморфологические исследования в долине р. Урал. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 51, 1952.

Доскач А. Г. К вопросу о бессточных впадинах и бессточных реках Волго-Уральского междуречья. Сб. «Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР». Изд-во АН СССР, 1954.

http://jurassic.ru/

Доскач А. Г. О генезисе рельефа Волго-Уральского междуречья. В сб. «Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР», изд-во АН СССР, 1956.

Доскач А. Г. К вопросу о факторах образования рельефа Прикаспийской низменности. Тр. Комиссии по изуч. четвертичного периода, т. XIII, изд-во АН СССР, 1957.

Дьяков Б. Ф. Схема тектонического строения и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак. «Геология нефти», 1957, № 7.

Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и перспективы поисково-разведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии. Ашхабад, изд-во АН Турк. ССР, 1959.

Дьяков Б. Ф. и др. Южный Мангышлак — новый крупный нефтеносный район «Геология нефти и газа», 1961, № 12.

Дьяков Б. Ф. Геотектоническое районирование и прогноз нефтегазоносности Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.

Дьяков Б. Ф. Схема геотектонического районирования и перспективы нефтегазоносности Аральско-Каспийского ареала прогибания земной коры. «Геология нефти и газа», 1965, № 1.

Егоров А. И. Угленосность амбенских солянокупольных структур. Изв. Каз. АН СССР, сер. геол., вып. № 2—3, Алма-Ата, 1944.

Егоров А. И. Изучение казахстанских каустобиолитов. Изв. Каз. АН СССР, сер. геол., вып. 6—7 (20), Алма-Ата, 1945.

Елисеев В. И. О молодых тектонических движениях Орского Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXV, вып. 5, 1950.

Живодеров А. Б., Липовецкий И. А. и др. Новые данные о геологическом строении центральной части Прикаспийской впадины. Прикладная геофизика, вып. 39, 1964.

Жижченко Б. П. История развития бассейна в Эвкспаско-Каспийской области в плиоценовое время. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVI, вып. 4, 1951.

Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. В сб. «Проблемы Западного Казахстана», т. 11, СОПС, изд-во АН СССР, 1945.

Журавлев В. С. Морские отложения верхнего альба в Прикаспийской синеклизе. Докл. АН СССР, т. 113, № 1, 1957а.

Журавлев В. С. О тектонической природе региональных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXII, вып. 3, 1957б.

Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 42, 1960а.

Журавлев В. С. Стратиграфия верхней юры северо-восточной части Прикаспийской синеклизы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXV, вып. 2, 1960б.

Журавлев В. С. Тектоническая карта Европы. В сб. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». Гостоптехиздат, 1962.

Журавлев В. С. Типы соляных куполов Прикаспийской впадины. В кн. «Проблемы региональной тектоники Евразии», Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, 1963.

Журавлев В. С. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы. XXII сесс. Международн. геол. конгр. Пробл. 4 (Деформация пород и тектоника), докл. сов. геол., изд-во «Наука», 1964.

Журавлев В. С. Классификация локальных структур Прикаспийской впадины. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», сб. III, изд-во «Наука» КазССР, Алма-Ата, 1966.

Журавлев В. С. Роль конседиментационной тектоники в распределении фаций и мощностей пермских и триасовых отложений Прикаспийской впадины. Пермские и триасовые отложения юго-востока Русской платформы в связи с их нефтегазоносностью (тезисы научного семинара). М., 1967.

Журавлев В. С., Волчегурский Л. Ф. Особенности тектоники и перспективы нефтеносности соляных куполов юго-восточной прибортовой структурной зоны Прикаспийской впадины. Нефтегазовая геология и геофизика, № 6, 1965.

Журавлев В. С., Кузьмин Ю. Я. О предполагаемом Азгирском разломе в южной части междуречья Урала и Волги. Докл. АН СССР, т. 130, № 2, 1960.

Журавлев В. С., Лифанов Б. А., Шлезингер А. Е. Новые данные о кунгурских отложениях зоны Хобдинского гравитационного максимума в Прикаспийской синеклизе. Докл. АН СССР, т. 129, № 6, 1959.

Журавлев В. С., Перфильев А. С., Херасков Н. П. Пространственные и временные соотношения между уралидами и доуралидами на Восточном ограничении Русской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 5, 1965.

Журавлев В. С., Самодуров В. И. Проявления вторичной соляной тектоники на открытых куполах восточной части Прикаспийской синеклизы. Докл. АН СССР, т. 132, № 4, 1960.

Журавлев В. С., Шлезингер А. А. Особенности тектоники и перспективы нефтегазоносности северо-восточной части солянокупольной территории Западного

http://jurassic.ru/

Казахстана. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений». Гостоптехиздат, 1962.

Замаренов А. К. Основные черты тектоники юго-восточной окраины Прикаспийской впадины. Уч. зап. Средне-Азиатск. гос. ун-та, т. 46, 1955.

Замаренов А. К., Бройтман А. Р. и др. Юго-восточное обрамление Северного Прикаспия. «Геология нефти и газа», 1959, № 1.

Замаренов А. К., Живодеров А. Б. и др. Тектоника Западного Примугоджарья и оценка перспектив нефтегазоносности подсолевых верхнепалеозойских отложений. «Советская геология», 1965, № 8.

Замятин А. Н. Отчет о геологическом обследовании фосфоритов в восточной части Темирского урочища Уральской обл. в 1915 г. Тр. Комиссии Моск. сель-хоз. ин-та по исслед. фосфоритов, сер. 1, отчет геолог. исслед. фосфоритовых залежей, т. 8, М., 1918.

Захидов А. У. О геологическом строении южного борта Южно-Мангышлакского прогиба по данным сейсмических исследований. «Геология нефти и газа», 1965, № 1.

Зорькин Я. М., Ишутин В. В., Таль-Вирский Б. Б. Актумсукские дислокации Устюрта. Докл. АН УзССР, № 10, 1961.

Ивашенцев Н. А. Очерки низовьев Сырдарьи и Приаральской степи. Морск. сб., т. XIII, СПб, 1854.

Ильин В. Д., Бояринова Л. А. Геологическое строение района озера Эльтон. Тр. ВНИГНИ, вып. 4, 1954.

Ильина А. П. Краткий геологический очерк Кугусем-Карамаинского района. Изв. Всес. геол.-разв. упр., т. II, вып. 4, 1932.

Имашев Н. У., Куприн П. Н., Семов В. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Узеньской антиклинали района Степного Мангышлака. «Геология нефти и газа», 1962, № 3.

Иногамов Х. Х., Кригель В. М. К вопросу о восточной границе Устюртской тектонической зоны. «Советская геология», 1965, № 6.

Ишутин В. В. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Северо-Устюртского прогиба. «Геология нефти и газа», 1960, № 10.

Казаков М. П. Основные черты тектоники Прикаспийской впадины. «Советская геология», 1957, сб. № 61.

Казаков М. П. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. Гостоптехиздат, 1958.

Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы. «Нефтяное хозяйство», 1954, № 10.

Калинин Н. А. Основные закономерности в морфологии и нефтеносности соляных куполов Западного Казахстана. «Геология нефти», 1958, № 9.

Калинин Н. А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана. Тр. ВНИГРИ, вып. 213, 1963.

Капаевич Л. П. О тектонике и происхождении Сарыкамышской впадины. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.

Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. Изд-во АН СССР, 1947.

Карта новейшей тектоники СССР масштаба 1 : 5 000 000 (под ред. Н. И. Николаева и С. С. Шульца). 1960.

Касаткин Д. П., Комиссарчик Б. С. и др. Методика и результаты региональных геофизических работ в юго-западной части Прикаспийской впадины. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. Нижне-Волжского научн.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2. Саратов, 1964.

Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1947.

Кесь А. С. О древних и современных трансгрессиях Аральского моря. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 79, 1960.

Кирюхин Л. Г. Тектоника северо-западного Приаралья. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 6, 1967.

Кирюхин Л. Г., Плещеев И. С. Гельветские отложения Северного Устюрта. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 3, 1964а.

Кирюхин Л. Г., Плещеев И. С. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Мынсуалмасской группы структур (Северный Устюрт), «Геология нефти и газа», 1964б, № 5.

Киселев Л. И. Следы древней эрозионной сети в Мугоджарах. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII (1), 1958.

Клейнер Ю. М. Новые данные о плиоцене прибрежной части Степного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 125, вып. 2, 1959.

http://jurassic.ru/

Клейнер Ю. М. О происхождении бессточных впадин (на примере впадин Степного Мангышлака). Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1961.

Клейнер Ю. М. Новые данные о происхождении бессточных котловин. Докл. АН СССР, т. 147, № 2, 1962.

Клейнер Ю. М. Реки Устюрта. «Природа», 1964, № 12.

Клейнер Ю. М. Последние этапы тектонической истории Устюрта и Южно-Мангышлакского плато. Докл. АН СССР, т. 160, № 6, 1965.

Клейнер Ю. М., Кузнецов Ю. М., Шолохов В. В. Структурно-геоморфологическая характеристика Южного Мангышлака и некоторые вопросы истории формирования рельефа этой территории. В сб. «Геоморфологические методы при нефтегазопоисковых работах». Тр. ВНИГНИ, вып. IV, изд-во «Недра», 1966.

Клейнер Ю. М., Плещеев И. С. Происхождение песчаных массивов Северного Устюрта. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1964.

Климов П. И. Дизъюнктивные мульды восточной части междуречья Урала и Илека. Бюлл. МОИП, нов. сер., т. XLIII, отд. геол., № 2, 1935.

Коган А. Б. О тектоническом строении п-ова Тюбкараган. Тр. ВНИГРИ, вып. 131, геол. сб., № 4, 1959.

Коган А. Б., Пасуманский И. М. Новые данные о тектоническом строении Южного Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 131, геол. сб., № 4, 1959.

Кожевников И. И. Геологическое строение полосы сочленения Общего Сырта и Прикаспийской низменности. В сб. «Геология и нефтегазоносность юго-восточных районов Русской платформы». Гостоптехиздат, 1958.

Кожевников И. И. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности северного и северо-восточного бортов Прикаспийской впадины (плиты). В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений». Гостоптехиздат, 1962.

Кожевников И. И. Солянокупольная тектоника междуречья Урала и Волги по данным комплексного геологического картирования. Тр. треста «Союзбургаз», вып. 4, 1964.

Козленко С. П., Никонова Н. А. Некоторые геофизические данные о глубинной тектонике в зоне северо-западного ограничения Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, т. 112, № 6, 1957.

Козмодемьянский В. В. Геологическое строение и нефтеносность Узень-Жетыбайской тектонической ступени по данным структурно-поискового бурения. «Геология нефти и газа», 1962, № 11.

Козмодемьянский В. В. Новые данные о геологическом строении месторождения Жетыбай. «Геология нефти и газа», 1963, № 3.

Козмодемьянский В. В., Кручинин К. В. О тектоническом строении Южно-Мангышлакского прогиба. «Геология нефти и газа», 1965, № 5.

Козмодемьянский В. В., Нурманов А. М. О методике подготовки площадей под разведочное бурение на Южном Мангышлаке. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1964, № 4.

Колбин М. В. Новые данные по геоморфологии, тектонике и гравитационной характеристике куполовидных поднятий на правобережье р. Волга ниже г. Сталинград. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, вып. 6, 1948.

Колесников В. П. К геологической истории северной части Красноводского плато. Сб., посвящ. памяти акад. А. Д. Архангельского, изд-во АН СССР, 1951.

Колтыпин С. Н. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской солянокупольной области, юго-западного Приуралья и Примугоджарья. Тр. ВНИГРИ, вып. 109, 1957.

Комиссаров Б. И. О глубинном строении юго-западной части Тургайского прогиба. В кн. «Аэромагнитная съемка в геологии». Госгеолтехиздат, 1963.

Комиссаров Б. И., Милецкий Б. Е. и др. Магматизм Мугоджар и основные этапы его развития. Тез. докл. II Уральск. петрограф. совещ., вып. 1. Свердловск, 1966.

Комиссаров Б. И., Смольяников П. Л. Тектоническое районирование Мугоджар по результатам региональных геофизических съемок. Юбил. сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. III, изд-во «Наука», Алма-Ата, 1966.

Кононов Ю. С. К вопросу о формировании соляных куполов Южной Эмбы. Тр. Ин-та нефти АН КазССР, т. IV, 1961.

Корженевский Б. А. Тектоника и структурные элементы хребта Кара-Тау на п-ове Мангышлак. Сб. статей молодых научн. сотрудн. ленинградских геол. учрежд. АН СССР, вып. 1, 1958.

Корнев В. А., Луцук Е. М., Сунгуров А. М. Основные черты тектоники Каспийского моря по данным морских геофизических исследований. «Советская геология», № 12, 1962.

Коробов С. С. О структурах течения соли в ядрах соляных куполов. Докл. АН СССР, т. 146, № 3, 1962.

http://jurassic.ru/

Костик Г. А., Костик И. Е., Федоров В. И. Тикбутакское пегматитовое поле. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. III, Алма-Ата, 1966.

Косыгин Ю. А. Основные черты тектоники северо-восточной окраины Эмбенской нефтеносной области. Тр. Моск. нефт. ин-та им. И. М. Губкина, вып. 2, 1940а.

Косыгин Ю. А. Соляная и гипсовая тектоника Актюбинской области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1940б.

Косыгин Ю. А. Крупные поднятия в солянокупольных областях Эмбы и Украины как возможные новые нефтеносные бассейны. «Нефтяная промышленность СССР», 1941, № 1.

Косыгин Ю. А. Общетектоническая классификация соляных куполов. «Нефтяное хозяйство», 1946, № 6—7.

Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. Гостоптехиздат, 1950.

Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. Гостоптехиздат, 1952.

Косыгин Ю. А. Тектоника западной части Прикаспийской впадины. В сб. «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности», изд-во АН СССР, 1953.

Косыгин Ю. А. Особенности изучения соляной тектоники. В кн. «Методы изучения тектонических структур», вып. II, изд-во АН СССР, 1960.

Косыгин Ю. А., Рябухин Г. Е. Основные черты тектоники Прикаспийской впадины и главные задачи по изучению ее глубинной геологии. Тр. ВНИГРИ, вып. II. Гостоптехиздат, 1951.

Кошелев П. Я. О возрасте рельефа территории Тургайского прогиба. В сб. «Геология и полезные ископаемые Урала и Тургая». Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 39, 1960.

Кошелев П. Я. Новейшая тектоника Тургайского прогиба. В кн. «Геология Тургайского прогиба». ВСЕГЕИ, 1961.

Краев П. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Северо-Западного Устюрта. Новости нефтяной техники, сер. геол., № 4, 1957.

Краев П. И. Новые данные о глубинном строении соляных куполов Эмбы. «Геология нефти и газа», 1959, № 3.

Краев П. И. Нефтяное месторождение Жетыбай. «Геология нефти и газа», 1961, № 11.

Краев П. И. Новые нефтегазоносные районы Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 61, 51, 1962.

Кричевский Г. Н. Особенности строения межкупольных зон Прикаспийской впадины в связи с поисками крупных месторождений газа в надсолевом комплексе. Тр. ВНИИГаз, вып. II, 1965.

Кручинин К. В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Беке-Башкудукского поднятия на полуострове Мангышлак. Тр. ВНИГРИ, вып. 186, 1961.

Кузнецов Ю. Я. Карстовые пещеры урочища Утебай (Южный Устюрт). Региональное карстоведение. Изд-во МОИП, 1958.

Кузнецов Ю. Я., Прусов В. В. Результаты геологопоисковых работ аэрогеологической экспедиции № 11 (ВАГТ) за 1957—1958 гг. В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». Гостоптехиздат, 1960.

Кузьмин Ю. Я. Изучение новейших движений восточной части Прикаспийской впадины в связи с ее нефтегазоносностью. В сб. «Геоморфологические методы при нефтепоисковых работах». Тр. ВНИГНИ, вып. 54, 1966.

Кунин Н. Я., Сапожников Р. Б. Строение юго-восточной окраины Прикаспийской впадины «Геотектоника», 1965, № 6.

Куприн П. Н. Основные черты тектоники Прикарабогазской депрессии в связи с перспективами ее нефтегазоносности. Новости нефтяной техники, сер. геол., № 1, 1959.

Куприн П. Н. Тектоника Прикарабогазской депрессии. Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. Изд-во «Наука», 1965.

Куприн П. Н., Левин А. И. Структурно-тектоническая характеристика Прикарабогазской депрессии. Тр. Комплексн. южной геол. эксп. АН СССР, вып. 8, 1962.

Куприн П. Н., Левин А. И., Сальман Г. Б. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Северного Прикарабогазья. Новости нефтяной и газовой техники, сер. геол., № 1, 1962.

Лапшов В. А. Плотностная характеристика пермо-триасовых и мезозойских отложений полуострова Мангышлак. Тр. ВНИГРИ, вып. 220, геол. сб., № 8, 1963.

Ларин В. И. Новые данные по геологии южной части Степного Мангышлака. Научн. докл. высшей школы, Геол.-геогр. науки, № 2, 1959.

Лебедев Л. И. К тектоническому строению Среднего Каспия. Докл. АН СССР, т. 137, № 3, 1961.

http://jurassic.ru/

Левин А. И., Левин Л. Э., Шолохов В. В. О тектонике и перспективах нефтегазоносности Восточного Прикарабогазья. Новости нефтяной техники, сер. геол., № 11, 1961.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Сферолитовые породы Мугоджар. Тр. Мугоджарской экспедиции. т. 2, СПб, 1899.

Ленных В. И., Паламер Н. Г. О возрасте магматических и метаморфических пород Мугоджар (по данным калий-аргонового метода). Тр. XIII сессии Комиссии по опред. абсолютн. возр. геол. форм., Ереван, 1964.

Леоненок Н. И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары). Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 3, 1955.

Леонтьев О. К. Донный рельеф Северного Каспия и его возможная связь с тектоническими зонами юго-запада Прикаспийской низменности. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 6, 1961.

Леонтьев О. К., Мякотин В. С., Никифоров Л. Г. Унаследованность береговых процессов на восточном побережье Каспийского моря за четвертичный период. Тр. Комплексной южной геол. эксп. АН СССР, вып. 5, 1960.

Личков Б. Л. Материалы к характеристике фаций и стратиграфии альбских отложений Мангышлака. Тр. Геол. музея АН СССР, 1927а.

Личков Б. Л. Об ископаемых реках и безотточных впадинах. Зап. Киевск. общ. естествоиспыт., т. 27, вып. 2. 1927б.

Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. В кн. «Хромиты СССР», изд-во АН СССР, 1940.

Луппов Н. П. О тектонике Южного Устюрта и северных Каракумов. Сб. ВСЕГЕИ, 1952.

Луппов Н. П. О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия. Тр. ВНИГРИ, 1963.

Луппов Н. П., Эберзин А. Г. О присутствии апшеронских отложений в Сарыкамышской и Аральской впадинах. Тр. ВНИГРИ, 1945.

Львов К. А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. «Советская геология», сб. 55, 1957.

Лымарев В. И. Новые данные об изменении уровня древнеаральских террас на северном берегу Аральского моря. Уч. зап. Казах. пед. ин-та, сер. естеств. геогр., 1958.

Лымарев В. И. Аральское море. Географгиз, 1959.

Мазина Е. А., Ксенофонтов О. К. Особенности магматизма северной части Тургайского прогиба и основные этапы его развития. В сб. «Геология Тургайского прогиба». ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 43, 1961.

Мазина Е. А., Ксенофонтов О. К. Магматизм Тургайского прогиба и основные этапы его развития. В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 1. Свердловск, 1963.

Макшеев А. И. Описание низовьев Сырдарьи. Морск. сб., т. XXIII, 1856.

Маловицкий Я. П. Оценка перспектив нефтегазоносности Каспия. «Геология нефти и газа», 1964, № 6.

Маловицкий Я. П. Тектоника и перспективы нефтегазоносности морского продолжения Мангышлака. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1965, № 6.

Мальцев В. И., Юрченко Б. И. О сочленении Русской и Предкавказской платформы в связи с перспективами нефтегазоносности Астраханского Поволжья. «Геология нефти и газа», 1964, № 2.

Манилов С. А. Основные результаты региональных геофизических исследований конторы «Спецгеофизика», проведенных на Устюрте и в прилегающих районах. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXIX, 1964.

Матвеев В. Г., Волож Ю. А. Новые перспективные структуры на Южном Мангышлаке в районе нефтяных месторождений Жетыбай и Узень. «Геология нефти и газа», 1965, № 2.

Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. Изд-во АН СССР, 1950.

Мещеряков Ю. А. Новейшая тектоника Сев. Прикаспия. В сб. «Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности», изд-во АН СССР, 1953.

Мещеряков Ю. А. О полигенетических поверхностях выравнивания. Изд. АН СССР, сер. географ., вып. 1, 1959.

Мещеряков Ю. А. Полигенетические поверхности выравнивания юго-востока Русской равнины и их значение для анализа неотектоники. В кн. «Неотектоника СССР», Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1961.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. Изд-во «Наука», 1965.

Милецкий Б. Е. Герцинские гранитные интрузии Мугоджарского антиклинория и связь с ними редкометального оруденения. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. III, Алма-Ата, изд-во «Наука» КазССР, 1966а.

http://jurassic.ru/

Милецкий Б. Е. Рудные формации и особенности развития металлогении Мугоджар. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. III, Алма-Ата, изд-во «Наука» КазССР, 1966б.

Милецкий Б. Е., Комиссаров Б. И. К вопросу о рудоконтролирующей роли и металлогенической специализации глубинных разломов Мугоджар. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. III. Алма-Ата, изд-во «Наука» КазССР, 1966в.

Миловский А. В., Кнорре К. Г. Абсолютный возраст метаморфических пород Мугоджар по данным калий-аргонового метода. Вестн. МГУ, сер. геол., № 5, 1965.

Миловский А. В., Волынец В. Ф. Вопросы геохимии азота. Вестн. МГУ, сер. геол., № 2, 1967.

Миловский А. В., Гетлинг Р. В. и др. Докембрий Мугоджар. Вестн. МГУ, сер. геол., № 4, 1967.

Миловский А. В., Фонарев В. И. и др. Основные черты строения и состава докембрийских метаморфических толщ Мугоджар. Второе Уральск. петрогр. совещ., тез. докл., Свердловск, 1966.

Мильничук В. С. Структурные и фациальные особенности неогеновых отложений Закаспия. Тр. МИНХ и ГП, вып. 36, 1962.

Миронов С. И. Уральский нефтеносный район и условия его развития. «Нефтяное и сланцевое хозяйство», 1920, № 1—3.

Михайлов Б. М., Ларионов В. А. Тектоника и возможная нефтегазоносность южных районов Тургайского прогиба. В кн. «Геология Тургайского прогиба», ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 43, 1961.

Мнушкин Л. Б., Хайрутдинов Д. Х. О нижнемезозойской истории формирования хребта Кара-Тау на Мангышлаке. Вестн. АН КазССР, № 1, 1953.

Мнушкин Л. Б., Хайрутдинов Д. Х. О закономерностях распределения разрывной тектоники в некоторых породах Мангышлакского Каратау. Вестн. АН КазССР, № 12, 1954.

Можаев Б. Н. К истории геологического развития западной части полуострова Тюб-Караган в кайнозойское время. Тр. Лабор. аэрометодов, вып. 1, 1958.

Мокринский В. В. Развитие процесса формирования структурных форм и накопление угленосных осадков Мангышлака. В кн. «Памяти акад. П. И. Степанова», 1952.

Мокринский В. В., Вальц И. Э. и др. Закономерности развития и размещения раннемезозойского угленакопления на территории Крыма, Кавказа и Прикаспия. Изд-во «Наука», 1965.

Мстиславский М. М., Столяров А. С. Олигоценовые структуры Южного Мангышлака. «Советская геология», 1960, № 12.

Мякотин В. С. Хвалынские морские террасы побережья Мангышлака и проблема изучения тектонических движений полуострова. Вестн. МГУ, 2, 1963.

Неволин Н. В. К вопросу геологического строения и нефтеносности Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, т. 55, № 8, 1947.

Неволин Н. В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. Гостоптехиздат, 1951.

Неволин Н. В. Тектоника Прикаспийской впадины. «Геология нефти», 1958, № 9.

Неволин Н. В. Тектоника Западного Казахстана и перспективы его нефтегазоносности. Гостоптехиздат, 1961.

Неволин Н. В. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. Изд-во «Недра», 1965.

Неволин Н. В., Блохин П. А., Липовецкий И. А. Глубинное геологическое строение Прикаспийской впадины. В сб. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». Гостоптехиздат, 1962.

Непомнящих А. А. Изучение формы и размеров Кемпирсайского ультраосновного массива. «Советская геология», 1959, № 9.

Никитина Ю. П. Палеогеографические условия осадконакопления в нижнемеловое время в Эмбенской нефтеносной области. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, вып. 2, 1948.

Николаев В. А. О рельефе бэровских бугров низовьев р. Волга. Сб. памяти акад. Л. С. Берга, изд-во АН СССР, 1955.

Николаев Н. И. Основные черты геоморфологии западного склона Южного Урала и Приуралья. В сб. «Вопросы теоретической и прикладной геологии и геофизики», тр. МГРИ, вып. 4, 1947.

Николаев Н. И., Шульц С. С. Обзорная карта новейшей тектоники СССР и принципы ее составления. В кн. «Неотектоника СССР». Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1961.

Николаева Е. А. Тектоническое строение акватории Казахского залива по данным морской сейсморазведки. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1965, № 8.

http://jurassic.ru/

Никонова Н. А. Основные черты тектоники зоны северо-западного ограничения Прикаспийской впадины в свете геофизических (сейсмических) данных. Уч. зап. Саратов. ун-та, вып. геол., т. 74, 1960.

Павлов А. П. Некоторые новые данные относительно тектоники бассейна р. Медведицы и Нижней Волги (предварительная заметка). Bull. de Soc. des Natur. de Moscou, t. XV (1901). 1902.

Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрыгина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. Изд-во «Наука», 1968.

Панкратов А. П., Сувилова А. В., Фирсова Д. Б. Глубинное строение Северо-Каспийской синеклизы и структура зоны Хобдинского максимума. В сб. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ», изд-во «Наука», 1964.

Пантелеев Г. Ф., Попов Н. Г. Тектоника южного Приаралья. Тр. СГПК, № 2, 1961.

Паркер Т. Д., Мак-Доуэлл А. Н. Экспериментальное изучение солянокупольной тектоники. В сб. «Вопросы экспериментальной тектоники». ИЛ., 1957.

Певнев А. К. Результаты повторного нивелирования в районе Баскунчакского соляного купола. В сб. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения», изд-во АН СССР, 1961.

Перепечина Е. А. Характер метаморфизма осадочных пород угленосной толщи Домбаровского месторождения. «Советская геология», 1947, № 22.

Пермяков И. Г. Условия залегания нефти и дальнейшее направление разведок в Эмбенской области. В сб. «Большая Эмба», т. 1, изд-во АН СССР, 1937.

Пермяков И. Г., Ульянов А. В., Хельквист Г. А. Общая и нефтяная геология. Гостоптехиздат, 1951.

Петренко А. А. Роль и значение древних толщ при тектоническом районировании восточного склона Южного Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 24, вып. 1, 1949.

Петренко А. А. Восточноуральский пояс нижнекарбонового угленакопления. Тр. Лабор геологии угля АН СССР, вып. 1, 1953а.

Петренко А. А. Геологическое строение Северных Мугоджар (Казахская часть Южного Урала). Тр. Лабор. геологии угля АН СССР, вып. 1, Изд-во АН СССР, 1953б.

Петрушевский Б. А. Происхождение эоловых песков и некоторые вопросы геоморфологии Туранской низменности. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 73, вып. 3, 1941.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.

Плещеев И. С. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности северо-восточного Устюрта. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1964, № 4.

Плещеев И. С., Волчегурский Л. Ф. О некоторых вопросах тектоники восточной части впадины Карагие. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII, вып. 1, 1958.

Плещеев И. С., Шарапов А. И., Шлезингер А. Е. Структуры Восточного Мангышлака и прилегающих районов плато Устюрт. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVI, вып. I, 1961.

Пнев В. П. Кунгурский ярус и роль деформации гидрохимических толщ в формировании тектонических структур Актюбинского Приуралья. Автореф. науч. тр. ВНИГРИ, вып. 1, 1949.

Подоба Н. В., Серова А. Д. Состав и строение складчатого основания восточной части Русской платформы. «Прикладная геофизика», вып. 34, 1962.

Подоба Н. В., Серова А. Д. О структуре кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы. В сб. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ», изд-во «Наука», 1964.

Польстер Л. А. Основные этапы истории геологического развития Прикарабогазья в мезозойское и третичное время. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1963.

Померанцева И. В., Марготьева М. В. К вопросу о природе волн, регистрируемых при глубинном сейсмическом зондировании. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Гостоптехиздат, 1956.

Пономарев Д. В. Сравнительная характеристика состава нонтронитов некоторых месторождений Кемпирсайского района. Вестн. АН Каз. ССР, № 4, 1947.

Православлев П. А. Материалы к познанию нижневолжских каспийских отложений. Изв. Варшавского ун-та, Варшава, 1908.

Православлев П. А. Современные движения коры в Понто-Каспийской области. Тр. III Всесоюзн. съезда геологов, т. 1, Ташкент, 1930.

Православлев П. А. О новейших движениях земной коры между нижней Волгой и р. Урал в связи с изменениями уровня Каспийского моря. Тр. нояб. сессии АН СССР. «Проблемы Волго-Каспия», т. II, 1934.

Преображенский Н. А. Геоморфологический очерк западного склона Южного Урала. Тр. геол. упр. Башкир. АССР, Госгеолиздат, вып. 2, 1941.

Пригоровский М. М. Из геологических наблюдений в Киргизской степи к югу от Мугоджарских гор. Геол. вестник, т. 1, № 2, 1915.

Проничева М. В. Структурно-геоморфологические исследования на территории Актюбинского Приуралья и Примугоджарья в связи с нефтепоисковыми работами. Изд-во АН СССР, 1960.

http://jurassic.ru/

Проничева М. В. Распространение и деформация палеогеновой поверхности выравнивания в пределах Подуральского плато и Северного Прикаспия. В кн. «Неотектоника СССР», Рига, изд-во АН Лат. ССР, 1961.

Проничева М. В. Результаты структурно-геоморфологических работ в Актюбинском Приуралье. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной, северной и юго-восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамления». Гостоптехиздат, 1962.

Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. ГИН АН СССР, вып. 28, 1959.

Рихтер В. Г. Некоторые черты современной тектоники впадины Каспийского моря. Докл. АН СССР, т. 126, № 2, 1959.

Рихтер В. Г. Почему не сбылись прогнозы? Движения земной коры и колебания уровня Каспия. «Природа», 1960, № 2.

Рихтер В. Г. О послехвалынской истории Каспия. В кн. «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии». Гостоптехиздат, 1962.

Рихтер В. Г., Маев Е. Г. Новые данные по геологии Степного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 104, № 5, 1955.

Рихтер В. Г., Маев Е. Г. Геологическое строение восточного побережья средней части Каспийского моря. В кн. «Геологическое строение подводного склона Каспийского моря», изд-во АН СССР, 1962.

Родионов В. В. Некоторые особенности распределения никеля и размещения никелевых месторождений в Кемпирсайском массиве ультрабазитов. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. III, Алма-Ата, изд-во «Наука», 1966.

Рожанец М. И. Почвы юго-восточной части Орского уезда Оренбургской губернии. Тр. Оренбургск. почв.-ботан. бюро, вып. 1, 1926.

Розе Т. Н. Схема изогипс поверхности магнитных масс складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, 106, № 5, 1956.

Розман Х. С. Стратиграфия фаменских и нижнетурнейских отложений Мугоджар и смежных районов Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1960.

Руденко Б. М., Нарвайт Г. Э., Белецкий Ю. С. О возрасте и морфологии кварцевых альбитофиров медноколчеданного месторождения Джиланда. В сб. «Вопросы геологии и меденосности Мугоджар (Западный Казахстан)». Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1963.

Руженцев В. Е. Основы тектоники Урало-Эмбенского района. Бюлл. МОИП, нов. сер., т. 38, отд. геол., т. 8 (1—2), 1930а.

Руженцев В. Е. Очерк геологии и полезных ископаемых Мартукского района. Тр. НИУ, вып. 72 (фосфоритные руды СССР). т. III, 1930б.

Руженцев В. Е. Несколько слов о дизъюнктивных мульдах. «Проблемы советской геологии», 1936, № 2.

Руженцев В. Е. Верхнекаменноугольные аммониты Урала. Тр. ПИН АН СССР, т. 29, 1950.

Рябинкин Л. А., Знаменский В. В., Хвилевицкий М. О. Результаты глубинной сейсморазведки методом РНП в районе Аралсорской сверхглубокой скважины. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1964, № 1.

Рябухин Г. Е. Перспективы нефтеносности Северной Эмбы. «Нефтяное хозяйство», 1945, № 7.

Савельев А. А. Новые данные по тектонике северной части Мангышлакской горной системы. Докл. АН СССР, 68, № 3, 1949.

Самодуров В. И. Тектоника северо-восточного Приаралья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXII, № 4, 1957.

Свиточ А. А., Мануйлова И. А. Некоторые данные по неотектонике Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия. В сб. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры», изд-во «Недра», 1967.

Сергеев В. А. К геологии Карабогазской котловины. Вестн. ЛГУ, № 6, 1949.

Сигов А. П. Перераспределение гидрографической сети восточного склона Среднего Урала. В сб. «Материалы по геоморфологии и новейш. тектонике Урала и Поволжья», вып. 1, Уфа, изд-во Башкир. фил. АН СССР, 1948а.

Сигов А. П. Речные террасы восточного склона Среднего Урала. Мат-лы по геоморфологии Урала, 1948б.

Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. В кн. «Тр. I Уральского петрографического совещания», т. 1, Свердловск, 1963.

Соколов В. Л. Некоторые черты унаследованности в развитии структуры осадочного покрова юго-востока Русской платформы. В кн. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». Гостоптехиздат, 1962.

Соколов В. Л. Погребенные тектонические планы юго-востока Русской платформы. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ», изд-во «Наука», 1964.

http://jurassic.ru/

Соколов Д. Н. Геологические исследования в юго-западной части 130-го листа геологической карты Европейской России. Изв. Геолкома, т. XXV, № 125, 1906.

Солун С. А. Некоторые данные о тектонике Устюрта. «Советская геология», № 5—6, 1940.

Столяров А. С., Семенов Г. И. К тектонике Южного Мангышлака. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1965, № 6.

Столяров А. С., Шлезингер А. Е. Тектоника и основные черты развития структурного плана Южномангышлакского плато. Бюлл.МОИП, отд. геол., т. XXXVII, вып. 3, 1962.

Стратиграфический словарь СССР (под ред. Б. К. Лихарева). Госгеолтехиздат, 1956.

Сударикoв Ю. А. К вопросу о юго-западной и южной границах распространения солянокупольной тектоники в Нижнем Поволжье. «Геология нефти»», 1958, № 9.

Сударикoв Ю. А. Тектоника Волгоградско-Астраханского Поволжья. В сб. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР», Тр. треста «Союзбургаз», вып. 4, 1964.

Тапалов Е. Д. Поверхности выравнивания северных Мугоджар и их значение для анализа неотектоники. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», вып. III, 1966.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.

Тетяев М. М. Структура Урало-Эмбенской области, ее буроугольные месторождения. Зап. ЛГИ, т. 17—18, 1948.

Тихонович Н. Н. Некоторые черты природы степей Тургайской и Уральской областей. Изв. Оренб. отд. Русск. географ. об-ва, т. XIX, 1905.

Трифонов В. Г., Флоренский П. В., Шлезингер А. Е. Роль горизонтальных движений в формировании верхнетриасовой структуры Мангышлака. «Геотектоника», 1965, № 2.

Туголесов Д. А. Геологический очерк Сарыкамышской впадины и района истоков Узбая. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2, изд-во АН СССР, 1955.

Туголесов Д. А. О методике составления тектонических карт (на примере Устюрта). В кн. «Проблемы региональной тектоники в Евразии». Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, изд-во АН СССР, 1963.

Туремуратов Ж. С. Перспективы нефтегазоносности Тенгинской и Тасбулатской структур. Вест. АН КазССР, № 12, 1964.

Ульянов А. В. Методика поисков и геологоразведочных работ в Эмбенской нефтеносной области. В кн. «Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы». Гостоптехиздат, 1946.

Ульянов А. В., Хельквист Е. А. Геология нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, 1955.

Урусов А. В. Выступление в прениях. В сб. «Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины». Тр. НВНИИГГ, вып. 3, Саратов, 1965.

Успенская Н. Ю. Пояс крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии. «Советская геология», № 3, 1961.

Успенская Н. Ю., Ларин В. И. О направлении поисковых работ на нефть и газ в южной части Степного Мангышлака. «Разведка и охрана недр», 1960, № 12.

Ушко К. А., Сырнев И. П. История геологического развития Прикарабогазья в плиоценовое и четвертичное время. В кн. «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии», Гостоптехиздат, 1962.

Файтельсон А. Ш. Пример сопоставления результатов геофизических исследований в Северном Приаралье. «Разведочная и промысловая геофизика», вып. 21, 1958.

Федоров П. В. Каспийские террасы Южно-Мангышлакского побережья. Докл. АН СССР, нов. сер., 41, № 9, 1943.

Федоров П. В. Морские террасы восточного побережья Каспия. Докл. АН СССР, нов. сер., 59, № 9, 1948.

Федоров П. В. О новейших движениях земной коры в области Каспийской впадины. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27, вып. 3, 1952.

Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. ГИН АН СССР, вып. 10., 1957.

Федорович Б. А. Происхождение «бэровских бугров» Прикаспия. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 1, 1941.

Федорович Б. А. Равнины и низкогорья Турана. Тр. комисс. по естественно-историческому районированию СССР, т. 2, вып. 1, изд-во АН СССР, 1947.

Федорович Б. А. Об основных процессах рельефообразования Турана. Проблемы физ. геогр., вып. XV, изд-во АН СССР, 1950.

Фонарев В. И. Корреляция рифейских толщ Центрально-Мугоджарского, Башкирского и Урало-Тобольского антиклинориев. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 12, 1966.

http://jurassic.ru/

Фонарев В. И., Гетлинг Р. В., Горохов С. С. К происхождению аплитовидных пород кандыкаринской свиты докембрия Южных Мугоджар. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 8, 1966.

Фонарев В. И., Миловский А. В. и др. Стратиграфия верхнего докембрия (рифея) Южных Мугоджар. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1966.

Фотиади Э. Э. Некоторые новые данные о строении Волго-Эмбенской нефтегазоносной области. «Восточная нефть», № 9, 1940.

Фотиади Э. Э. О строении и нефтегазоносности крупных поднятий и межкупольных пространств Прикаспийской депрессии. «Прикладная геофизика», вып. 4, 1948.

Фотиади Э. Э. О крупных элементах тектоники юго-востока Европейской части СССР. Очерки по геологии СССР, т. 1. Тр. ВНИГРИ, вып. 96, 1956.

Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Тр. ВНИИГеофизика, вып. IV, 1958.

Хабаков А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала. Изв. Гос. геогр. об-ва, № 67, вып. 2, 1935.

Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. Изв. АН СССР, геол. сер., № 5, 1948.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.

Хоментовский А. С. Новейшие движения земной коры в пределах некоторых соляных структур южного Предуралья. Бюлл. МОИП, т. 28, вып. 4, 1953.

Хоментовский А. С. О некоторых особенностях тектоники мезо-кайнозойских отложений северо-восточной окраины Прикаспийской впадины. Саратов. гос. ун-т, геол. факульт. и НИИГ, отд. VI, 1959.

Худяков Г. И. Новейшие тектонические движения и история развития рельефа в бассейне среднего течения р. Урал. В сб. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Уфа, 1960.

Цибизов Г. Г. Погруженные соляные структуры Астраханского Поволжья и особенности их геологического строения. «Геология нефти и газа», 1964, № 2.

Чакобаев С. Е., Имашев Н. У., Токарев В. П. Газонефтяное месторождение Узень. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 4, 1964.

Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Каламкаров Л. В. и др. Закономерности распределения нефти и газа в Прикаспийской впадине. Изд-во «Недра», 1964.

Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Мильничук В. С. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности Арало-Каспийского региона. Гостоптехиздат, 1963.

Черепанов Н. Н., Слепакова Г. И. Структуры юго-западной части Южного Мангышлака (площадь мыс Песчаный — впадина Каунды). Тр. ВНИГРИ, вып. 218, 1963.

Чумаков А. А. Материалы по петрографии Мугоджарских гор. Южные Мугоджары (Бохтыбай, Айрюк). Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв., вып. 9, 1939.

Чумаков А. А. Краткий геолого-петрографический очерк западного хребта Южных Мугоджар. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол.-почв., вып. 9, 1940.

Чумаков А. А. Петрология магматических образований Южных Мугоджар. Изд-во ЛГУ, 1941.

Шалабаев С. А. Перспективы нефтегазоносности Южного Мангышлака и Северного Прикарабогазья. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 2 (53), 1963.

Шаля А. А. Новые данные о позднетриасовых — раннеюрских отложениях (аральсорская свита) западных и центральных районов Прикаспийской синеклизы. Докл. АН СССР, т. 160, № 4, 1965.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946а.

Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1946б.

Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 5, 1955.

Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. В кн. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Междунар. геол. конгр., XXI сесс., докл. сов. геол., изд-во АН СССР, 1960.

Швембергер Н. А. Солянокупольные структуры Северного Прикаспия. В сб. «Вторая научно-техническая конференция Новочеркасского политехнического института». Новочеркасск, 1954.

Шевырев А. Л., Шлезингер А. Е. К вопросу о возрасте нижних горизонтов триаса на полуострове Мангышлак. Докл. АН СССР, т. 133, № 6, 1960.

Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. Тр. ГИН АН СССР, вып. 132, изд-во «Наука», 1965а.

http://jurassic.ru/

Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности», изд-во «Наука», 1965б.

Шлезингер А. Е., Плещеев И. С. История формирования рельефа Мангышлака и связь его с основными тектоническими структурами. Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 6, 1959.

Шолохов В. В. Отражение глубинных разломов в геоморфологическом облике Устюрта. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1963, № 8.

Шолохов В. В. О происхождении и тектонике впадины Карынжарык. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 10, 1964.

Шолохов В. В., Чельцов Ю. Г. О меотических и понтических отложениях Западного Устюрта. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 10, 1960.

Шрайбман В. И. Глубинное строение Северного Устюрта в связи с возможной его нефтеносностью. «Геология нефти», 1957, № 3.

Шульц С. С. Основные черты мезо-кайнозойской структуры Арало-Каспийского водораздела. Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, вып. 4, 1955.

Шульц С. С. (мл.). Характер сочленения Урала и Тянь-Шаня. Ст. 2: Кызылкумо-Алайская система вариаций и ее сочленение с Уралом. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 5, 1966.

Шумилин С. В. О тектонике Эмбенского района. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. II, вып. 1, 1933.

Шумилин С. В. Геологическое строение Эмбенской нефтеносной области. В кн. «Большая Эмба», т. 1, изд-во АН СССР, 1937.

Эвентов Я. С. Новые данные к стратиграфии и тектонике правобережья Сталинградского Поволжья (в свете работ Сталинградской газонефтяной экспедиции). Тр. Моск. фил. ВНИГРИ, вып. 2, 1951.

Эвентов Я. С. Западная часть Прикаспийской впадины. Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения). Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 96, 1956.

Эвентов Я. С. Условия залегания четвертичных отложений в Нижнем Поволжье. В сб. «Тезисы докл. Всесоюзн. межвед. совещ. по изучен. четвертичного периода», изд-во АН СССР, 1957.

Эвентов Я. С. Результаты работ ВНИГНИ в западной части Прикаспийской впадины. В кн. «Геология и нефтегазоносность юго-восточных районов Русской платформы». Гостоптехиздат, 1958.

Эвентов Я. С. Геологическое обоснование перспективного плана геологоразведочных работ на нефть и газ в Актюбинском Приуралье и Западном Примугоджарье. В кн. «Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамления». Гостоптехиздат, 1967.

Эвентов Я. С., Проничева М. В. Новейшая тектоника Прикаспийской впадины и ее значение для поисков нефти. В сб. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры», изд-во «Недра», 1967.

Эдельштейн И. И. Петрология и никеленосность гипербазитовых интрузий Тоболо-Буруктальского района на Южном Урале. В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 1, Тр. 1 Уральск. петрогр. совещ. Свердловск, 1963.

Юркевич И. А. Юрские континентальные отложения. Сб. «Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области», ч. I, II, изд-во АН СССР, 1943.

Якушева А. Ф. История новейшего геологического развития Восточного Предкавказья и Северо-Западного Прикаспия. Сб. матер. Компл. Южной геол. эксп. (КЮГЭ), вып. 7. Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. Гостоптехиздат, 1962.

Яншин А. Л. Тектоника Каргалинских гор. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. X, № 2, 1932.

Яншин А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири. В сб. «Тр. конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия», изд-во АН СССР, 1937.

Яншин А. Л. Тектоника Северного Приаралья. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XXIII, № 8, 1939.

Яншин А. Л. Геологическое строение северо-западного Приаралья. В кн. «Материалы по геологии Центрального Казахстана (итоги работ Центр.-Каз. компл. эксп. 1936—1937 гг.). Изд-во АН СССР, 1940а.

Яншин А. Л. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии района Чушкакульской антиклинали. Тр. ГИН АН СССР, вып. 32, геол. сер., № 9, 1940б.

Яншин А. Л. Верхняя юра, мел и палеоген. Кн. «Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной обл.», ч. 2, изд-во АН СССР, 1943.

Яншин А. Л. Геологическая история Орского Урала в третичном периоде. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948а.

Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948б.

http://jurassic.ru/

Яншин А. Л. Палеоген Мангышлака. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXV (4), 1950.

Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современное представление по этому вопросу. В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР», изд-во АН СССР, 1951.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Мат-лы к познанию геол. строения СССР, вып. 15/19. Изд-во МОИП, 1953.

Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 5, 1955.

Яншин А. Л. Вопросы палеогеографии четвертичного периода и новейшей тектоники. В сб. «Материалы Всесоюзн. совещания по изучению четверт. периода», т. III, изд-во АН СССР, 1961а.

Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ. «Геология и геофизика», изд-во Сиб. отд. АН СССР, № 1, 1961б.

Яншин А. Л. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений». Гостоптехиздат, 1962.

Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей. В кн. «Методы изучения тектонических структур», т. 1, изд-во АН СССР, 1960.

Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. и др. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 4, 1961.

Myashiro A. Calcium — poor garnet in relation to metamorphism. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 4. 1953.

Trusheim F. Über Halakinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands.— Zeitschrift deutsch. geol. Ges., Bd. 109, 1957.

Trusheim F. Mechanism of salt migration in Northern Germany. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, v. 44, № 9, 1960.

http://jurassic.ru/

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 7

Глава 1. **Магматизм и метаморфизм** 9

Магматизм (Г. И. Водорезов, А. В. Волошин, Л. И. Киселев, Г. А. Костик, Б. Е. Милецкий, В. И. Федоров) 9

Косистекско-Аксуйский мегасинклинорий 12
Кемпирсайский мегантиклинорий 16
Западно-Мугоджарский мегасинклинорий 19
Мугоджарский мегантиклинорий 27
Иргизский мегасинклинорий 37
Зауральский мегантиклинорий 41

Метаморфизм (А. В. Миловский) 42

Метаморфические породы альмандино-амфиболитовой фации 43
Метаморфические породы фации зеленых сланцев 47
Петрохимия и петрология главных типов метаморфических пород Мугоджар . 48
Абсолютный возраст метаморфических пород и этапы тектоно-магматической активности в Мугоджарах 50
Некоторые вопросы метаморфизма в Мугоджарах 53

Глава 2. **Тектоника** 57

Южная оконечность Урала (П. Л. Смольяников) 57

Периферия южной оконечности Урала 72

Актюбинское Приуралье (П. Я. Авров, И. Б. Дальян) 72
Мезо-кайнозойские («дизъюнктивные») мульды Актюбинского Приуралья (В. С. Журавлев) 87
Периферия Мугоджар (Р. Г. Гарецкий, Л. Г. Кирюхин) 95

Прикаспийская впадина (В. С. Журавлев) 108

Структурные этажи осадочного чехла Прикаспийской впадины 108
Структурные соотношения между подсолевыми, соленосными и надсолевыми отложениями Прикаспийской впадины 113
Типы локальных структур, созданных соляной тектоникой 121
Тектоническое районирование Прикаспийской впадины 129

Мангышлак (А. Е. Шлезингер) 166

Складчатый фундамент 166
Платформенный чехол 170

Устюрт (Р. Г. Гарецкий, Л. Г. Кирюхин, И. С. Плещеев, А. Е. Шлезингер) . . 182

Глубинное геологическое строение Западного Казахстана в свете геофизических данных 191

Прикаспийская впадина (В. С. Журавлев) 191
Мангышлак, Устюрт и периферия Мугоджар (Р. Г. Гарецкий, В. И. Шрайбман) 210

http://jurassic.ru/

Глава 3. **Новейшая тектоника** 231

Южная оконечность Урала (Е. Д. Тапалов) 231
Периферия южной оконечности Урала (Актюбинское Приуралье, Западное Примугоджарье и юго-запад Тургайской равнины) (Е. Д. Тапалов) 242
Прикаспийская впадина (Л. Б. Аристархова) 245
Мангышлак, Южное Примугоджарье, Северное Приаралье и Устюрт (Ю. М. Клейнер) 256

Глава 4. **Геоморфология** 260

Южная оконечность Урала (Е. Д. Тапалов) 260
Орь-Илекская возвышенность 260
Мугоджары и юго-западная часть Тургайской равнины 266
Периферия южной оконечности Урала 274
Актюбинское Приуралье и Западное Примугоджарье (Е. Д. Тапалов) . . . 274
Южное Примугоджарье и Северное Приаралье (Ю. М. Клейнер) 278
Подуральское плато и Прикаспийская низменность (Л. Б. Аристархова) . . 283
Мангышлак (О. А. Белкин) 293
Горный Мангышлак 294
Степной Мангышлак (Южно-Мангышлакское плато) 298
Полуостров Бузачи 299
Устюрт (Ю. М. Клейнер) 301

Глава 5. **История геологического развития территории Западного Казахстана** (Р. Г. Гарецкий, В. С. Журавлев, Р. А. Сегедин) 305

Литература 323

http://jurassic.ru/

Коллектив авторов

ГЕОЛОГИЯ СССР

Том XXI

Западный Казахстан

книга 2

Редактор издательства *В. В. Кузовкин*

Техн. редактор *Е. С. Сычева*

Корректор *Л. И. Окронгло*

Сдано в набор 25/VIII—1969 г.

Подписано в печать 27/I—1970 г. Т-02653

Формат 70×108¹/₁₆ Печ. л. 22 (с 1 вкл.) Усл. печ. л. 30,8

Уч.-изд. л. 30,50 Бумага № 2

Индекс 3—4—1 Заказ 887/10693—14

Тираж 1000 экз. Цена 2 руб. 25 коп.

Издательство «Недра». Москва, К-12,
Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленкартфабрика ВАГТ

http://jurassic.ru/