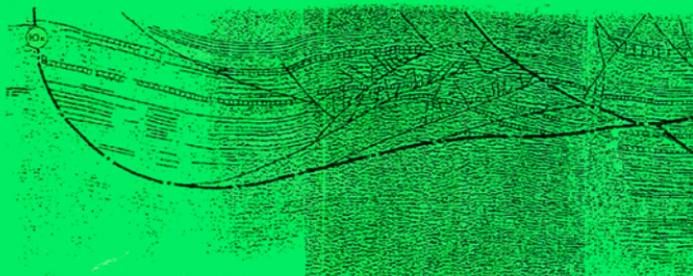


АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН
Отделение наук о Земле и экологии
Институт геологии УНЦ РАН

Структурная геология северо-востока Башкортостана



Уфа — 1999

АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН

Отделение наук о Земле и экологии

Институт геологии УНЦ РАН

Структурная геология северо-востока Башкортостана

Ответственный редактор

Доктор геолого-минералогических наук Ю.В. Казанцев

Уфа — 1999

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА БАШКОРТОСТАНА.

Ю.В. Казанцев, Т.Т. Казанцева, А.И. Загребина, С.А. Газизова

В монографии рассмотрены главные особенности структуры южной части Юрюзано-Сылвинской впадины Предуральяского прогиба на северо-востоке Башкортостана. Основу ее составили материалы авторов, данные бурения и современной геофизики, позволившие по-новому объяснить строение региона, дать оценку перспектив его нефтегазоносности и выделить первоочередные объекты поиска углеводородного сырья.

Уфа: АН РБ, Отделение наук о Земле и экологии, 1999. — 131 с.

Рецензенты: доктор технических наук Валеев и к.г.-м.н. В.А. Романов

Компьютерный набор и верстка Елизарьевой О. Г.

Предисловие

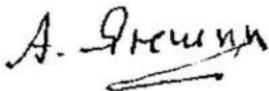
Одним из нефтегазоносных районов на северо-востоке Башкортостана является Юрюзано-Сылвинская впадина Предуральяского прогиба, нефтегазовый потенциал которой можно оценивать еще достаточно высоко. В последние годы здесь получены новые данные бурения, геофизики и геологической съемки, анализ которых представлен в монографии Казанцева Ю.В., Казанцевой Т.Т., Загребинной А.И. и Газизовой С.А. «Структурная геология северо-востока Башкортостана». Основной автор работы, Казанцев Ю.В. широко известен геологической общественности страны своими трудами «Структурная геология Предуральяского прогиба», «Структурная геология Крыма», «Структурная геология Магнитогорского синклинория Южного Урала» и др. Настоящая монография, предлагая исследования по геологии Урала и Предуралья, является новым весомым вкладом в изучение структурной и нефтегазовой геологии Предуральяского прогиба.

Накопленные геолого-геофизические материалы позволили не только подтвердить созданную ранее систему представлений на строение этой важнейшей для нефтяников структуры, но и существенно уточнить, детализировать ее основные положения.

Подтверждая общий надвиговый стиль тектоники она вносит существенные коррективы в строение впадины, выявляя неизвестные ранее детали морфологии структурных форм, а также обнаруживая новые дислокации на глубинах 5-7 км, не согласующиеся с верхним структурным планом. Последнее важно учитывать при геологоразведочных работах.

Уверен, что монография будет интересна широкому кругу специапистов, занимающихся изучением структурной геологии и оценкой перспектив нефтегазоносности различных регионов страны.

Академик



А.Л. Яншин

Введение

Исследуемый район занимает северо-восточную часть территории Башкортостана. На севере, востоке и юге он ограничен административными границами республики со Свердловской и Челябинской областями, на западе — меридианом с. Тастуба (рис. 1). В тектоническом отношении представлен южной частью Юрюзано-Сылвинской впадины, располагающейся между Косьюинско-Чусовской седловиной на севере и Вельской впадиной на юге в составе Предуральяского прогиба.

Протяженность Юрюзано-Сылвинской впадины около 400 км, ширина 50-80 км. В широтном сечении выделяются внешняя зона — западная и внутренняя — восточная. Последняя известна как Уфимский амфитеатр.

Поверхность кристаллического фундамента под впадиной погружается на восток от 3 (скв. 1 Осинцевская) до 13 км (данные геофизики). Структура верхнего докембрия изучена недостаточно. По данным С.Г. Морозова (1975) предполагается, что на севере сюда заходят восточные крылья Пермского и Осинцевского сводов, а крайняя южная часть впадины осложнена Березовско-Месягутовской террасой. Палеозойские и допалеозойские отложения платформенного чехла в региональном плане погружаются на восток и юг, согласуясь, в целом, со структурой фундамента.

Стиль тектоники Предуральяского прогиба определяют надвиговые дислокации, отчетливо устанавливающиеся на всем его протяжении. Они изучены достаточно детально, обоснованы и продемонстрированы большим фактическим материалом в семидесятых-восемидесятых годах нашего столетия (Казанцев, 1974; 1982; 1984 и др.; Камалетдинов, Казанцев, 1976; Варенцов и др., 1976; Меламуд, 1981). Казалось бы, должны уйти в прошлое представления о ступенчатом строении Юрюзано-Сылвинской депрессии. Однако вновь появляются публикации (Лозин, Снигирев, 1995), возрождающие старые представления о флексурно-ступенчатом строении региона. К сожалению, на основе этих представлений в настоящее время решается проблема нефтегазоносности региона — по проекту названных исследователей АНК«Башнефть» в 1997г. начала буровые работы на поиски здесь нефти.

В настоящее время многие справедливо оценивают роль надвигов как определяющую местоположение структурных ловушек, а также как процесс углеводородообразования (Т.Т. Казанцева, А.А. Трофимук, Н.В. Черский и др.). Надвиговые дислокации, таким образом, становятся главным поисковым критерием залежей углеводородов. В связи с этим понятно наше желание вновь обратить внимание исследователей и, в первую очередь, геологоразведчиков на особенности строения региона, тем более, что новые данные сейсморазведки подтверждают надвиговый стиль тектоники Юрюзано-Сылвинской депрессии.



Рис. 1. Схема тектонического районирования территории Республики Башкортостан

1 — Восточно-Европейская платформа, 2 — Предуральский прогиб (Бв — Вельская впадина, ЮСв — Юрюзано-Сыльвинская впадина), 3 — Башкирский антиклинорий (К — Каратауский, НА — Нязепетровский аллохтоны), 4 — Зилаирский синклиний (КА — Кракинский, СА — Сакмарский аллохтоны), 5 — Структура Уралау, 6 — Магнитогорский синклиний. Заштрихована территория северо-востока РБ.

Краевые прогибы во всем мире являются крупными поставщиками нефти и газа. Только в недрах Месопотамского прогиба разведанные запасы нефти превышают 50 млрд. т. и газа — 9 трлн. м³. Одним из известных нефтегазоносных регионов является Предуральский прогиб. Начиная с 30-х годов текущего столетия здесь открыты многочисленные нефтяные и газовые месторождения, к сожалению сейчас в большинстве выработанные. Вместе с тем, анализ геолого-геофизических данных свидетельствует о реальных возможностях обнаружения здесь новых скоплений полезных ископаемых.

Практически весь разрез палеозоя Предуральского прогиба может считаться нефтегазоносным. Промышленные скопления углеводородов известны в силурийских отложениях (Средне-Макарихинское, Вознесенское и другие месторождения), в терригенном комплексе среднего девона (Культюбинское, Пашнинское, Усинское, Печоро-Кожвинское, Савиноборское. Харьягинское и др.), в карбонатных породах среднего и

верхнего девона-карбона (Табынское, Архангельское, Чашкинское, Режское, Цепельское, Возейское и др.), в терригенном и карбонатном карбоне (Исимовское, Саратовское, Вуктыльское, Южно-Шапкинское и др.), в терригенном комплексе нижней и верхней перми (Кедровское, Курьинское, Усинское, Пачгинское и др.), а также в карбонатных и глинисто-карбонатных отложениях нижней перми (Кинзебулатовское, Воскресенское, Ишимбайское, Карлинское, Введенское и другие месторождения).

В Юрюзано-Сылвинской впадине промышленно нефтегазоносны известняки и доломиты верхнего и среднего карбона. Потенциально нефтегазоносными являются терригенные отложения грязнушинской свиты (O-D₁), а также карбонатно-терригенные толщи венда и верхнего рифея. Основными типами залежей являются структурные, связанные с антиклинальными складками фронтального типа, и литологические, приуроченные к рифовым массивам. Формирование как тех, так и других обусловлено тектоническими факторами.

В настоящее время в Башкортостане нефтедобыча испытывает стремительное падение (от 47 млн. т. в годы расцвета до 16 млн. т. в последние годы). Причем, планируется дальнейшее падение годовой добычи. Это вызывает озабоченность, так как мы многие годы занимались изучением геологии нефтегазоносных районов Башкортостана и соответственно несем определенную долю ответственности за состояние его нефтяной промышленности. Считаем, что настало время задействовать новые идеи и основанные на них направления поисковых работ, которые, как нам представляется, могут помочь выйти из создавшегося положения. Исследования, проведенные учеными-нефтяниками Отделения наук о Земле и экологии Академии наук Республики Башкортостан, позволяют наметить несколько направлений решения проблемы стабилизации, а, возможно, и увеличения нефтедобычи в республике. Одним из таких направлений являются поиски новых залежей нефти в районах, считающихся отработанными и малоперспективными, с помощью использования современных научных методик.

Анализ геологосъемочных, буровых и геофизических данных показал, что обнаруживается более интенсивная дислоцированность горных масс рассматриваемого района Предураля, чем это принято было считать ранее. Оказалось, что установленные надвиговые дислокации сопровождаются многочисленными дополнительными, часто разнонаправленными разрывами и трещинами, порой с незначительными амплитудами смещения. В целом такие дислокации представляют собой сложнопостроенные аллохтонные системы, состоящие из пакета многоранжированных тектонических элементов (Казанцев, 1998). В результате, от одного стратиграфического горизонта к другому изменяется морфология пликвативных форм, состав и объем выполняющих их вещественных комплексов — потенциальных углеводородосодержащих объектов.

Обнаруживается многоярусное расположение структурных ловушек, что при выяснении особенностей их строения и размещения повысит результативность поисковых работ.

Сказанное заставляет проанализировать с единых теоретических позиций весь накопленный к настоящему времени фактический материал с целью получения новых знаний о региональной структуре территории. С последним связаны выбор направлений поиска структурных ловушек и определение первоочередных объектов при геологоразведочных работах.

Стратиграфический очерк

В геологическом разрезе Юрюзано-Сылвинской впадины наиболее древними, вскрытыми скважинами и обнажающимися на поверхности породами, являются гнейсы, параллелизуемые с образованиями архейского фундамента. Выше располагаются кварциты, кварцито-песчаники, известняки, доломиты, сланцы и рассланцованные породы различного состава рифея; конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты ашинской (бавлинской) серии венда. Вскрытые мощности этих образований колеблются в пределах от 0 до тысячи метров. Такой большой разброс значений обусловлен сложностью их тектонического строения, присутствием аллохтонных форм, в которых разрезы представлены в усеченном виде.

Палеозой начинается с конгломерато-песчано-глинистых осадков ордовика, наращиваемых карбонатно-глинистыми отложениями силура. Девон характеризуется четкой стратификацией и детально расчленен в большинстве разрезов вплоть до горизонтов и слоев. Нижнедевонские отложения достоверно установлены в пределах Уфимского амфитеатра. Они представлены массивными рифовыми известняками мощностью около 500 м. В западной части Уфимского амфитеатра (р. Атиг, Михайловский пруд, д. Арасланово и др.) нижний девон сложен серыми кристаллическими доломитами, мощностью 300 м.

В Юрюзано-Сылвинской впадине С.Г. Морозовым, Е.В. Чибриковой, А.Я. Чагаевым (1968) выделена грязнушинская свита силуру-нижнедевсиского возраста, залегающая на рифейских образованиях и подстилающая карбонатные отложения верхнего девона (рис. 2). Свита в районах сел Яныбаево, Апутово расчленялась снизу вверх на шесть пачек. Средняя из них (третья) представлена доломитами и известняками, остальные — терригенными породами. В четвертой, пятой и шестой пачках Е.В. Чибриковой обнаружен комплекс акритарх и спор силурийско-нижнедевонского облика. На основании этого возраст грязнушинской свиты в объеме всех шести пачек индексировался как силур-нижний девон, хотя три нижние не имели фаунистической характеристики.

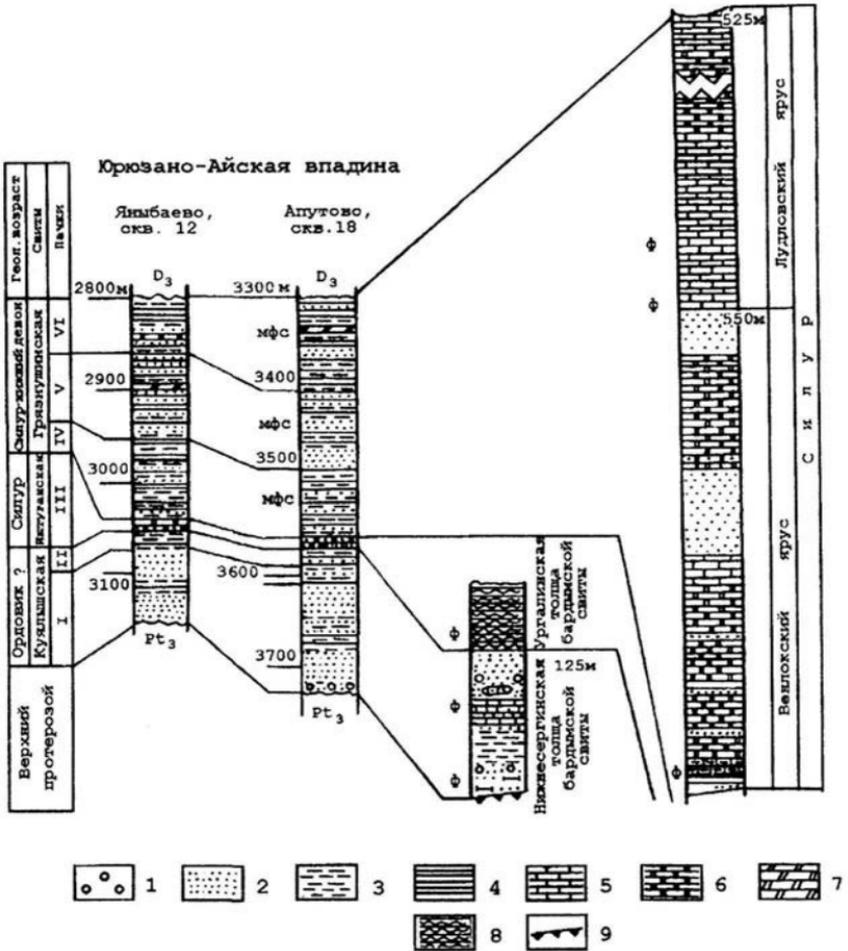


Рис. 2. Схема корреляции досреднедевонских отложений Юрюзано-Сылвинской впадины по Л. Д. Ожигановой и др. (1975)

1 — габбро-галецный материал, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты, 5 — известняки, 6 — доломиты, 7 — доломитовые мергели, 8 — кремнистые сланцы, 9 — нарушения. Ф — фауна.

Две нижние пачки грязнушинской свиты Л.Д. Ожиганова с соавторами (1975) отнесла к ордовику. Первая из них представлена светло-серыми, почти белыми, неравнозернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками (115-135 м), вторая характеризуется несколько меньшими мощностями и слагается серыми доломитистыми алевролитами полевошпат-кварцевого состава. Обе пачки по составу напоминают образования нижнесергинской толщи бардымской свиты Уфимского амфитеатра, вскрытые горными выработками на западном склоне горы Маяк-Тау (верховья р. Ураим). В них обнаружены брахиоподы карадокского возраста (Камалетдинов, 1962). Видимая мощность нижнесергинской толщи здесь 150 м .

Эти две нижние пачки, по мнению Л.Д. Ожигановой, имеют сходство с Кагинским разрезом западного склона Южного Урала. Третья пачка — пачка доломитов грязнушинской свиты — по составу, мощностям, залеганию хорошо коррелируется с набиуллинской свитой лландовери западного склона Южного Урала и с иштугановской свитой доломитов Вельской впадины. Вышележащие четвертая-шестая пачки грязнушинской свиты, содержащие растительные микрофоссилии силуру-нижнедевонского облика, рассматриваются ею как образования, в какой-то части синхронные хлебодаровской свите (таблица).

Таблица

Схема сопоставления досреднедевонских образований палеозоя Предуральяского прогиба

Бельская впадина (по данным Л.Д. Ожигановой, Е.А. Алямкиной, Р.С. Яушева, М.В. Ишерской, 1975)		Юрюзано-Сылвинская впадина (по данным С.Г. Морозова, Е.В. Чибриковой, А.Я. Чагаева, 1968)	
Хлебодаровская свита S(венлок, лудлов)-D ₁		VI пачка	Грязнушинская свита S-D ₁
		V пачка	
		VI пачка	
Иштугановская свита S (лландовери?)		III пачка	
		II пачка	
Куянышская свита O _{1,3} (?)	верхняя толща	I пачка	
	средняя толща		
	нижняя толща		

Средний девон включает эйфельский и живетский ярусы. В первом выделяются: такатинская свита (кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты, 5-250 м), ванышкинские слои (аргиллиты, реже песчаники, мергели, известняки и доломиты, 2-20 м), вязовской (известняки, мергели, аргиллиты, песчаники, 5-115 м), кальцеоловый (известковистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, 20-100 м) и бийский (известняки, реже доломиты и мергели, 20-100 м) горизонты. Живетский ярус

представлен чусовским (песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями мергелей, 3,5-35 м), чesлавским (известняки, доломиты, 1-30 м), пашийским (аргиллиты, песчаники, реже известняки. 5-70 м) и кыновским (известняки, мергели, аргиллиты, песчаники, 15-45 м) горизонтами.

Франские отложения сложены известняками, доломитами, реже мергелями и глинистыми породами, общей мощностью около 200 м. Фаменские отложения на территории Юрюзано-Сылвинской впадины представлены карбонатной фацией. Это известняки и доломиты, доломитизированные известняки иногда с прослоями и линзами кремней, общей мощностью около 200 м. Однако в Уфимском амфитеатре, на хребте Азям и в горах Сарыяк, в бассейне верхних течений рек Суроям Мал. Ургала и Бол. Бадажи обнажаются флишевые толщи фамена (зилаирская свита), слагающие крупные аллохтоны Р.А. и М.А. Камалетдиновыми описаны разрезы зилаирской свиты по рекам Мисаелга, Карсанак и Ушат, мощностью до 650 м. В верхней части разреза среди терригенных слоев встречаются прослой глинистых известняков, в которых названные исследователи нашли органические остатки.

Турнейский и визейский ярусы представлены, в основном, карбонатными отложениями. Бобриковский «репер» в составе кожимского горизонта визейского яруса выделяется маломощной (3-15 м) пачкой мергелей, глинистых известняков, с прослоями терригенных пород. На востоке доля терригенных слоев возрастает. Более верхние части разреза слагаются преимущественно серыми и светло-серыми массивными известняками и доломитами мощностью до 250 м.

В среднем карбоне развиты два типа разреза: карбонатный (платформенный) и терригенный (флишевый). Башкирский ярус в карбонатной фации (мощность около 250 м) присутствует в Юрюзано-Сылвинской впадине вплоть до границы с Уфимским амфитеатром, г восточнее сменяется флишем. Платформенный разрез московского яруса, примерно, с широты Апутовской антиклинали переходит несколько западнее во флишевый. Мощность всей карбонатной части чуть больше 250 м. Мощность флиша среднего карбона на территории Уфимского амфитеатра растет в широтном направлении от 500 (села Леузы. Белокатай) до 2000 м (широта с. Злоказово).

Залегающий в основании московского яруса верейский горизонт сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями и известняками общей мощностью 100-130 м. Сейсморазведчики считают его «реперным», как самым устойчивым и динамически выраженным в палеозойском разрезе. В составе верейского горизонта выделяются прослой «среднего известняка» и известняки «верейского репера», мощностью до 20 м, являющиеся промышленно нефтегазоносными.

Начиная с позднего карбона, а также в нижней перми отложения слагающие прогиб, представлены карбонатными, терригенно-карбонатными и терригенными ассоциациями пород. Среди первых выделяются;

платформенные и рифовые фации, вторые объединяются в депрессионные, а последние известны как пестроцветная моласса. Платформенные фации слагают серые, иногда слабо глинистые слоистые известняки, в целом, выдержанные в мощности на значительных пространствах. Рифовые массивы состоят из известняков, в основном, серых и светло-серых, массивных, неравнозернистых, с многочисленными инкрустационными образованиями, с обильными банками брахиопод, гастропод, гониатитов, мшанок, кораллов, водорослей, фораминифер. Среди известняков отмечаются участки повышенной доломитизации, кремне-ния, нередко зоны кавернозности. Породы отличаются сильной изменчивостью мощности.

Депрессионные фации представлены глинистыми известняками и доломитами, мергелями, аргиллитами, содержащими редкие прослои органогенных известняков. Мощности литологических пачек не выдержаны как по простиранию, так и вкрест. Общая мощность депрессионного типа осадков, как правило, не превышает 300 м, но закономерно и постоянно возрастает в направлении к востоку.

Молассу слагает толща пестроцветных конгломератов, гравели-тов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими слоями и линзами известняков, нередко переполненных органическими остатками. Мощ-ность пород повсеместно значительная, достигающая нескольких сотен метров и резко увеличивающаяся в восточном направлении.

Выделяемые фации одновозрастных осадков имеют четко выра-женную закономерность в своем размещении. В плане они прослежива-ются в виде полос уральского простирания, сменяясь последовательно с запада на восток от платформенных к депрессионным и затем к мо-лассе.

В Юрюзано-Сылвинской впадине зона развития мергельно-глинистой (депрессионной) толщи в плане смещается с возрастом к за-паду. В верхнем карбоне замещение осадков карбонатного типа, разви-тых в западной половине Юрюзано-Сылвинской впадины, на терриген-ные, происходит по линии сел Абзаево — Душембеково. Карбонатный тип разреза представлен известняками с подчиненными прослоями мер-гелей и конкрециями кремней. Преобладают мощности близкие к 90-100 м. Между карбонатными и терригенными типами разрезов прослежива-ется переходный тип — куркинская свита, обнажающаяся узкой полосой от правого берега р. Юрюзаны на восток до левого берега р. Ай. Эта свита представлена аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников и известняков. Мощность ее колеблется в широких пределах — от 60 м (скв.5 Месягутово) до 250 м. (скв.18 Апутово). Собственно терригенный тип разреза — васелгинская свита — развита начиная с западного скло-на Уфимского амфитеатра. Она сложена песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями конгломератов. Мощность свиты возрастает в восточном направлении, достигая 800-1000 м.

В последнее время сейсморазведкой на уровне верхнего карбона, в зоне перехода от карбонатных к терригенным осадкам, выделяются рифогенные постройки, с которыми могут быть связаны залежи углеводородов. Мощность рифовых известняков составляет 100-250 м.

Отложения ассельского и сакмарского ярусов нижней перми, представленные карбонатными породами, обычно выделяются как нерасчлененные ассельско-сакмарские отложения. Они слагаются органогенно обломочными и кристаллическими известняками с подчиненными прослоями доломитов. Общая мощность их 70-100 м. По западному борту впадины выделяется полоса массивных известняков рифогенного облика мощностью до 500 м, известных как «дуванские рифы».

Восточнее зоны рифов ассельско-сакмарские отложения сложены глинистыми известняками и мергелями мощностью 50-100 м (депрессивная фация). Четко разделяются ассельский и сакмарский ярусы в зоне, где развиты разрезы переходного типа (юг и восток Юрюзано-Сылвинской впадины). Здесь, в ассельском ярусе выделяется новокуркинская и ахуновская свиты. Они сложены ритмично чередующимися аргиллитами, песчаниками, алевролитами полимиктового состава с невыдержанными прослоями органогенно-детритовых известняков и мергелей. Мощность ассельского яруса, по данным А.А. Макушина, колеблется от 50 до 350-400 м. В сакмарском ярусе закартированы шариповская и урдалинская свиты. Шариповская свита представлена чередованием (0,2-1 м) песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями органогенно-детритовых известняков. В песчаниках верхней части свиты появляется большое количество обуглившегося растительного детритуса, который иногда образует прослои в 1-2 см толщиной. Мощность свиты на р.Юрюзань у д. Мусатово достигает 200-500 м и увеличивается в восточном направлении до 1500 м.

Урдалинскую свиту слагают органогенно-детритовые известняки с прослоями тонкоплитчатых мергелей и афанитовых известняков. Мощность свиты колеблется от 20 до 80 м. В северо-восточном направлении урдалинская свита постепенно замещается конгломератами бальзякской свиты, большая часть разреза которой по возрасту относится к артинскому ярусу.

У восточного борта Юрюзано-Сылвинской впадины прослеживаются терригенные фации ассельского яруса. Здесь развиты шакарлинская и апутовская свиты, сопоставимые соответственно с новокуркинской и ахуновской (Смирнов, 1956). Шакарлинская свита сложена полимиктовыми песчаниками и аргиллитами с подчиненными прослоями полимиктовых мелко- и среднегалечных (от 3-5 до 10-15 см) конгломератов. В районе деревень Уракова, Маскара и Шакарлы в основании свиты прослеживаются водорослевые известняки («ураковские рифы») мощностью от 10-15 до 30-50 м. Апутовская свита представлена известковистыми песчаниками и глинистыми сланцами с маломощными прослоями

слабопесчаных известняков. Мощность свиты, по мнению Г.А. Смирнова, близка к 300 м. Общая мощность ассельского яруса на восточном борту впадины достигает 1000 м.

Артинский ярус сложен мергелями и глинистыми известняками (янгантауская свита), мощность которых составляет 400-700 м. В центральной части впадины артинский ярус представлен ритмично чередующимися песчаниками и мергелями с подчиненными прослоями детритовых известняков и линз конгломератов. Мощность его колеблется от 850 до 1100м.

В восточной части депрессии, в области выходов артинского яруса на поверхность, развита белокатайская свита, сложенная переслаиванием песчаников и конгломератов, в которых встречаются иногда крупные валуны размером до 30 см.

Сведения по истории исследования структуры северо-востока Республики Башкортостан

Начало исследований в данном районе относится ко второй половине XIX столетия. Эти сведения содержатся в работах И.И. Лепехина, П.С. Палласа, И.Г. Георги, А.И. Мурчисона, Э. Вернейля, А. Кайзерлинга, Х. Пандера, В. Меллера, А.А. Штукенберга, Ф.Н. Чернышева, П.И. Кротова и многих других известных геологов. Их исследования касались, в основном, общих вопросов геологии, а также проблем стратиграфии.

В первые годы XX в. на рассматриваемой территории проводились локальные наблюдения, направленные на решение вопросов, связанных с полезными ископаемыми, геоморфологией, гидрогеологией, битумопроявлениями и пр. Ими занимались В.А. Варсанюфьева, Г.В. Вахрушев, А.Н. Розанов и др.

Годы с 1929 по 1935 — это период составления геологических карт 1:200000 масштаба (Н.В. Дорофеев, В.Н. Рябинин, С.С. Осипов, Б.В. Наливкин, М.М. Толстихина, Т.М. Емельянцеv, В.В. Пермьяков, Г.И. Кириченко, О.Ф. Нейман-Пермьякова, Г.Н. Фредерикс, А.В. Хабаков, Г.А. Смирнов, В.И. Носаль, А.М. Рашкуев, В.Н. Крестовников, И.М. Переслегин и др). Впервые в этой области Г.Н. Фредерикс обнаруживает надвиги, осложняющие молассовые толщи перми.

В последующем геологические исследования по изучению структурных особенностей Юрюзано-Сылвинской депрессии, проводили В.Д. Наливкин, П.П. Безруков, М.М. Толстихина, Д.М. Раузер-Черноусова, М.А. Камалетдинов, А.Р. Кинзикеев и др. Работами В.П. Маслова и Д.М. Раузер-Черноусовой изучена полоса пермских рифов (Тастубский, Дуванский, Баргаджинский и др), работами В.Д. Наливкина (1949, 1950) исследованы стратиграфия, тектоника и нефтегазоносность Юрюзано-Сылвинской впадины и Уфимского амфитеатра, оценены перспективы

их нефтегазоносности и даны направления поиска залежей углеводородов. В.Д. Наливкин впервые установил здесь миграцию барьерных рифов позднего карбона — ранней перми с запада на восток и развитие надвиговых дислокаций.

Структурно поисковое бурение на северо-востоке Республики Башкортостан начато с 1958 г. Оно проводилось на Белокатайской, Казанской, Чепуровской и других структурах. В 1960 г. при бурении на Кызылбаевской антиклинальной складке, скважинами 27 и 34 была установлена промышленная нефтегазоносность верхне- и среднекаменноугольных известняков (дебит нефти в скв. 27 составил 355 т/сут. из верхнего карбона и 175 тыс. м³/сут. газа из верейского надгоризонта). В этот же год открыто Метелинское газонефтяное месторождение в верейском надгоризонте (газ до 300 тыс. м³/сут. в скв.78) и башкирском ярусе (дебит нефти 30-140 т/сут. по скважинам 776, 88 и 93).

Полученные положительные результаты вызвали интерес у нефтеразведчиков, развернувших в следующем году работы по глубокому поисковому бурению. В результате обнаружено Устьикинское месторождение в отложениях верейского надгоризонта. Был также выявлен новый потенциально перспективный объект в палеозойском разрезе — грязнушинская свита ордовик-нижнедевонского возраста, представленная песчано-глинистыми отложениями. По данным бурения скважин на Апутовской площади, в них установлены хорошие коллектора, а в водоносных горизонтах — присутствие углеводородных газов.

Проведенные в 50-60 годы региональные геофизические исследования показали погружение кристаллического фундамента к югу, в сторону Каратау и Симской мульды. Данные КМПВ обнаружили южный и юго-восточный склоны Пермско-Башкирского свода, подтвердили многие структуры, выявленные геологосъемкой. Аэромагнитные исследования позволили более обоснованно трассировать разрывные нарушения. На рекомендованных к бурению сейсморазведочных поднятиях — Муслюмовском и Яныбаевском установлены промышленные залежи газа в отложениях верхнего карбона и башкирского яруса среднего карбона.

В семидесятые годы были начаты сейсморазведочные работы МОГТ. В девяностые они продолжились. Многие сейсморазведчики ПО «Башнефтегеофизика» в отчетах сообщают о возможном существовании разрывных нарушений в структуре Юрюзано-Сылвинской впадины, либо выделяют их на отдельных участках. К сожалению, во всех случаях это преподносится лишь в качестве факта, и никак не обсуждается роль таких дислокаций в общей региональной структуре. К тому же, в большинстве случаев такие нарушения рассматриваются как осложняющие лишь горизонты нижней, визе (карбон) — девонской части разреза, не прослеживаясь в другие горизонты палеозоя. Приходится констатировать, что не вся информация, которую получили партии, проанализирована. На многих временных разрезах не отмечены разрывные дислока-

ции, контролирующие, как это выяснилось позже, размещение антиклинальных ловушек нефти и газа. Не увязаны структурные элементы между соседними временными разрезами. Есть пропуски биогермных форм, также являющихся объектами поиска нефтеразведчиков. В результате полную и четкую картину строения палеозойских толщ геологоразведчики не получили. Как вывод — авторы отчетов предлагают дальнейшую детализацию сейсмических исследований.

Структура Предуральского прогиба. Вводная часть

К категории краевых прогибов относят тектонические структуры, формирующиеся под воздействием сопредельных геосинклинальных областей в заключительные этапы их развития. По своему характеру эти структуры резонансные (Пушаровский, 1969), образующиеся на утоняющихся платформенных участках земной коры вдоль тектонически активных (геосинклинальных) зон в условиях постоянного действия бокового давления. Последнее вызывает мощное шарьирование орогенных масс на смежные части платформ, под весом которых гранито-гнейсовый фундамент погружается в сторону геосинклинали (М. Камалетдинов, Р. Камалетдинов, 1971). Очевидно, краевые прогибы должны сопровождать все геосинклинальные зоны, как древние, так и молодые. Проведенный нами сравнительный анализ тектоники краевых прогибов позволил выявить общие закономерности их строения и геологической эволюции, а также установить особенности и причины протекающих тектонических процессов, зафиксированных образованием элементарных тектонических форм, их пространственным размещением и взаимоотношениями между собой (Казанцев, 1984)

Главная роль в структуре краевых прогибов принадлежит региональным надвигам, по которым толщи пород перемещены со стороны складчатой области на платформу. Всюду складчатые дислокации подчинены надвигам и генетически связаны с ними. Горизонтальная амплитуда надвигов и интенсивность дислоцированности горных пород закономерно возрастают по мере приближения к геосинклинальной области.

Последовательность формирования надвигов и сопутствующих им складок представляется в следующем виде. В слоистой толще пород под действием горизонтального сжатия возникает послыйный срыв, переходящий в компетентных породах в надвиг, пересекающий их под углом к напластованию. При этом создается структурная форма, ограниченная снизу поверхностью разрыва. Перемещаясь по ней пласты горных пород во фронтальной, утоненной, части сминаются, образуя линейную антиклинальную складку с более крутым (иногда подвернутым) внешним крылом.

Латеральным давлением обусловлено и появление поперечных сдвиговых дислокаций, разобщавших тектонические чешуи на части и

способствовавших, таким образом, дальней транспортировке аллохтонных масс. Например, Сакмаро-Икский, Каратауский, Полюдовский аллохтоны в Предуральском прогибе, ограниченные сдвигами, оказались перемещенными в сторону платформы намного дальше соседних структур. Сдвиги могли возникать в ослабленных зонах тектонических чешуй во время скольжения из-за различия сил трения на разных участках, неодинаковых наклонов поверхностей смещения или разной толщины самих чешуй. Места заложения некоторых из них могли контролироваться древними (допалеозойскими) разрывными нарушениями, характеризовавшимися преимущественно субширотными (либо северо-западными) простираниями. Образованные вследствие этого тектонические блоки продолжали движение автономно, опережая или, напротив, отставая от соседних. Каждый такой блок мог увлечь за собой и надвинутые на него части других аллохтонных чешуй, оборвав их единими сколами поперечного направления.

В краевых прогибах обычно принято выделять внешнюю и внутреннюю (смежную с орогеном) зоны. Различия между ними выражаются в степени дислоцированности: чем ближе к орогену, тем интенсивнее нарушение пород, что является прямым следствием действия тангенциальных сил со стороны функционировавшей геосинклинальной системы. Распространявшийся на край платформы режим тектонического сжатия обусловил, с одной стороны, создание характерной современной структуры депрессий, а с другой — способствовал заполнению их определенными типами осадков, включающих закономерно сменяющийся по латерали ряд фаций: рифовую — депрессионную — молассу. Внешние границы прогибов, таким образом, четко определяются зоной развития барьерных рифовых массивов, внутренние — распространением моласс. Из анализа фациального состава развитых в Предуралье палеозойских отложений явствует, что краевая депрессия возникла в позднем карбоне и всюду имела в основании платформенные отложения. На территории Вельской впадины западная граница прогиба по фациям верхнего карбона трассируется в субмеридиональном (уральском) направлении вдоль западного края цепочки рифов: Кисындинского, Зилимского, Павловского, Табынского, Карлинского, Цветаевского, Салиховского и Торгасского. Менее уверенно западная граница следует в Юрюзано-Сылвинской впадине. Здесь ее можно наметить вдоль линии, разделяющей верхнекаменноугольные отложения платформенного и депрессионного типов.

Наиболее отчетливо последовательность миграции прогиба во времени установлена на территории Юрюзано-Сылвинской впадины (Наливкин, 1950). В позднекаменноугольный период граница прогиба с платформой проходила здесь по меридиану Выдрзиского рифа, в ассельском веке она отодвинулась на 7-10 км западнее, в сакмарское время — еще на 15-20 км, а в артинское — на 20-30 км. Таким образом,

расстояние, на которое мигрировала западная граница прогиба в течение только ранней перми, здесь составляет 50-60 км (рис 3).

Вопрос о положении восточной границы Предуральяского прогиба до сих пор нельзя считать решенным. Некоторые исследователи проводят ее по самым восточным выходам на поверхность нижнепермских отложений, другие — по линии, восточнее которой располагается зона линейной складчатости западного склона Урала, третьи определяют границу по надвигам зоны передовых складок Урала и т.д. Однако все эти предположения недостаточно учитывают его широтную фациальную зональность. Зоны распространения фаций представлены четкими полосами субмеридионального (уральского) простирания, указывающими на тесную генетическую связь в развитии Урала и Предуралья в этот период времени. Следовательно, без учета размещения фаций наметить восточную границу прогиба невозможно.



Рис. 3. Тектоно-фациальный профиль Юрюзано-Сылвинской впадины на широте г. Кунгура, показывающий миграцию рифовых массивов с востока на запад по мере омоложения возраста от позднего карбона (C_3) к артинскому ярусу нижней перми (P_1a)

Фации: 1 — платформенная, 2 — сульфатная, 3 — рифовая, 4 — депрессионная, 5 — моласса; 6 — надвиги; 7 — скважины

Известные надвиговые дислокации и связанные с ними пликвативные формы в структуре Юрюзано-Сылвинской впадины

По данным бурения и детальным геолого-геофизическим исследованиям в пределах Юрюзано-Сылвинской впадины выделены Мечетлинский, Месягутовский, Юкаликулевский, Артинский, Апутовский и другие "надвиги, прослеживающиеся параллельно складчатому Уралу на 50-150 км (рис. 4). Часть надвиговых дислокаций выражена в рельефе, в результате проведенное А.С. Осеянцем аэродешифрирование подтвердило их выходы на поверхность (Казанцев, Осеянц, 1975). Надвигами впадина расчленена на тектонические чешуи, фронтальные зоны которых осложнены линейными антиклинальными складками: Месягутовской, Белокатайской, Березовской, Лаклинской, Казанской, Апутов-

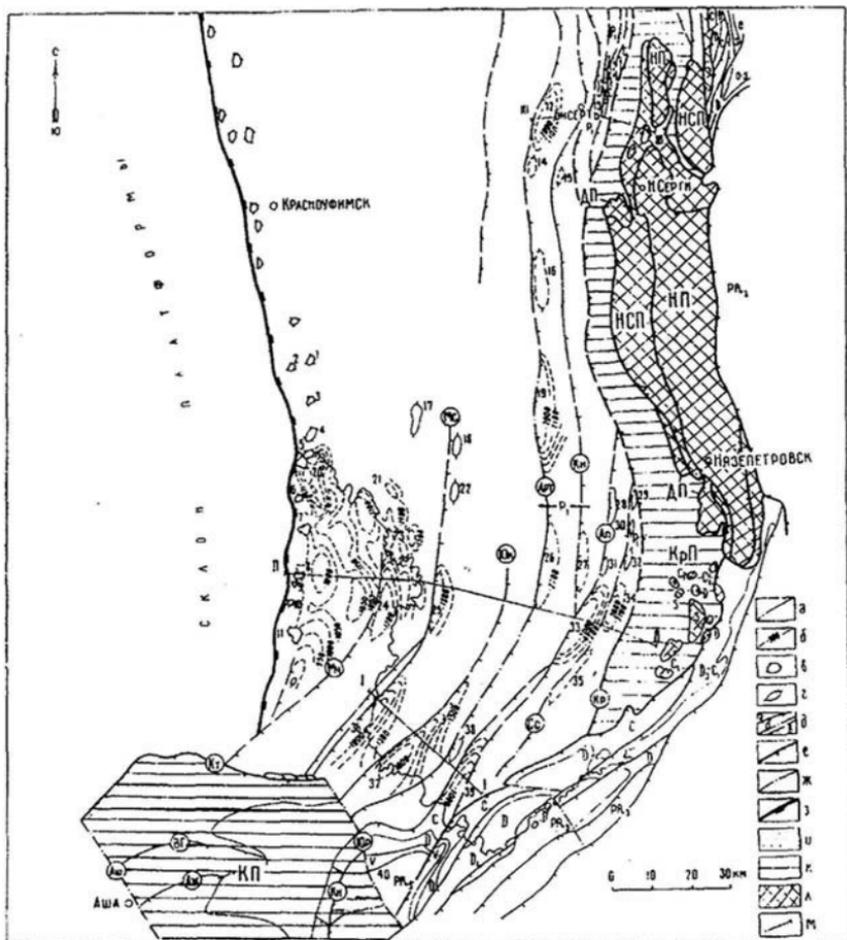


Рис. 4. Геолого-структурная схема южной (Айской) части Юрюзано-Сылвинской впадины по Ю.В. Казанцеву (1984)

а) стратиграфические границы; б) изогипсы среднего карбона (в м); в) нижнепермские рифовые массивы, 1—Бобровский, 2—Осиновский, 3—Сюреньский, 4—Курмантауский, 5—Абдуллинский, 6—Баргаджинский, 7—Ярославский, 8—Тастубский, 9—Чертанский, 10—Дуванский. 11—Ункульдинский; 11—Ункульдинский, выявленные геологической съемкой; 12—Бухаровская, 13—Киргишанская. 14—Майская, 15—Оксановская. 16—Комаровская, 17—Амеровская, 18—Салкын-Чишминская, 19—Березовская, 20—Кызылбаевская, 21—Усть-Айская, 22—Шигаевская, 23—Сабанакановская, 24—Мечетлинская. 25—Яныбаевская. 26—Бепокатайская. 27—Казанская, 28—Маскаринская, 29—Батраковская. 30—Андриановская, 31—Обинцевская, 32—Чепуровская, 33—Апутовская, 34—Ново-Утяшевская, 35—Сосновская. 36—Месягутовская. 37—Юкаликулевская, 38—Верхнекигинская, 39—Лакпинская, 40—Сулеймановская; д) надвиги, выявленные геологической съемкой и бурением (а), сейсморазведкой (б) и предполагаемые (в): Аж—Ажигардакский, Ап—

нием (а), сейсморазведкой (б) и предполагаемые (в) Аж—Ажигардакский. Ап—Апутовский, Арт—Артинский, Кн—Казанский, Мс—Месягутовский, Мх—Мечетлинский, Сс—Сосновский. Юк—Юкаликулевский; е) надвиги, ограничивающие тектонические пластины и покровы Кт — Каратауский, Кр — Карантауский; ж) сдвиги: Аш—Ашинский, Юр—Юрюзанский; и) флиш зилаирской свиты, к) тектонические пластины: КП—Каратауская, КрП—Карантауская; л) покровы: НП—Нязелетровский, НСП—Нижне-Сергинский, ДП—Демидовский; м) линии геологических разрывов.

ской, Бухаровской и другими, группирующимися в протяженные валы. Бурением установлено, что поверхности надвигов падают на восток под углами 10-45°. Амплитуда надвигания пород по ним возрастает в направлении с запада на восток, и по мере углубления — от нескольких сотен метров до 4-5 км. Приведем характеристику некоторых из них.

Так, к примеру, Месягутовская чешуя прослеживается на 100 км в северо-восточном направлении. В долине р.Бол.Ик она перебурена скважинами Яныбаевской разведочной площади. Наклон поверхности надвига на восток на глубине 2500-3000 м составляет 13° (рис. 5) Южнее эта же поверхность встречена в скважинах 5 и 7, пробуренных на Месягутовской структуре. Угол погружения надвига на глубине 800-2000 м равен 35°. Величина надвигания каменноугольных слоев составляет 500-800 м, девонских — до 1300 м. Скв.7 на глубине 2770 м обнаружила еще один разрыв, по которому слои живетского яруса надвинуты на фаменские отложения. Выход его на поверхность прослеживается в 0.5 км западнее и параллельно Месягутовскому надвигу на протяжении 40 км. Вдоль лобовой зоны Месягутовской чешуи нижнепермские и каменноугольные отложения смяты в линейные (фронтальные) антиклинальные складки: Месягутовскую, Яныбаевскую, Салкын-Чишминскую и Шигаевскую, длиной от 5 до 30 км, шириной 1,5-5 км и высотой 100-250 м. Западные крылья наклонены сравнительно круче (до 50°) восточных (5°).

Юкаликулевская чешуя прослежена от Каратауской структуры в северо-восточном направлении на 80 км. Одноименного названия надвиг, ограничивающий ее, обнажается у южной окраины д.Ельгильдино (левый берег р.Ай), севернее д.Душембеково и юго-восточнее с.Тукаево (р.Киги). Погружается он на восток под углами 30-40°. Артинские отложения висячего крыла надвига у д.Ельгильдино образуют антиклинальную складку, известную под названием Юкаликулевской. Структура вытянута в северо-восточном направлении почти на 30 км при ширине 3-6 км и высоте около 300 м. Юго-западная ее периклиналь, вероятно, скрыта под Каратауским аллохтоном. По форме это типичная фронтальная складка, имеющая более крутое (25-40°) западное и пологое (10-15°) восточное крылья.

Расположенная восточнее Артинская чешуя прослежена в «уральском» направлении от р.Юрюзани до, предположительно, района

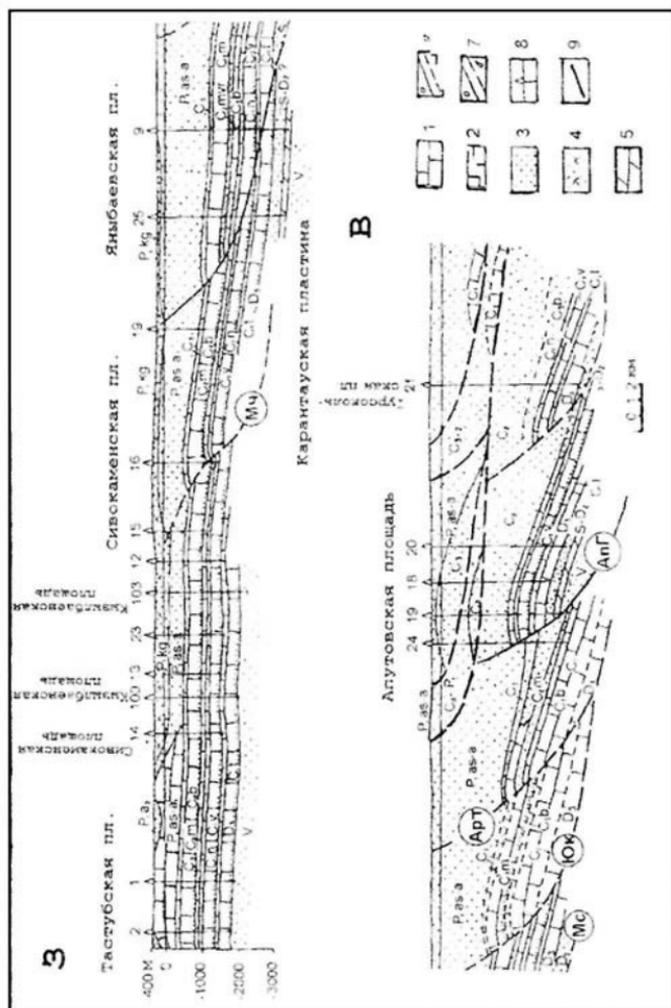


Рис. 5. Геологический разрез через южную часть Юрюзано-Сылвинской впадины по линии 1-11 (По Казанцеву, 1984)

1 — известняки; 2 — рифовые известняки; 3 — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 — то же загилсо; 5 — доломиты; 6 — стратиграфические границы уславленные (а) и предпологаемые (б); 7 — линии надвигов установл и предпологаемых (б); 8 — скважины; 9 — подошва Карантавской пластины. Названия надвигов см. рис. 4

пос.Шалья. Длина ее обнаженной части более 100 км, ширина 5-10 км. Артинский надвиг фиксируется интенсивной дислоцированностью пород перми у д.Душембеково. Эти отложения здесь смяты в мелкие складки и дроблены. К северу же он трассируется вдоль западного крыла Белокатайской антиклинали. Белокатайская антиклиналь имеет меридиональное простирание длиной 25 км, шириной 5 км и высотой около 100 м. В 10 км севернее располагается Березовская структура, по размерам близкая к Белокатайской. Обе складки подтверждаются данными сейсморазведки по горизонту «С₂» (соответствует кровле башкирского яруса среднего карбона): Березовская оконтуривается изогипсой минус 2100 м, Белокатайская минус 2700 м. Западные их крылья круче восточных.

Апутовская чешуя выделяется на юге Юрюзано-Сылвинской впадины в виде полосы, простирающейся вдоль западного края Уфимского амфитеатра на протяжении 100 км С востока она последовательно перекрыта надвигами Сосновской чешуи и Карантауской пластины, полностью скрываясь под ними на широте г.Нязепетровска Ограничивающий Апутовскую чешую надвиг установлен бурением на Апутовской антиклинали и трассируется к северу и югу от нее комплексом геолого-геофизических исследований и дешифрирования аэрофотоснимков Во фронтальной зоне надвига слои перми смяты в линейные антиклинальные складки (Апутовскую, Обинцевскую и Маскаринскую), по форме отвечающие складкам фронтального типа. Апутовская антиклиналь вытянута в северо-восточном направлении на 23 км, имея ширину 4 км и высоту 150 м Западное ее крыло наклонено под углом 30°, восточное менее 20°. Проведенное здесь бурение выявило, что поверхность надвига погружается к востоку под углом до 50" наверху, выполаживаясь с глубиной до 15°. Амплитуда надвигания каменноугольных пород достигает 2000 м.

Обинцевская антиклиналь, располагающаяся в 9 км севернее Апутовской, прослежена в меридиональном направлении на 4,5 км при ширине 1,5 км и высоте 100 м. Следующая к востоку Маскаринская структура имеет длину 11 км, ширину 2 км и высоту около 150 м. Обе складки отличает асимметричность крыльев (западные круче восточных).

Южнее отмеченной группы складок, в бассейне р.Леузы, в районе деревни того же названия, породы нижней перми смяты в линейную антиклиналь, западное крыло которой опрокинута (здесь слои падают на восток под углами 40-45°), восточное наклонено под углами 20-15°. Вдоль западного крыла проходит поверхность Апутовского нарушения, по которому породы сакмарского яруса полого надвинуты к западу на терригенные отложения белокатайской свиты артинского яруса.

В 5-10 км восточнее Апутовского, по данным сейсморазведки и дешифрирования аэрофотоснимков, прослеживается Сосновский надвиг, ограничивающий одноименную чешую. Вдоль надвига породы круто изогнуты в виде погружающейся на запад флекстуры, в пределах

которой пласты пород стоят «на головах». Вдоль ее простирания выделен ряд асимметричных антиклиналей: Сосновская, Новоутяшевская, Чепуровская, Андриановская и др. Первая из них закартирована геологической съемкой в породах новокуркинской свиты ассельского яруса нижней перми, вторая оконтуривается выходами верхнекаменноугольных пород среди нижнепермских. По данным сейсморазведки МОВ Новоутяшевская антиклиналь ограничивается изолинией минус 2100 м по горизонту «С₂»: Длина ее 12 км, ширина — 5 км, высота более 200 м. Остальные структуры меньших размеров выделены комплексом геологической съемки и аэродешифрирования в отложениях нижней перми.

В 4 км восточнее Сосновского выделен полого наклоненный на восток Карантауский надвиг, окаймляющий крупную аллохтонную пластину того же названия. Он вскрыт скв. 21 Турсакальской площади на глубине 1670 м, где под карбонатными отложениями башкирского яруса обнаружена флишевая толща московского яруса среднего карбона. Вдоль фронта этого надвига известна крупная Турсакальская антиклиналь, длиной более 20 км, шириной 5-6 км и высотой не менее 200 м. Породы западного крыла структуры падают под углом 20-22°, восточного — 10-12°.

Методы картирования дислокаций

Аэрофотодешифрирование разрывных и складчатых дислокаций

Сейчас имеются доказательства того, что и сейчас происходят движения по многочисленным надвигам (открытым или «слепым»), имеющим древнее заложение. Дело в том, что некоторые разломы после своего образования навсегда остаются ослабленными зонами земной коры, движения по которым в условиях сжатия (Кропоткин, 1990) происходят в первую очередь. Например, по палеозойскому надвигу в штате Теннесси США было измерено горизонтальное смещение пластов пород с 1965 по 1978 гг., оказавшееся равным 25 см. Оно вызвало вертикальное поднятие местности на 16 см. Движение по надвигу не было равномерным. Среднегодовое смещение с 1966 по 1974 гг. составило 3,8 см, а в течение 1974-1978 гг. заметных смещений вообще не произошло. В 15 км восточнее, в другом разрыве за то же время зафиксировано горизонтальное смещение пород на 20 см, вертикальное же на 7,5 см. Американские геологи подсчитали, что за 10 лет в течение 60-70-годов провинция Долин и Гряд в штате Пенсильвания испытывала вертикальное поднятие со скоростью 2 см в год (Schaffer, 1979). Связь сейсмоактивное™ с тектоническими процессами в земной коре установлена и на землях Башкортостана.

Одним из способов получения необходимой информации о степени мобильности надвигов исследуемого района является регистрация сейсмического шума эндогенной природы, анализ его параметров и построение карты распределения уровня шума по площади. Как установлено, на территории РБ наибольшая интенсивность сейсмического шума эндогенного происхождения создается в местах обнажения на поверхности активных разрывных нарушений (Нигматулин, Казанцева, Камалетдинов и др., 1998; Казанцев, Казанцева, Камалетдинов и др., 1995, 1996). В результате в лобовых частях надвигов поверхность рельефа подвергается интенсивной эрозии с усилением процессов овраго-, оползне-, карстообразования и прочих явлений. Поэтому обнаружение зон современной сейсмо-тектонической активности на территории Юрюзано-Сылвинской впадины позволяет использовать метод аэрофотодешифрирования для выделения разрывных дислокаций.

Флишоидный состав развитых в Юрюзано-Сылвинской впадине образований в условиях слабой обнаженности создает значительные трудности в расшифровке геологического строения территории. По данным проведенных геологических съемок здесь уверенно устанавливаются лишь перегибы слоев и углы наклона крыльев структур. Контуры же складок, особенно их периклинальные окончания, интерполированы условно. Дизъюнктивные дислокации при этом чаще не улавливались. Применение же аэрогеологических методов исследований, основанных на закономерной взаимосвязи внешних (рельеф, гидросеть) и внутренних (геологическое строение) компонентов ландшафта, дает положительные результаты. Благодаря этой взаимосвязи можно довольно отчетливо наблюдать на аэрофотоснимках элементы дизъюнктивной и пликативной тектоники.

В районах развития складчатости устойчивые к денудации пласты и комплексы осадочных пород образуют четкие компоненты ландшафта; увалы, гряды, гривы, уступы рельефа, холмы. Так, простирания пород можно определить по ориентировке элементов рельефа, спрямленным участкам долин или русел рек, растительному покрову, по фототональной окраске на отдельных участках — пашнях, лугах, залесенных массивах. Линии разломов выявляются и трассируются по наличию асимметричных линейных долин, «азимутальному несогласию» простирающихся пород вдоль линии разрыва. Периклинальные и центриклинальные замыкания складок определяются по сближению линейных форм рельефа, наличию кольцеобразного, полуовального или серповидного рисунка гидросети, иногда по наличию поперечных форм рельефа. Субширотные тектонические нарушения хорошо выделяются в рельефе в виде крутых отвесных линейных уступов, прямолинейных участков долин, гребнеобразных линейных водоразделов, расположенных вкрест простирания пород и т.д. Направления падения пластов можно определять по выходам фотомаркирующих слоев (с образованием пластовых фи-

гур) и строению отдельных форм рельефа (асимметричные склоны, куэсты).

Проведенное аэродешифрирование внутренней зоны Юрюзано-Сылвинской впадины в бассейне реки Маскары, левого притока р.Уфы, позволило выделить ряд дизъюнктивных и пликативных структурных форм. В центральной части исследованного района прослеживается разлом, названный Карантауским. На аэрофотоснимках он четко трасируется в верховьях р Савалды где вдается к востоку у южной периклинали выделенной здесь Бехтеревской антиклинальной складки. Южнее линия нарушения приурочена к грядообразному прямолинейному водоразделу Катнашта-Сакалдым, где выделяются Савалдинская, Калиновская и Турсакальская антиклинальные складки (рис. 6).

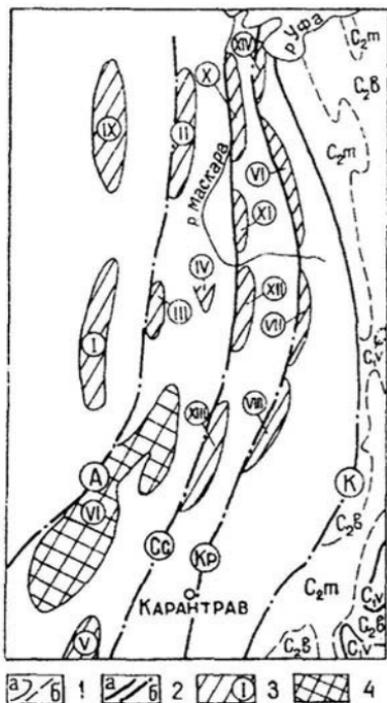


Рис. 6. Схема структуры внутреннего крыла Юрюзано-Сылвинской впадины по данным аэродешифрирования (Казанцев, Осепянец, 1975)

1 — стратиграфические границы достоверные (а) и предполагаемые (б); 2 — тектонические разрывы прослеженные (а) и предполагаемые (б): А — Апутовский, Сс — Сосновский, Кр — Карантауский. К — Кургинский; 3 — структуры, выделенные геологической съемкой и подтвержденные данными структурно-геоморфологического дешифрирования: I — Казанковская, II — Маскаринская, III — Обинцевская, IV — Черепановская, V — Сосновская, VI — Савалдинская, VII — Калиновская, VIII — Турсакальская, IX — Кулякская, X — Батраковская, XI — Андриановская, XII — Чепуровская, XIII — Новоутяшевская, XIV — Бехтеревская; 4 — структуры, выделенные сейсморазведкой по горизонту, сопоставляемому с кровлей башкирского яруса: XV — Апутовская.

Бехтеревская структура, по данным дешифрирования, имеет длину 4,5 км, ширину — 1,5 км. Ее центральная часть и восточное крыло перекрыты конгломератами белокатайской свиты артинского яруса, имеющими здесь, по всей вероятности, малую мощность. На аэрофотоснимках достаточно отчетливо просматриваются элементы южной периклинали и сводовая часть структуры. Северное периклиналиальное замыкание приходится на пойму р.Уфы, где отсутствуют четкие дешифрировочные признаки. Савалдинская антиклиналь, зартированная геологической

съемкой, прослеживается от с. Савалды до д. Балеевка в юго-восточном направлении на 10 км при ширине 1-1,3 км. На аэрофотоснимках структура четко определяется по линейно-вытянутым или слегка изогнутым компонентам ландшафта (грядам, гривам, холмам, дугообразным полосам растительности и т.п.), являющимся отражением литологического состава развитых здесь отложений ассельского яруса. Падение слоев на восточном крыле наклонено под углом 20° , на западном до 50° .

Калиновская антиклинальная складка, расположенная в 3 км южнее Савалдинской, также была закартирована геологической съемкой. Длина ее 8 км, ширина 1 км, высота более 200 м. В ядре складки обнажаются песчаники, аргиллиты и мергели васелгинской свиты верхнего карбона. Северная периклиналь и восточное крыло сложены песчаниками и глинистыми сланцами ассельского яруса. На аэрофотоснимках названная структура четко выявляется рисунком разнотональных полос, обусловленных различной окраской и разной мощностью элювия над пачками грубозернистых (песчаники) и тонкозернистых (аргиллиты, глинистые сланцы) пород.

Южнее, в полосе развития верхнекаменноугольных отложений была закартирована Турсакальская антиклинальная складка. Ее длина, по данным геологической съемки — 22 км, высота — 400 м. Южная периклиналь структуры располагается в районе с. Кадырове. По данным дешифрирования, южное ее замыкание ограничивается р. Б.Ик, где четко выделяется дугообразным расположением гидросети и наличием поперечных форм рельефа. Северная периклиналь складки находится в районе д. Комарушки и определяется наличием поперечных форм рельефа. На залесенных участках местности простирания чередующихся терригенных пачек отчетливо устанавливаются полосчатым рисунком, связанным с различной густотой растительного покрова и обусловленным формами микрорельефа: гривками, ложбинами, цепочками микрозападин и т.д. Длина структуры 8 км, ширина 1,5 км, высота 300 м. Породы на восточном крыле складки залегают под углами $20-40^\circ$, на западном — $40-75^\circ$. Обнажающиеся на западном крыле Карантауского разлома нижнепермские осадки местами стоят вертикально, либо запрокинуты на запад.

К востоку от Карантауского нарушения геологической съемкой был выявлен Кургинский разлом, прослеживающийся в юго-восточном направлении от р. Уфы до пос. Ункурда, меняющий затем простирание на меридиональное, а с широты горы Гильмагас — на юго-западное. В северной части по разлому соприкасаются среднекаменноугольные и нижнепермские отложения. В южной половине разлом прослеживается внутри толщи среднекаменноугольных образований. Вертикальная амплитуда смещения пород по нему составляет 2500 м (Камалетдинов, 1974).

Западнее описанных структур, в полосе развития ассельских отложений намечается новый вал линейных структур, прослеживающихся вдоль выявленного дешифрированием Сосновского нарушения. Последнее наиболее отчетливо следует по долинам рек Маскара и Сакалдым. На севере, в нижнем течении р. Маскары, намечается Батраковская антиклинальная складка. Она вытянута в меридиональном направлении на 8 км при ширине 1 км. Углы падения пород восточного склона варьируют в пределах 30-40°. Периклинали складки отражаются на снимках дугообразным расположением правых притоков р. Маскары и таким же расположением полос растительности.

Андриановская структура выделена в 2 км южнее Батраковской. Она прослеживается в меридиональном направлении на 4,5 км, имея ширину 1,2 км. Периклинальные замыкания четко фиксируются элементами рельефа и гидросети. К востоку от Андриановской складки располагается Кармановская синклиналь, вытянутая в меридиональном направлении на 15 км. Понижение установлено геологической съемкой и отчетливо просматривается на аэрофотоснимках. Эта синклиналь разделяет Сосновскую и Карантаускую зоны поднятий. В 1 км южнее Андриановской, на левом борту р. Маскары, выделена Чепуровская антиклинальная складка. На аэрофотоснимках рисунок структуры просматривается по фототональной окраске элювиальных полос литологических разностей пород (песчаников, аргиллитов и мергелей верхнего карбона) и элементам ландшафта. Длина ее 8,5 км, ширина 1,4 км, ориентировочная высота 150 м. Ядро складки нарушено субширотным разрывом небольшой амплитуды.

В 1,5 км юго-западнее Чепуровской структуры, в полосе выходов на поверхность верхнекаменноугольных отложений, располагается Новоутяшевская структура. Ее северная периклиналь фиксируется выходами пород кровли верхнего карбона. На аэрофотоснимках складка выделяется по разнотональным полосам растительности на залесенных участках местности и по наличию поперечных к простиранию форм рельефа. Длина антиклинали 9 км, ширина 2 км.

К западу от Сосновского разлома трассируется следующая зона линейных антиклинальных складок: Маскаринская, Обинцевская и Апутовская, закартированные геологической съемкой в полосе развития терригенных пород ассельского яруса. Вдоль западных крыльев этих складок намечается линия Апутовского нарушения, установленного бурением в скважинах 24 и 19 Апутовской площади.

Использование сейсморазведки МОВ для выделения надвигов и фронтальных антиклиналей

Сравнительно ранние по времени сейсморазведочные исследования МОВ, проведенные здесь в 1960 г., нефтеразведчиками рассмат-

риваются сейчас как слабо эффективные и, потому, часто игнорируются, особенно после появления метода ОГТ. Мы же постараемся показать, что материалы МОВ сейсмопартий 6/60 и 7/60 ПО «Башнефтегеофизика» можно с успехом использовать при выделении разрывных дислокаций Юрюзано-Сылвинской впадины.

Работы МОВ проводились в Дуванском и Кигинском районах Республики Башкортостан, в бассейнах рек Ай, Киги и Бол.Ик. Большую достоверность результатам интерпретируемых материалов обеспечила подтвержденность бурением и геологосъемочными работами многих элементов региональной структуры этого района. Правда, не все профили оказались достаточно информативными, поэтому мы приводим интерпретацию тех из них, где выделение разрывов не вызывает сомнений и аргументировано наиболее достоверно. Краткая характеристика с минимумом объяснений их приводится ниже, т.к. все детали структуры видны непосредственно на сейсмопрофилях. Схема их расположения дана на рис. 7. Можно заметить, что на близко расположенных профилях картина деформаций удивительно идентична.

Месягутовский надвиг сейсмическими исследованиями МОВ подтверждается в районе с.Шарипово на левом берегу р.Ай, пройденным здесь сейсмопрофилем 2. Профиль зафиксировал его на 3^м км от юго-восточного конца отчетливым смещением пластов верхнепалеозойских отложений (рис. 8, рисунки с 8 по 20 составлены Ю.В. Казанцевым). Плоскость сместителя Месягутовского надвига наклонена на юго-восток предположительно под углами 40-50°. По ней пласты пород юго-восточного крыла надвинуты на расстояние около 800 м на северо-запад.

В 15 км северо-восточнее, в районе с.Новохалилово (правый берег р.Ай), это же нарушение встречено сейсмопрофилем 56 в районе пикета (ПК) 50. у изгиба небольшой речки, протекающей через село и впадающей справа в р.Ай. Сместитель надвига наклонен на юго-восток под углом около 60° во фронте, а, начиная, с глубины 1 км выполаживается до 40-30° и менее (рис. 9). Пласты пермских пород в лобовой части надвига, как и в предыдущем пересечении, смяты во фронтальную антиклиналь с коротким западным и длинным восточным крыльями, наклоненными под углами 7-8°.

Это же нарушение предположительно выделяется на субмеридиональном сейсмопрофиле 38, пройденном вдоль р.Ай, на ее левом берегу. Сместитель надвига выходит на поверхность у ПК 102 (рис. 10).

Расположенный в 13 км западнее Месягутовского Мечетлинский надвиг обнаружен лишь одним сейсмопрофилем 48 на северо-западном его конце (в 8 км от с.Абдрашитово). Он наклонен на юго-восток в начале под углом 60°, а на глубине 3-4 км — 40°. Во фронте надвига породы перми образуют антиклинальный перегиб, фиксирующий поднятие, высотой около 100 м и шириной 4,5 км (рис. 11).

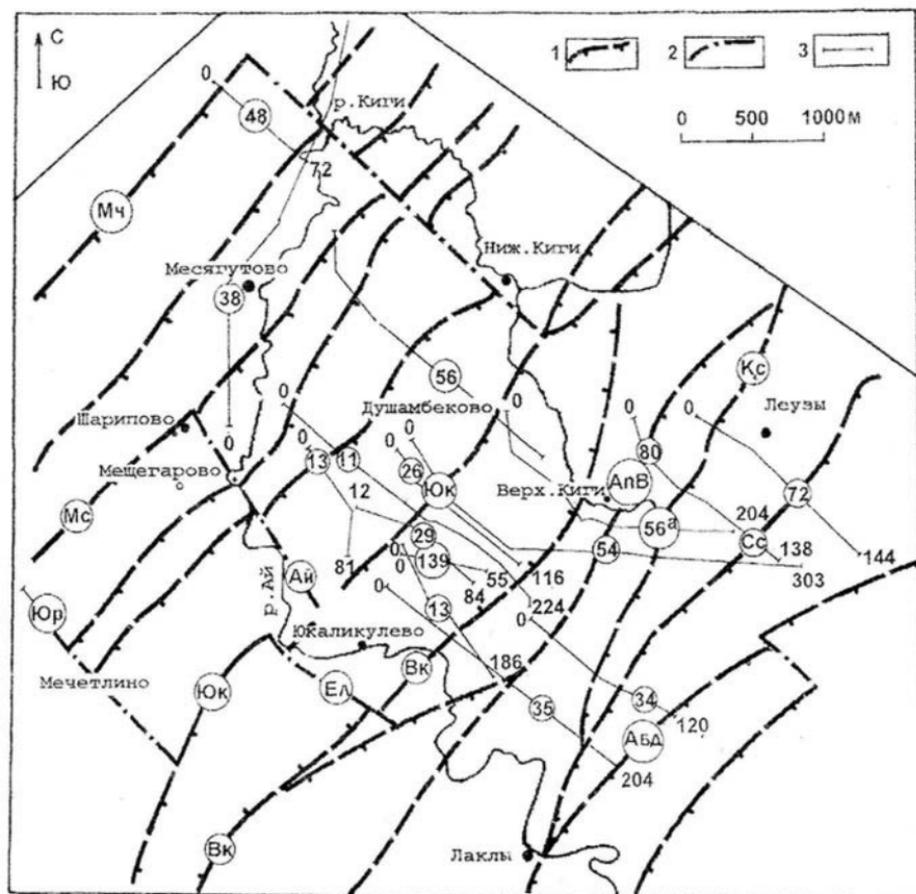


Рис. 7. Схема разрывных нарушений и план размещения сейсмопрофилей МОВ партий 6/60 и 7/60 ПО Башнефтегсофизика на территории Дуванского и Кигинского районов РБ

1 — стратиграфические границы; 2 — надвиги (Мч — Мечетлинский, Мс — Месягутовский; Юк — Юкаликулевский; ВК — Верхнекигинский, Нт — Новотроицкий); 3 — сдвиги (Юр — Юрюзанский Ай — Айский); 4 — сейсмопрофили и их номера; 5 — зона развития пемазинских брекчий.



Рис. 8. Месягутовский (Mc) надвиг на сейсмопрофиле 2

1 — главный сместитель надвига, 2 — дополнительные разрывные нарушения, 3 — отражающие сейсмические площадки достоверные, 4 — тоже предполагаемые, 5 — стратиграфически привязанные сейсмогоризонты (реперы)

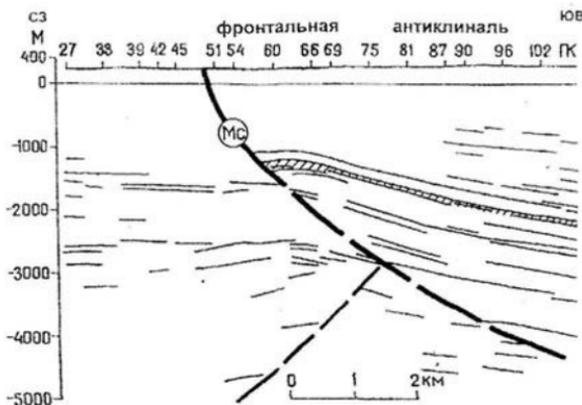


Рис. 9. Месягутовский надвиг на сейсмопрофиле 56

Условные обозначения см. рис. 8

Рис. 10. Месягутовский надвиг на сейсмопрофиле 38, в районе с. Победа
Условные обозначения см. рис. 8



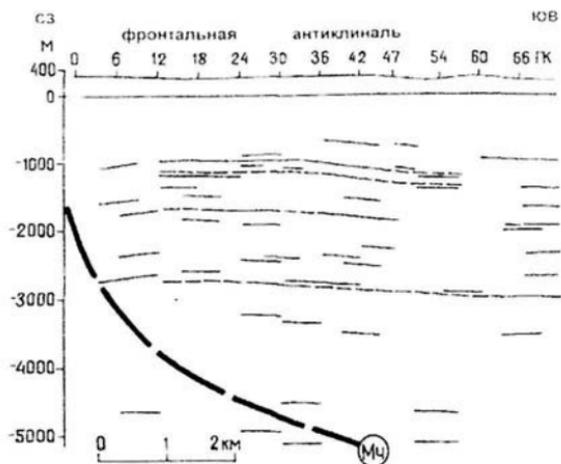
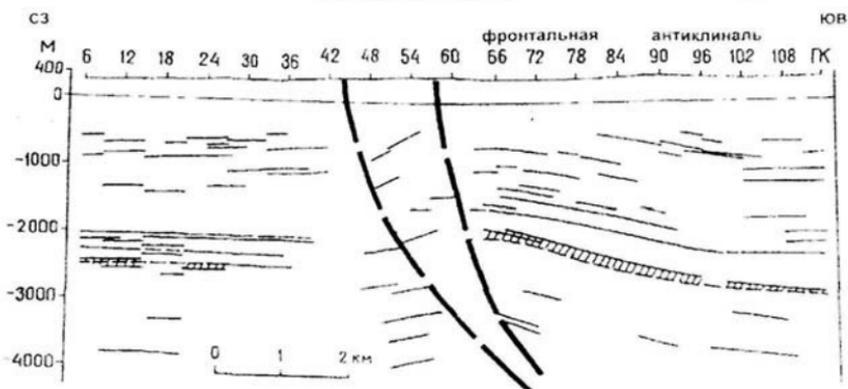


Рис. 11. Сейсмический профиль 48, изображающий фронтальную антиклиналь в лобовой части Мечетлинского надвига
Условные обозначения см. рис. 8

Рис. 12. Юкаликулевский надвиг на сейсмопрофиле 56^а в районе пикета 12 (в 2 км восточнее с. Душембеково)
Условные обозначения см. рис. 8



Надвиговые и складчатые дислокации во фронте Юкаликулевского надвига на сейсмопрофиле 28 в районе пикетов 42-60
Условные обозначения см. рис. 8

Сместитель Юкаликулевского надвига подтвержден несколькими сейсмопрофилями:

1). 56а (проходит через села Душембеково, Верхние Киги, Ново-троицкий) в районе ПК 12 Плоскость надвига здесь наклонена на юго-восток под углом 60° , а на глубине 2-3 км выполаживается до $20-15^\circ$ (рис. 12). В лобовой части надвига пласты пород смяты в пологую антиклиналь, шириной 2-2,5 км

2). 28 в районе ПК 58, примерно в 4 км юго-западнее с Душембеково. Плоскость надвига круто (предположительно под углом 60°) падает на восток. Западнее Юкаликулевского появляется еще одна плоскость смещения — поверхность нового надвига, наклоненного также к востоку и прослеживаемого параллельно первому на расстоянии 1 км от него. На глубине надвиги, возможно, соединяются (рис. 13). Во фронте их выделяется антиклиналь шириной более 3 км с крутым (до 30°) западным и пологим ($15-17^\circ$) восточным крыльями.

3). 11 в районе ПК 140, между селами Душембеково и Ферма Айская. Надвиг погружается на юго-восток, образуя в лобовой части в слоях верхнего палеозоя антиклинальный изгиб, высота которого около 300 м (рис. 14).

4). 29 у ПК 30 (в районе высоты с абс. отм. 405 м, в 6 км западнее с Душембеково) Плоскость сместителя падает на восток под углами около 60° наверху, а, начиная с глубины 4 км, выполаживается. В 1 км западнее и параллельно Юкаликулевскому выделяется другое разрывное нарушение, также погружающееся к востоку. В надвинутом крыле пласты верхнего палеозоя смяты в четкую антиклинальную складку высотой 400 м и шириной более 3 км. Восточное пологое крыло складки осложнено разрывом встречного к Юкаликулевскому надвигу падения (рис. 15). В результате сама антиклиналь оказывается зажатой между плоскостями сместителей, образующих клинодислокацию.

5). 13 между пикетами 78 и 84 (в районе сел Ибраево и Ферма Айская). Надвиг наклонен на восток под углом около 60° . В 1 км восточнее его выделяется еще одна плоскость смещения, параллельная первой, возможно, соединяющаяся с ней в один сместитель на глубине 4-5 км. Породы в лобовой части надвига смяты в антиклиналь высотой около 500 м и шириной более 3 км. Восточное крыло ее осложнено дополнительным разрывом, наклоненным навстречу Юкаликулевскому надвигу (рис. 16).

6) Сходная ситуация обнаруживается и на сейсмопрофиле 13а. пройденном по правому берегу верховья р.Сунга, впадающей в р.Ай в районе с.Ибраево. Здесь более четко отображено восточное крыло фронтальной антиклинали, формирующейся в лобовой части Юкаликулевского надвига (рис. 17).

Наиболее протяженными сейсмопрофилями 54, 35 и 34 оказывается охвачена более сложная картина аллохтонов восточного крыла



Рис. 14. Юкаликулевский надвиг на сейсмопрофиле 11, выделенный между пикетами 108 и 120
Условные обозначения см. рис. 8

Рис. 15. Разрывные дислокации (Арт — Артинский, Юк — Юкаликулевский надвиги) на сейсмопрофиле 29 в районе пикетов 24, 30 и 61

Условные обозначения см. рис. 8

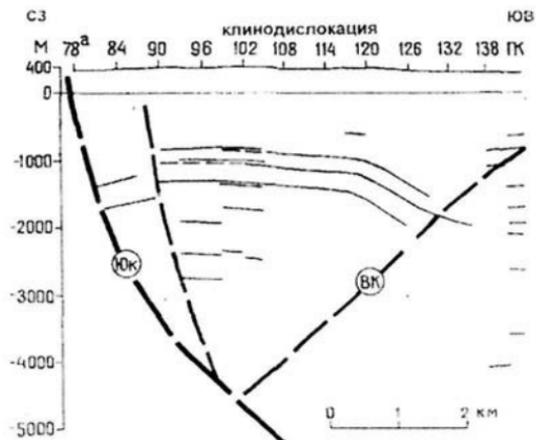


Рис. 16. Сместители Юкаликулевского (Юк) и Верхнекигинского (Вк) нарушений на сейсмопрофиле 13 образуют между собой клинодислокацию

Условные обозначения см. рис. 8

Юрюзано-Сылвинской впадины. Здесь выделяются с запада на восток Юкаликулевская, Апутовская Верхняя и Кисеикская надвиговые структуры, морфометрически отвечающие синформам.

Наиболее четко они зафиксированы сейсмопрофилем 54, пройденным на широте с.Идрисова. Юкаликулевский надвиг, ограничивающий западную структуру, выходит на поверхность у пикета 42, на 4^м километре от северо-западного конца профиля. Он погружается на восток под углом около 60°. В лобовой части породы перми смяты в антиклиналь, шириной 4 км и высотой более 200 м. Апутовский Верхний надвиг выходит на поверхность у пикета 159. Погружается он на восток под углом не менее 60°. Кисеикский надвиг, наклоненный на восток, устанавливается у пикета 219 (рис. 18).

Сейсмопрофилем 35, пройденным на юге рассматриваемой территории, оказалась пересеченной почти вся Юкаликулевская синформа (рис. 19). Юкаликулевский надвиг на западе, как полагаем, ограничивает фронтальную антиклинальную складку и падает на юго-восток. На глубине 3-3,5 км он, вероятно, приобретает субгоризонтальное положение, а начиная с пикета 78 сместитель воздымается вверх, имея обратное педение, тем самым очерчивая, в целом, нижнюю поверхность синформы. Края этой структуры смяты в антиклинальные складки, а центральная часть образует понижение. Западное крыло синформы осложнено дополнительным разрывным нарушением (названным Верхнекигинским), наклоненным на запад, и создающим совместно с Юкаликулевским клинодислокацию.

Интенсивную дислоцированность восточного крыла Юрюзано-Сылвинской впадины отображает и сейсмопрофиль 34 (рис. 20). Здесь выделены фронтальные зоны Апутовской Верхней, Кисеикской и Соновской надвиговых структур.

Как видим, сейсморазведочные данные 1960 г. показали не только хорошую подтверждаемость выделенных данными бурения и геологической съемкой разрывных дислокаций Юрюзано-Сылвинской депрессии, но и присутствие новых элементов дислоцированности как осложняющих выделенные ранее надвиги, так и создающих новые системы нарушений, образующих более сложные аллохтоны. Палеозойские породы в лобовых частях всех аллохтонов смяты во фронтальные антиклинальные складки.

Аэромагнитный метод на службе тектоники

Аэромагнитные исследования, как один из методов подготовки структур под поисково-разведочное бурение на нефть и газ, на территории Башкирии проводятся начиная с 60^х годов силами одной из групп Ленинградской геофизической экспедиции под руководством В.Г. Мавричева. Ими измерялись магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность пород палеозоя, а также состав минералов-носи-



Рис. 17. Юкаликулевский надвиг на сейсмопрофиле 13^а, предполагаемый на западном крыле фронтальной антиклинали в районе верхнего течения р. Сунга
Условные обозначения см. рис. 8



Рис. 18. Юкаликулевская (ЮК), Апутовская Верхняя (АпВ) и Кисейская (Кс) надвиговые структуры на сейсмопрофиле 54
Условные обозначения см. рис. 8

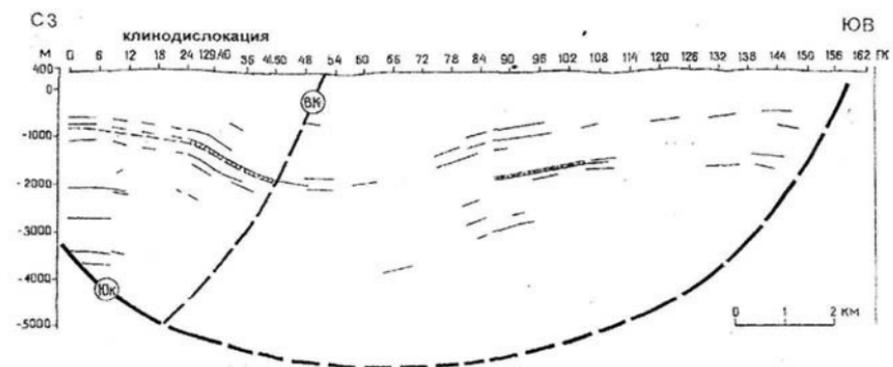


Рис. 19. Юкаликулевская синформа на сейсмопрофиле 35. Между Юкаликулевским (ЮК) и Верхнекигинским (ВК) надвигами клинодислокация
Условные обозначения см. рис. 8

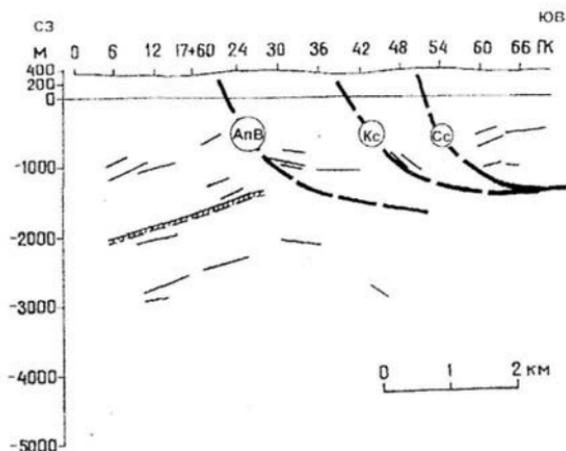
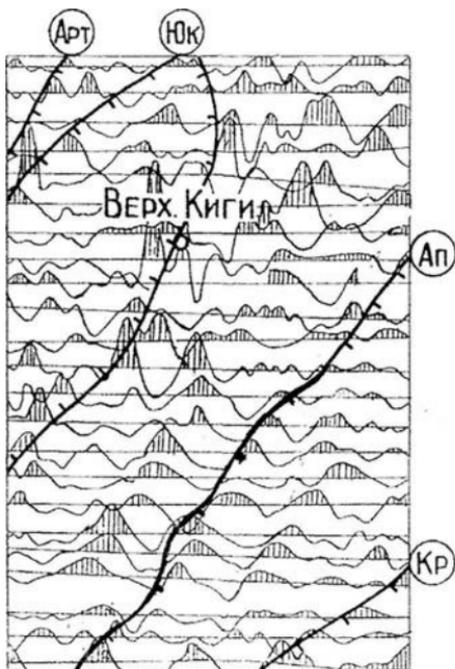


Рис. 20. Апутовская Верхняя (АпВ), Кисейская (Кс) и Сосновская (Сс) надвиговые структуры на сейсмопрофиле 34

Условные обозначения см. рис. 8

Рис. 21. Карта остаточной намагниченности (в графиках) с показом предполагаемых надвиговых элементов (Арт — Артинского, Юк — Юкаликулевского, Ап — Апутовского, Кр — Карантауского) в районе с. Верхние Киги по В.Г. Мавричеву



телей намагниченности.

Магнитометрические работы показали очень низкую намагниченность пород как чехла, так и фундамента. Основным носителем намагниченности в них является, как правило, сидерит с примесью тонкодисперсного магнетита. Прослой сидерита обладают магнитной восприимчивостью в пределах $40 \cdot 10^6$ — $110 \cdot 10^6$ СГС. Названные минералы присутствуют в терригенных комплексах бавлинской свиты докембрия, а также в отложениях среднего девона. По данным бурения скважин на Юкаликулезской, Кунгакской, Устьайской и других разведочных площадях намагниченность терригенных пород составляет 10 - $40 \cdot 10^6$ СГС.

Как показал анализ полученных материалов, на землях северо-востока Башкортостана наиболее информативными оказываются данные остаточной намагниченности. На представленном фрагменте карты остаточной намагниченности ($\Delta T_{\text{ост.}}$) показаны элементы разрывной тектоники Юрюзано-Сылвинской впадины в районе с.Верхние Киги (рис. 21). Как видим, на карте графиков $\Delta T_{\text{ост.}}$ присутствуют признаки разрывных нарушений, приуроченные к максимальным значениям $\Delta T_{\text{ост.}}$. По всей вероятности, эти аномалии вызваны концентрацией магнитных минералов в зонах надвигов, где их локализации благоприятствовали соответствующие Р и Т условия, возникающие во время движения аллохтонов.

Картирование деформаций методом общей глубинной точки (МОГТ)

Нами проведен повторный анализ материалов сейсморазведочных работ МОГТ (сейсмические партии 2,15/76, 2/77 ПО «Башнефтегеофизика»), выполненных в юго-восточной части Юрюзано-Сылвинской впадины (Лаклинский участок). Представленные в отчете временные разрезы содержат значительный объем информации, которая осталась не проанализированной или проанализирована недостаточно детально и, потому, не получила еще полного освещения. В частности, это относится к сведениям об аномалиях сейсмической записи, выделяемых на некоторых временных разрезах и интерпретируемых как биогенные постройки.

Можно согласиться с выделением авторами отчета Аллагузовской аномалии на временном разрезе 027730 (пикеты 80-100), отмеченной комплексом динамических признаков волнового поля, характерных для биогермных построек. Относительно же Абзаевской аномалии (сейсмопрофили 027724, пикеты 400-422 и 027730, пикеты 10-20) есть сомнения, поскольку начальные и конечные участки временных разрезов характеризуются низким качеством сейсмической записи. Здесь необходима дополнительная информация. Более интересной на профиле 027724 выглядит аномалия в пределах пикетов 370-390, названная Юж-

но-Абзаевской (рис. 22, а). Здесь признаки, характерные для биогерма, появляются в нижнекаменноугольном этапе разреза, вероятно, в турне (скорость волн = 1,6-1,65с). На временном разрезе можно выделить отражающие горизонты: «Дк» (кыновский горизонт), «У» (бобриковский) и «В» (верейский), которые распознаются по специфическому волновому пакету отражений и коррелируются по площади.

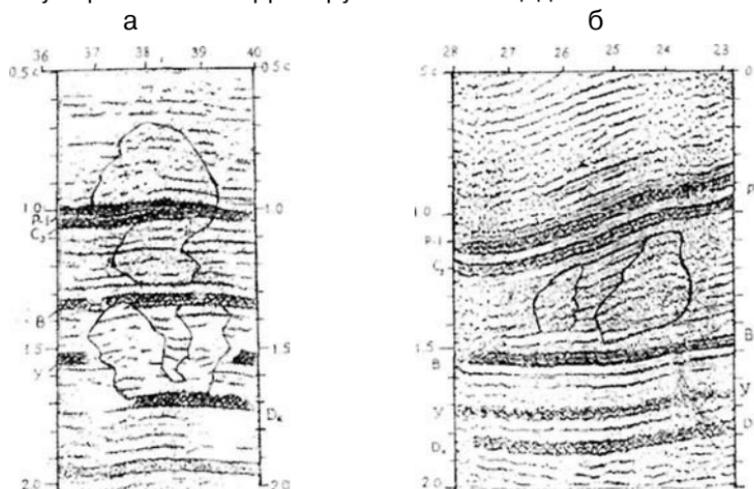


Рис. 22. Фрагменты временных разрезов 027724 (а) и 027606 (б), на которых Загребиной А.И. выделены рифовые постройки

Возвращаясь к характеристике Южно-Абзаевской аномалии, интерпретируемой как биогермная постройка, отметим, что в бобриковское время биогерм был выведен на дневную поверхность как сооружение, имеющее две вершины. В предверейское время на каждой из вершин формируется своя структура облекания. В верейское же — видна только одна общая структура амплитудой до 40-45 м по южному крылу. В послеверейское время рост биогерма мало заметен. Представляется, что в его развитии были перерывы. К концу каменноугольного периода снова наблюдается рост биогерма. Структура облекания его заметна даже на времени 0,6-0,7с. и сформирована, вероятно, терригенно-карбонатными отложениями нижней перми.

По такому же комплексу динамических признаков сейсмической записи выделена еще одна биогермная постройка на временных разрезах 027611 пикеты 10-30 и 027606, пикеты 236-255 (Сев.-Лаклинская). Судя по разрезам, биогерм развивался в средне-верхнекаменноугольное время. Здесь отчетлива структура облекания по отражающему горизонту «Сз». По горизонту «P-I» (нижняя пермь) выделяется поднятие с более крутым восточным крылом и высотой до 60 м. Отчетливо выражена структура и в более молодых отложениях (см. рис. 22, б).

Характер динамики сейсмической записи выше охарактеризованных аномальных участков, интерпретируемых как биогермы, указывает на то, что в послеверейское время и до верхнего карбона они развивались от относительно однородного фациального состава до появления промежуточных структур облекания с последующим переходом к большей фациальной однородности, но менее «чистой», нежели в начале их роста.

На временном разрезе 027625 просматривается ещё одна деталь структуры. В интервале времени 1.0-1.1с. заметно угловое несогласие в залегании отражающих горизонтов «С₃» и «Р-1». Это один из многочисленных на Лаклинском участке фрагментов, фиксирующих заложение молассового краевого прогиба на подстилающих карбонатных отложениях моноклиального склона платформы (рис. 23, а). На всем протяжении профиля (интервал 1.0-1.5 с.) наблюдается залегание терригенных отложений нижней перми на верхнекаменноугольных карбонатах с угловым несогласием. Заполнение прогиба осадками, как представляется, происходило с большой скоростью, так как на расстоянии всего 8 км мощность отложений в интервале верхний карбон — пермь нарастает от первых десятков метров до 400-450 м (пикет 10).

Характер дизъюнктивной структуры Юрюзано-Сылвинской впадины проанализирован на временном разрезе 027722 (см. рис. 23, б). Здесь по опорным отражениям «Дк», «У», «В», выделяется антиклиналь, названная Леузинской. Однако отражающие горизонты не стратифицированы, вероятно, вследствие не распознанного разлома. Сосновский надвиг выделяется здесь по характерному комплексу динамических признаков. Леузинская антиклиналь оказывается во фронте этого надвига. Сосновский надвиг осложнен дополнительными малоамплитудными сколами, создающими интенсивное дробление во фронтальной зоне.

Наиболее четко антиклинальная складка отображается по отражающему горизонту «В». Вершина ее фиксируется отметкой времени 0,9 с. Скв. 1 Леузинская вскрыла кровлю верейского горизонта на отметке «минус» 2332 м. Следовательно, скорость (V_{cp}) распространения сейсмических волн на Лаклинском участке можно принять равной 5000-5200 м/с.

Анализ и интерпретация временных разрезов сейсмопартий 2, 15/76 и 2/77 показал, что в пределах юго-восточного крыла Юрюзано-Сылвинской впадины сформировано несколько высокоамплитудных региональных надвигов, отмеченных во всех этажах разреза от рифея до перми. Они разновозрастны и разнообразны по размерам и амплитудам. С крупными надвигами сопряжены высокоамплитудные складки с более крутыми западными крыльями. Иногда отмечаются перекрытия одних надвиговых аллохтонов другими.

В пределах Лаклинского участка из опорных отражающих границ наиболее стабильно коррелируется горизонт «В». По нему построена

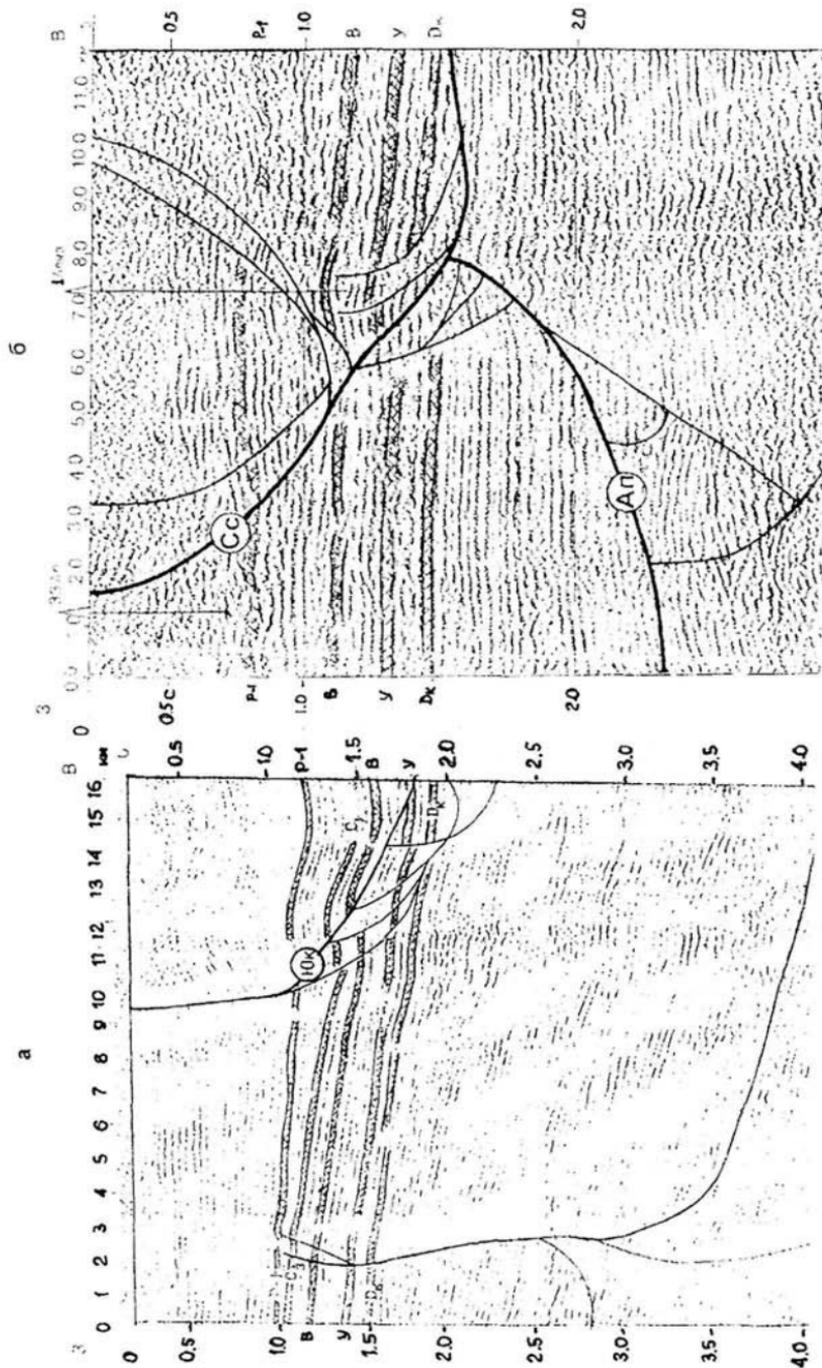


Рис. 23. Временные разрезы 027625 (а) и 027722 (б) с интерпретируемыми
Загребинной А.И. разрывными и складчатыми дислокациями

Юрюзано-Сылвинской впадины (Юк — Южаликулевский, Сс — Сосновский, Ал — Алутовский надвиги)

карта изохрон с сечением изолиний 0,1 с. При $V_{cp} = 5000$ м/с такое сечение изолиний соответствует 250 м (рис. 24). На ней в качестве основных выделены следующие региональные надвиги; Юкаликулевский, Казанский, Апутовский и Сосновский. Наиболее высокоамплитудным в пределах Лаклинского участка по отражающему горизонту «В» является Казанский надвиг. В его фронте сформирована Лаклинская структура высотой более 1700 м. Структура имеет северо-восточное простирание и наполовину перекрыта с юго-востока Апутовским надвигом. Он имеет небольшую амплитуду смещения. Пробуренные в своде Лаклинской структуры скважины 6, 8 и 3 показали высокое залегание верейского горизонта.

Севернее выделяется новое поднятие, названное Северо-Леузинским, связанное с Сосновским надвигом. Амплитуда его около 250 м, размер складки в поперечнике около 3 км, по длинной оси — около 6-7 км. Скв. 1 Леузинская приурочена к вершине складки. При испытании в ней интервала 2498-2456,6 м был получен газ.

Дополнительно к карте по верейскому горизонту построена карта изохрон по отражающему горизонту «P-I». Горизонт имеет четко выраженную динамику и, как мы полагаем, может быть стратиграфически привязан к одному из карбонатных пластов в нижней части пермского разреза (рис. 25). На этой карте также выделены четыре основных надвига: Юкаликулевский, Казанский, Апутовский и Сосновский. Линии выхода надвигов на отражающую поверхность «P-I» несколько отличаются расположением в плане от таковых на карте по отражающему горизонту «В». Они сдвинуты к западу, свидетельствуя о пологости сместителей надвигов в верхней части разреза. Обе карты можно использовать при оценке перспектив нефтегазоносности рассматриваемой территории и планировании разведочных работ на поиски углеводородов.

Итак, рассмотренные методы картирования дислокаций позволяют заключить, что более достоверную информацию можно извлечь из временных разрезов сейсморазведки МОП". Однако и он во многих случаях требует подтверждения. Не секрет, что иногда одни и те же факты интерпретируются различными исследователями по-разному. В этом случае объективность может быть достигнута использованием нескольких методов, анализ которых позволит решить: подтверждают они, либо не подтверждают вашу рабочую версию.

Структурная геология Юрюзано-Сылвинской впадины в свете современных данных

Новые данные

К 1999 г., т.е. за прошедшие 15 лет после вышедшей монографии (Казанцев, 1984) накоплено большое количество новых фактов о строении Юрюзано-Сылвинской впадины, анализ которых заставляет уточ-

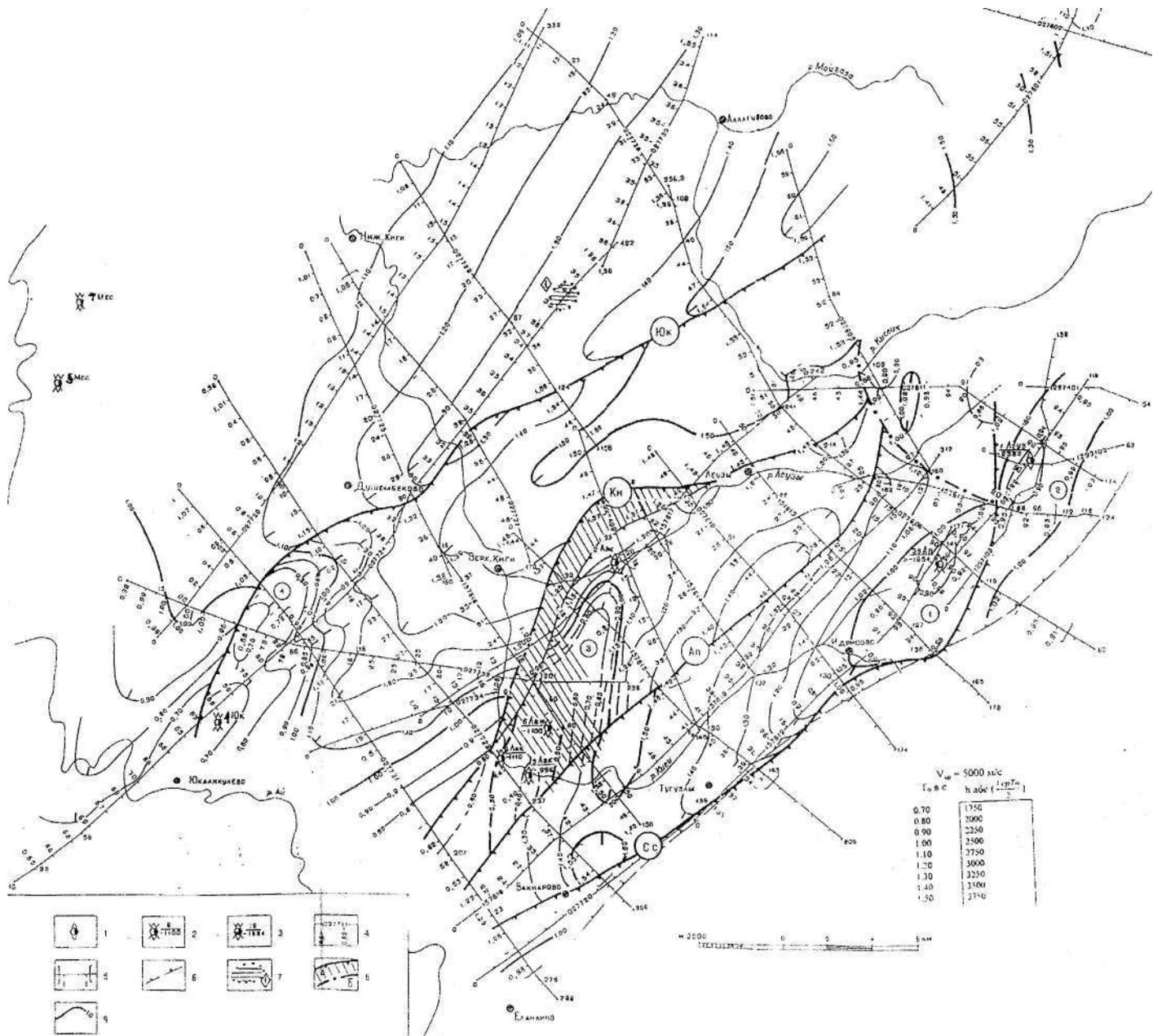


Рис. 24. Карта изохрон по отражающему горизонту «В» (верейский горизонт). Составила А.И. Загребина

1-3 — скважины: 1 — находящиеся в бурении, 2 — ликвидированные без опробования, 3 — после опробования; 4 — сейсмические профили МОГТ с показом в местах пикетов времени пробега волны в сек. От поверхности до горизонта «В»; 5 — зона отсутствия корреляции отражающего горизонта «В»; 6 — восточная граница Юрюзано-Сылвинской впадины по среднекаменноугольным отложениям; 7 — контуры предполагаемых рифов турнейского возраста (Южно-Абзаевский); 8 — надвиги (а) (Юк — Юкаликулевский, Кн — Казанский, Ап — Алутовский, Сс — Сосновский), и сдвиги (б); 9 — изохроны отражающего горизонта «В». Структуры, выявленные МОГТ: 1 — Леузинская, 2 — Сев.-Леузинская, 3 — Паклинская, 4 — Юкаликуловская, 5 — Алутовская.

нить представления прошлых лет об этой структуре, а в некоторых случаях дополнить новыми структурными элементами и формами.

К числу таких фактов относятся следующие:

1. На северо-западе исследуемого района было выявлено существование двух самостоятельных участков с преобладающими северо-западным и северо-восточным простираниями дислокаций палеозойских толщ, утыкающихся друг в друга. Впервые обратили на это внимание М.М. Пашкевич, П.Ф. Беседин, В.И. Шабарин — сейсморазведчики из ПО Башнефтегеофизика в 1976 г.

Смена простираний на территории Башкортостана проходит по линии населенных пунктов Михайловка — Верх. и Ниж. Тукбаево — Сулейманово — Емаши. К северо-западу от этой линии развиты надвиговые элементы Метелинского, Метелинского Встречного, Алегазовского, Яныбаевского, Яныбаевского Встречного и Муслюмовского нарушений северо-западного направления. Во фронтальной их части располагаются антиклинальные поднятия, ориентированные длинной осью в этом же направлении.

К юго-востоку от названной линии выделяются надвиговые дислокации северо-восточного простирания: Таймеевско-Емашинская, Мечетлинская, Месягутовская, Артинская, Юкаликулевская, Апутовская, Соновская и другие, также сопровождающиеся валами антиклинальных складок фронтального типа.

На западном крыле Юрюзано-Сылвинской впадины удалось выделить надвиги в породах допалеозоя (рис. 26). На сейсмопрофиле 0774XXXX отчетливо видно чешуйчатое строение горизонтов А, Б и В на глубине 2,5-4 км (западное крыло разреза), а также на глубине 5-6 км (восточное крыло).

2. Подтверждая ранее полученные материалы, устанавливающие надвиговый стиль тектоники во впадине, новые данные детализируют и уточняют строение региона, иногда меняют морфологию структурных форм на глубине более 2 км, а также обнаруживают новые дислокации на глубинах 5-7 км. Так, сейсморазведочные исследования МОП" показали, что степень дислоцированности пород Юрюзано-Сылвинской впадины намного выше, чем было известно ранее. Помимо главных надвиговых элементов и связанных с ними пликативных форм обнаружено множество разрывных нарушений и трещин, осложняющих целостность массива осадков. Встречаются разрывы, как правило, с незначительными амплитудами смещения, измеряемыми долями — несколькими метрами. По некоторым вообще не заметно смещений.

Чаще всего фиксируются осложнения фронтов главных надвиговых нарушений. По субмеридиональному сейсмическому профилю 129239, пройденному по долине р. Ай, можно видеть характер дислоцированности толщ палеозоя во фронте Месягутовского надвига (рис. 27). Порода здесь пронизаны трещинами как согласного с главным смести-

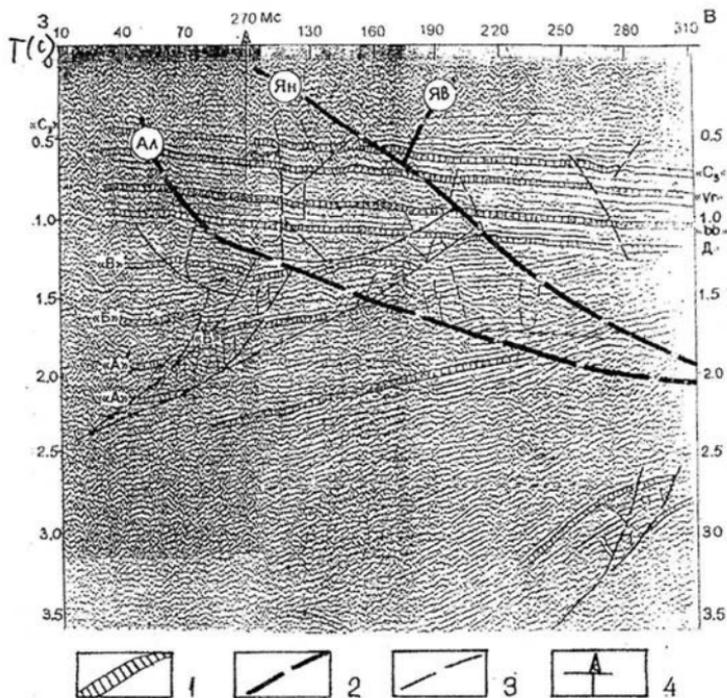


Рис. 26. Временной разрез по сейсмопрофилю 0774XXXX

1 — сейсмоотражающие горизонты, параллелизуемые с реперными горизонтами палеозоя (Сз — верхний карбон, vg — еврейский горизонт среднего карбона, vv — бобриковский горизонт визейского яруса нижнего карбона, Д — девонские отложения) и допалеозоя (А, В, В); 2 — надвиги, выделенные по сейсмическим данным (Ал — Алегазовский, Ян — Яныбаевский, ЯВ — Яныбаевский Встречный; 3 — малоамплитудные разрывы; 4 — скважины. Интерпретация Ю.В. Казанцева

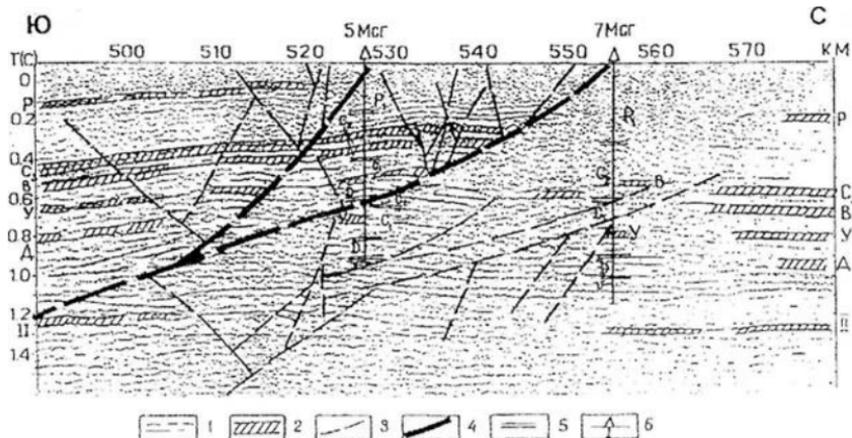


Рис. 27

Рис. 27. Характер дислокаций во фронте Месягутовского надвига на сейсмопрофиле 129 239. Составил Ю.В. Казанцев

1 — отражающие площадки; 2 — то же, коррелируемое с реперами (в составе) Р (перми), Сз (верхнего карбона), В (еврейского горизонта), У (бобриковского горизонта визе), Д (верхнего-среднего девона); 3 — разрывные нарушения; 4 — надвиги; 5 — стратиграфические границы, установленные данными бурения; 6 — скважины

телем, так и встречного падения. Амплитуды смещения пластов пород по ним составляют десятки — первые сотни метров.

Кроме того, впервые обнаруживаются элементы тектонического брекчирования пород вдоль разрывного нарушения. Вполне вероятно, что они образуют зону тектонитов по плоскости скольжения. На сейсмопрофиле 027725 подобные дислокации зафиксированы в зоне Юкаликулевского надвига восточнее с. Душембеково (рис. 28). Как видим, дополнительная трещиноватость зоны сместителя вызвала образование и перемещение отдельных блоков пород, сдвинутых с места своего первоначального положения. Иначе говоря, здесь происходит зарождение зоны тектонического дробления сместителя надвиговой дислокации.

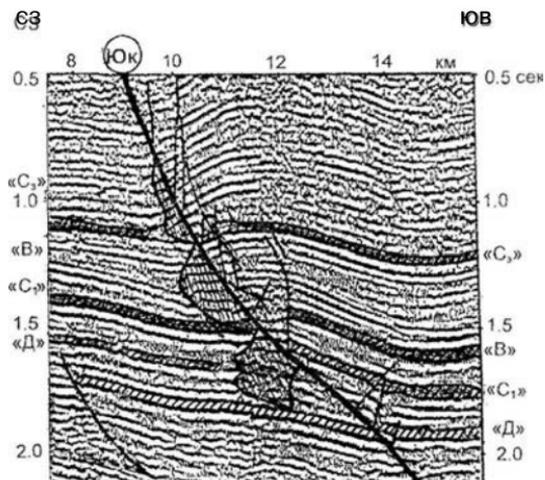


Рис. 28. Характер дислокаций во фронте Юкаликулевского надвига на сейсмопрофиле 027725 (восточнее с. Душембеково). Интерпретация Ю.В. Казанцева
Условные обозначения см. рис. 27

Аналогичная картина отмечается на сейсмопрофиле 027233, в 2 км северо-западнее с. Ферма Айская, где фронт Юкаликулевского надвига несет интенсивную деформированность с образованием тектонических блоков верхнепалеозойских пород в зоне сместителя (рис. 29).

3. Сейсморазведочные исследования 1992 г. (отв. исполнитель В.С. Булова) показали, что отражающие горизонты III, IV и V допалеозоя в зоне сочленения Юрюзано-Сылвинской впадины с Каратауским аллох-

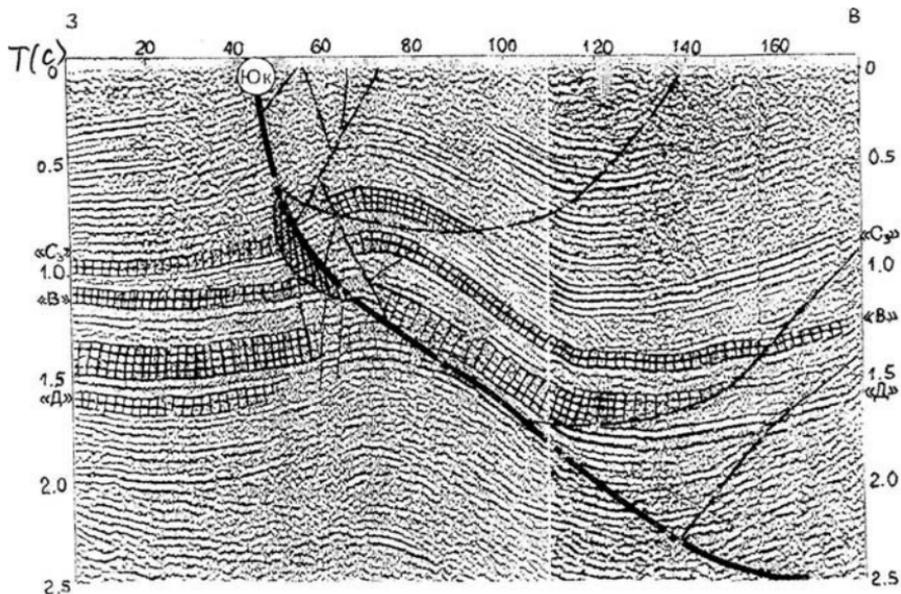


Рис. 29. Характер дислокаций во фронте Юкаликулевского надвига на сейсмопрофиле 027733. Интерпретация Ю.В. Казанцева
 Условные обозначения см. рис. 27

тоном и Сулеймановской структурой не прослеживаются. И это объясняется замещением терригенно-карбонатных отложений рифея эффузивными (тяжелыми) образованиями, что совершенно не согласуется ни с геологической ситуацией, ни с данными геофизических работ, свидетельствующими об отсутствии здесь подобных пород и распространении, напротив на этих глубинах сравнительно легких масс.

4. Согласно геофизическим (в основном гравиметрическим) исследованиям, подтверждено региональное погружение палеозойских отложений с запада на восток и с севера на юг. Однако, по данным сейсморазведки, в центральной зоне Юрюзано-Сылвинской депрессии эта закономерность якобы нарушается. Здесь, как полагают сейсморазведчики, происходит подъем горизонтов «В» (верейский) и «Д» (девон) в направлении к югу, в сторону Каратау. Объясняется это, очевидно, существованием на юге тектонических покровов, не учтенных геофизиками. Последние сложены, помимо пермских, каменноугольными и девонскими отложениями с присутствующими в них реперными горизонтами «В» и «Д». Сейсморазведчики взяли и увязали их в один структурный план с отражающими горизонтами палеозоя северных территорий, которые, погружаясь к югу под южные аллохтоны, должны были бы образовывать единый план с подаллохтонными толщами юга впадины. Если учитывать это, то общий принцип погружения пород палеозоя к востоку и югу сохраняется.

5. Обнаружение новых более сложных структурных форм, названных нами *клинодислокациями* и *синформами*. Отчетливые клиновидные структуры латерального сжатия с большими амплитудами смещения ранее выделялись в Предуральском прогибе. По данным бурения и геолого-геофизическим материалам, здесь закартированы Шиханская, Курьинско-Пачгинская, Язвинско-Яйвинская, Печорская и другие клинодислокации, возникающие при надвигании в моменты интенсивного горизонтального сжатия (Казанцев, 1984). Подобного типа дислокации известны в Скалистых горах Предкордильерского прогиба, на Керченском полуострове Майкопского краевого прогиба (Казанцев и др., 1989) и в других регионах. Их образование происходило при появлении достаточного упора во фронте надвига вследствие возросших сил трения, препятствующих его продвижению. В результате, осложняющие главную дислокацию надвига встречного падения прорезают тело аллохтона на всю толщину, разобщая его на отдельные блоки, имеющие в поперечном сечении форму клина.

К таким структурам можно отнести некоторые линейные дислокации Бирской седловины. Так, давно известная Арланская антиклиналь, содержащая залежь нефти в терригенном нижнем карбоне, представлена серией клиновидных форм, над которыми развиты куполовидные поднятия, входящие в состав протяженного (более 100 км) вала складок высотой 50-70 м (Казанцев, Казанцева, Камалетдинов, 1995). Аналогичные структурные формы можно наблюдать в Татарии в Тетюшевско-Карлинских дислокациях. Карпинские дислокации, как структуры латерального сжатия, описаны давно (Валеев, 1978; Кавеев, 1983; Казаков, 1950; Крылова, Люткевич, 1951). Согласно структурному анализу, главным элементом строения в них является надвиг, переместивший горные массы с северо-запада на юго-восток. Созданная надвиганием тектоническая чешуя осложнялась новыми разрывами, наклоненными согласно с главным надвигом, либо навстречу ему. Так, среди практически недислоцированных толщ чехла платформы формировались структуры клиновидного выжимания. Антиклинальные поднятия высотой 20-60 м, сопровождающие эти структуры в виде линейного вала складок, занимают центральное место в клинодислокациях. Почти все они содержат залежи нефти (Казанцев, Казанцева, 1992; Казанцев, Казанцева, Загребина, 1997).

Переинтерпретация многочисленных временных разрезов в комплексе с детальным структурно-вещественным анализом данных бурения позволила обнаружить во многих надвиговых линейных зонах Юрюзано-Сылвинской впадины большое количество малоамплитудных (до 100 м) разрывных нарушений, падающих как на запад, так и на восток. С их помощью палеозойские образования оказались расчлененными на клиновидные формы, вложенные друг в друга и обращенные острым концом вниз (рис. 30). По простиранию они прослеживаются на десятки километров, имея ширину 3-5 км и толщину 1,5-2 км.

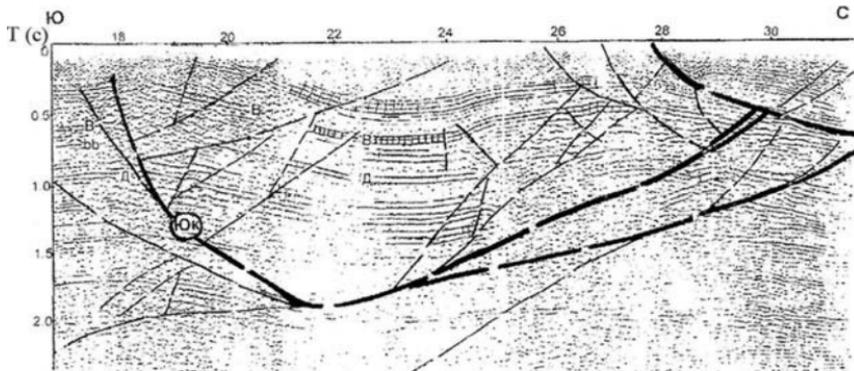


Рис. 30. Клинодислокации горизонтального сжатия на сейсмопрофиле 129237 в районе Юкаликулевской синформы. Интерпретация Ю.В. Казанцева
Условные обозначения см. рис. 27.

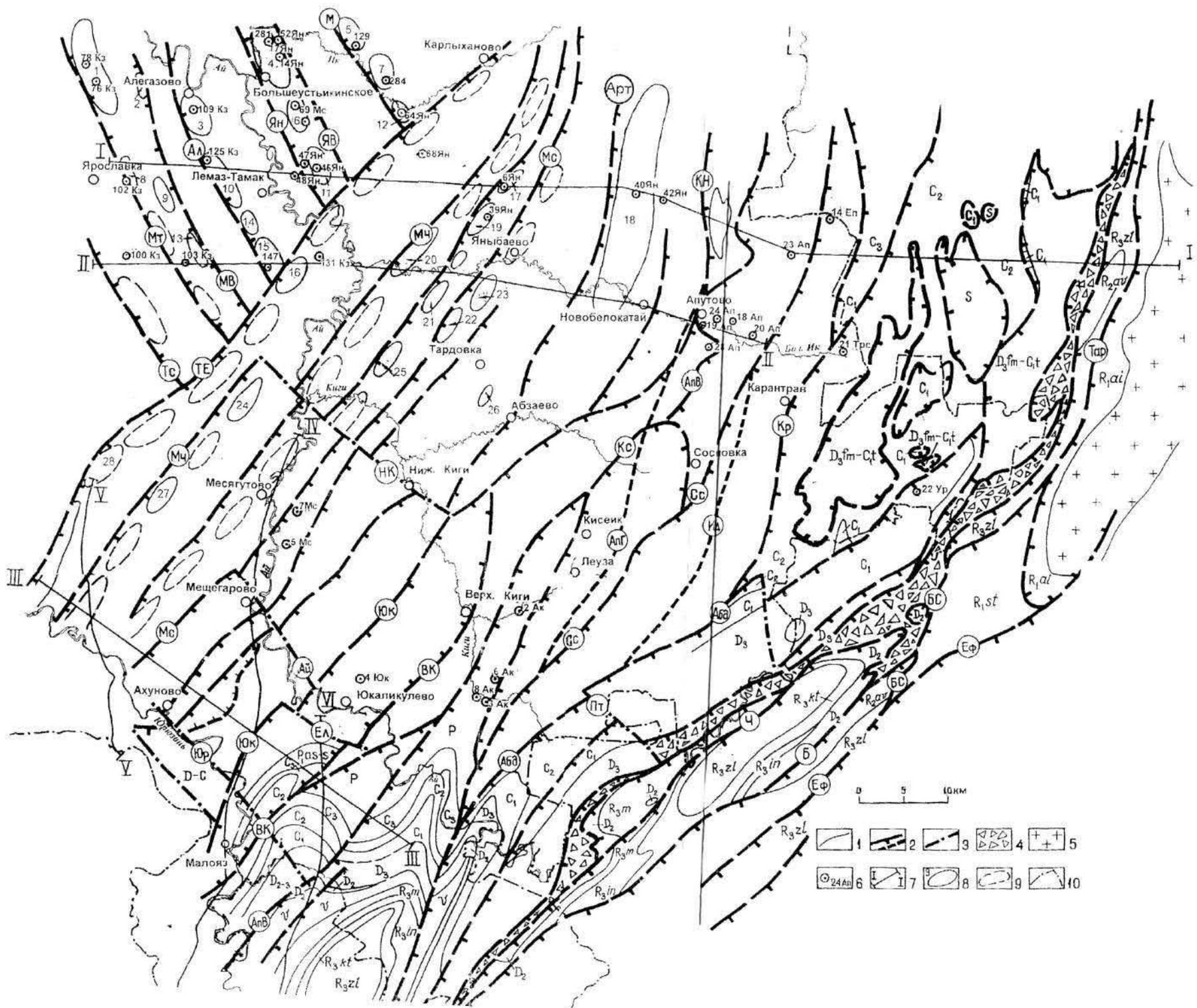
б. И, наконец, обнажающаяся на поверхности Кисеикская антиклиналь на сейсмопрофилях 1976 г. выглядит синформой.

Ниже приводится характеристика новой структуры Юрюзано-Сылвинской впадины, где увязаны в единую схему все перечисленные выше факты с данными, установленными в 80- годах, а также сбалансированы многочисленные разрезы как в структурном плане, так и в вещественном выполнении..

Надвиговые структуры в бассейне рек Ик, Ай и Лемазы

На северо-западе Юрюзано-Сылвинской впадины Предуралья прогиба, в бассейне рек, Лемазы, Ай и Ик, на территории, в основном, Большеустикинского района Башкортостана установлены следующие с запада на восток региональные надвиги северо-западного простирания: Метелинский, Метелинский-Встречный, Алегазовский, Яныбаевский, Яныбаевский-Встречный, Муслюмовский (рис. 31). Ими палеозойское и допалеозойское ложе впадины расчленено на тектонические чешуи, перемещенные с востока на запад. Часть их осложнена разрывами встречного падения, в результате между нарушениями образуются клинодислокации, в условиях латерального сжатия выжимающиеся вверх, при этом, породы по краям структуры сминаются во фронтальные антиклинальные складки.

Метелинский надвиг выделен по данным бурения и сейсморазведочных работ в долине верхнего течения р. Лемазы (рис. 32). Встречен он скв. 103 Кызылбаево в среднекаменноугольных отложениях. Сместитель наклонен на северо-восток вначале под углом более 65°, а на глубине 2-2,5 км выполаживается до 25°. Здесь же на профиле, между скважинами 12 и 15 Сивокаменской площади проходит *Метелинский Встречный* надвиг, наклоненный на запад под углом 46°. Он прослежен



0 5 10 км

- | | | | | |
|--|--|--|--|--|
| | | | | |
| | | | | |

Рис. 31. Геолого-структурная карта северо-востока Башкортостана. Составил Ю.В. Казанцев

1 — стратиграфические границы; 2 — надвиги, пунктиром показаны надвиги нижнего яруса структур (Тс — Тастубский, Мт — Метелинский, МВ — Метелинский Встречный, Ал — Алегазовский, Ян — Яныбаевский, ЯВ — Яныбаевский Встречный, М — Муслюмовский. ТЕ — Таймеевско-Емашинский, Мч — Мечетлинский, Мс — Месягутовский, Юк — Юкаликулевский, Арт — Артинский, Кн — Казанский, ВК — Верхнекигинский, АпВ — Апутовский Верхний, Кс — Кисеикский, АпГ — Апутовский Глубинный, Сс — Сосновский, Ид — Идрисовский, Кр — Карантауский, Абд — Абдрезяковский, Ч — Чулковский, Тар — Тараташский, БС — Бакало-Саткинский, Еф — Ефремовский, Б — Багрушский); 3 — сдвиги (Юр — Юрюзанский. Ай — Айский, НК — Нижнекигинский); 4 — зона тектонических брекчий Сулеинского надвига; 5 — гранитоиды; 6 — скважины и их номера; 7 — линии геологических разрезов (I-I — Ярославский; II-II — Тастубский) и сейсмических профилей (III-III — 129226; IV-IV — 129237, 129239; V-V — 129229; VI-VI — 129241); 8 — поднятия, подготовленные сейсморазведкой для поисково-разведочного бурения (1 — Метелинское, 2 — Кызылбаевское, 3 — Алегазовское, 4 — Устьикинское, 5 — Бобинское, 6 — Южно-Устьикинское 1,7 — Шигаевское, 8 — Ярославское, 9 — Восточно-Ярославское, 10 — Лемаз-Тамакское, 11 — Южно-Устьикинское II, 12 — Муслюмовское, 13 — Лемазинское, 14 — Лукановское, 15 — Состубинское, 16 — Мечетлинское, 17 — Северо-Яныбаевское, 18 — Белокатайское. 19 — Яныбаевское, 20 — Аккинское, 21 — Южно-Яныбаевское, 22 — Акбайское, 23 — Леванское, 24 — Маржамгуловское, 25 — Юсуповское, 26 — Тардовское, 27 — Удачное; 9 — предполагаемые поднятия; 10 — административная граница РБ

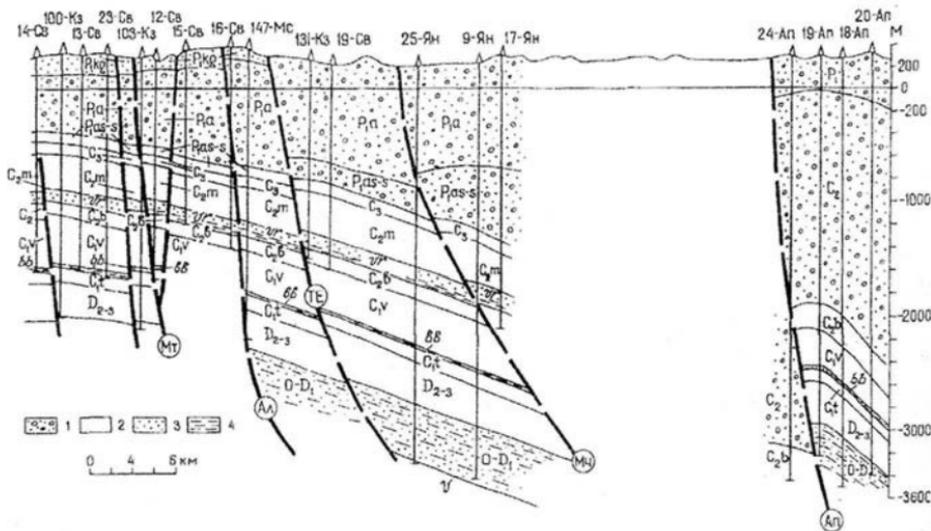


Рис. 32. Геологический разрез Юрюзано-Сылвинской впадины на широте с.Тастуба по скважинам 100, 103, и 131 Кызылбаевской, 14, 13, 29, 12, 15,16 и 19 Сивокаменской и 25 и 9 Яныбаевской, 147 Месягутовской, 24, 19, 18 и 20 Апутовской площадей. Составил Ю.В. Казанцев по данным сейсморазведочных работ ПО Башнефтегеофизика

Отложения: 1 — моласса, 2 — преимущественно терригенные, 3 — глинистые, 4 — преимущественно карбонатные

в глубину до встречи с Метелинским надвигом. Между ними породы слагают клиноформную аллохтонную структуру.

Выход Метелинского нарушения на поверхности прослежен с севера в юго-восточном направлении на 40 км. Его линия проходит вдоль восточной окраины с. Бургаджино, идет через с. Савельевка, далее обнажается в 1 км восточнее с. Ярославка и с. Верх. Лемазы и заканчивается на юге, в районе сел Верхнее и Нижнее Тукбаево, где обрывается Таймеевско-Емашинским надвигом. Метелинский Встречный надвиг следует на местности в виде линии, параллельной Метелинскому, только в 4 км восточнее. Амплитуда горизонтального смещения пород Метелинским надвигом составляет 100-150 м, Метелинского Встречного — 150-200 м.

В лобовой части обоих надвигов располагаются антиклинали, вытянутые в северо-западном направлении на 4-5 (реже 11) км, имея ширину 1-3,0 км. Высота складок по отражающему горизонту «С₂» небольшая, измеряемая десятками метров. С севера на юг выделены Метелинская, Ярославская и другие, связанные с Метелинским надвигом, и

Кызылбаевская, Восточно-Ярославская, Лемазинская и другие, связанные с Метелинским Встречным. Кроме названных, по геологическим данным можно предполагать еще несколько поднятий фронтального типа, примерно аналогичной морфологии (см. рис. 31).

В 4-5 км восточнее Метелинского Встречного на поверхности обнажается линия выхода *Алегазовского* надвига, прослеженного примерно на 25 км в северо-западном направлении от Таймеевско-Емашинского надвига (район горы Состубе) до с. Алегазово (р. Ай). Сместитель надвига обнаружен скв. 16 Сивокаменская по характерным кривым сейсмокаротажа в отложениях нижней перми на глубине около 900 м. Он также встречен скв. 140 Муслимовская в отложениях карбона. Наклонен сместитель на северо-восток под углом более 60° с поверхности, а на глубине около 3 км выполаживается до 30°. Кроме того, он зафиксирован сейсморазведкой МОГТ на временном разрезе 0774XXXX (см. рис. 26). Амплитуда надвигания небольшая и измеряется десятками — первыми сотнями метров.

Вдоль фронта Алегазовского надвига породы палеозоя смяты в антиклинальные складки (с севера на юг): Алегазовскую, Лемаз-Тамакскую, Лукановскую и Северо-Мечетлинскую. На Алегазовской обнаружена залежь газа в известняках башкирского яруса. Размеры антиклинали по реперу «В» (изогипса минус 1150 м) 2,5х4 км, высота более 35 м. Остальные структурные формы имеют несколько меньшие размеры (см. рис. 31).

Яныбаевский надвиг выделен сейсморазведкой на правом берегу р. Ай и прослежен в северо-западном направлении начиная от с. Юнусово (р. Ай) до с. Бол. Ока на 35 км. Погружается он на северо-восток под углом около 30°. Во фронте надвига выделены поднятия (с севера на юг): Восточно-Окинское, Азикеевское, Устьикинское 1^с, 2- и 3^с. Три последних оказались промышленно продуктивными в отложениях верхнего карбона, верейского горизонта и башкирского яруса среднего карбона.

В 4 км восточнее Яныбаевского и параллельно ему прослеживается *Яныбаевское Встречное* нарушение, падающее на юго-запад под углом около 30°. Этот надвиг обнаружен данными бурения и сейсморазведочными работами по сейсмопрофилю 077548, пройденному в субширотном направлении в 5 км севернее с. Большеустьикинское (рис. 33). Амплитуда горизонтального надвигания каменноугольных пород по Яныбаевскому надвигу составляет 300-500 м, по Яныбаевскому Встречному — 300 м.

Падающие навстречу друг другу надвиги своими плоскостями ограничивают блок горных пород, имеющий в сечении форму клина, обращенного острым концом вниз. Такие осложнения получили название клинодислокаций (Казанцев, 1997). Так, Яныбаевская клинодислокация зафиксирована временным разрезом 077540 в районе сква-

жин 270 и 252 Муслюмовские. Она же обнаружена севернее сейсмопрофилем 0774XXXX (см. рис. 26).

Интересные в этом отношении данные получены сейсморазведкой МОГТ (партия треста Башнефтегеофизика, начальник П.Ф. Беседин) в 1972 г. на территории междуречья Бол. Ик и Ик. Так, построенный ими профиль по скважинам 125, 114 Кызылбаевской и 47, 46, 12, 6 Яныбаевской площадей позволяет выделить клинодислокацию, зажатую плоскостями надвигов восточного и западного падения. Первая является следом Яныбаевского надвига, вторая — Яныбаевского Встречного. Первый фиксируется повторением части разреза нижнепермских отложений по скв. 47 Яныбаево, второй — нижекаменноугольных — по скв. 12 Яныбаево (рис. 34).

Муслимовский надвиг установлен сейсморазведочными работами ПО Башнефтегеофизика в 1975 г. На сейсмопрофиле 077518^a пройденном в широтном направлении через с. Ново-Муслимово, надвиг зафиксирован смещением отражающих горизонтов «Д», «У» и «В» (рис. 35). Погружается он на северо-восток под углом более 60°, а начиная с глубины 2,5 км выполаживается. Амплитуда надвигания по нему пород бобринского горизонта составляет 300 м, верейского горизонта среднего карбона и верхнего карбона — десятки метров. Вдоль фронта Муслюмовского надвига сейсморазведкой обнаружены поднятия размером 1,5-2 x 1,5-4 км и высотой несколько десятков метров: Бобинское, Шигаевское и Муслимовское, оказавшиеся промышленно нефтегазоносными.

Кроме установленных надвиговых дислокаций есть и предполагаемые разрывные нарушения такого же северо-западного простирания, о чем, например, может свидетельствовать геологический разрез на широте с. Тастуба. Здесь, западнее Метелинского надвига, предположительно выделяются плоскости еще двух разрывов (между скважинами 14 Сивокаменская и 100 Кызылбаевская, между 23 Сивокаменская и 103 Кызылбаевская), падающих к северо-востоку (см. рис. 32).

По данным сейсморазведочных работ в районе с. Карлыханово и Ногуши предположительно выделяется еще одно нарушение такого же северо-западного простирания. Оно трассируется на север в район сел Теляшево, Тимирбаево, где на сейсмопрофиле 077553 меридионального простирания зафиксировано асимметричное фронтальное поднятие, которое, вероятно, ограничивается этим разрывным нарушением (рис. 36).

Очевидно, описанные дислокации северо-западного направления являются унаследованными от структур фундамента, также характеризующихся северо-западными простираниями. Но в палеозойское время они испытали на себе действие уральского сжатия.

Итак, в пределах северо-западного угла Юрюзано-Сылвинской впадины, на территории Большеустыкинского района РБ основными структурными формами являются тектонические чешуи, перемещенные

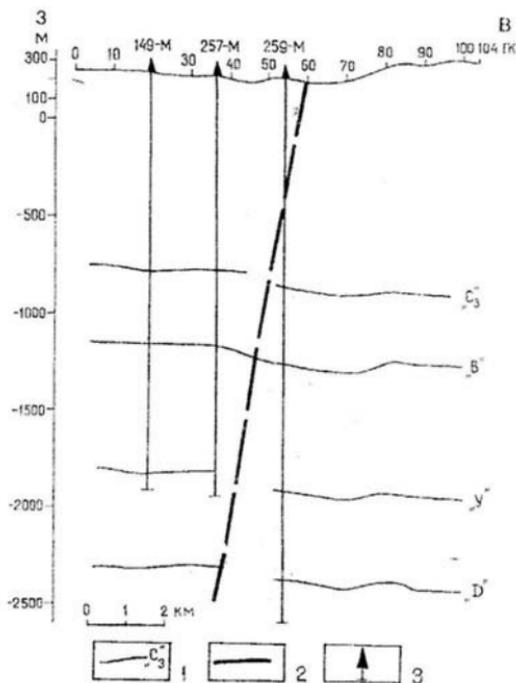


Рис. 33. Яныбаевский Встречный надвиг на сейсмопрофиле 077548, пройденном в 5 км севернее с. Большеустыкинское

1 — сейсмоотражающие горизонты («Сз» — верхнего карбона, «В» — еврейского горизонта среднего карбона, «У» — бобриковского горизонта визейского яруса нижнего карбона, «Д» — девона), 2 — линии надвигов, 3 — скважины

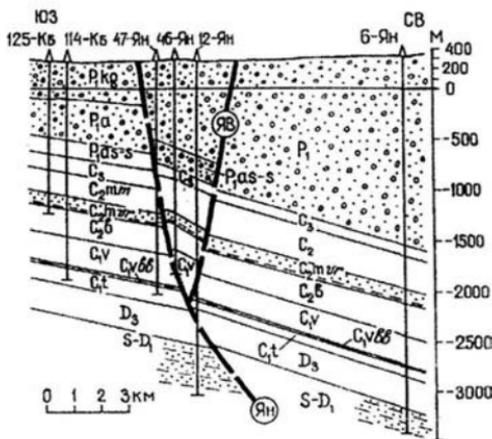


Рис. 34. Геологический разрез Яныбаевской клинодислокации на широте с. Аюпова. Составлен Ю.В. Казанцевым по материалам Бирского УБР
Условные обозначения см. рис. 32.

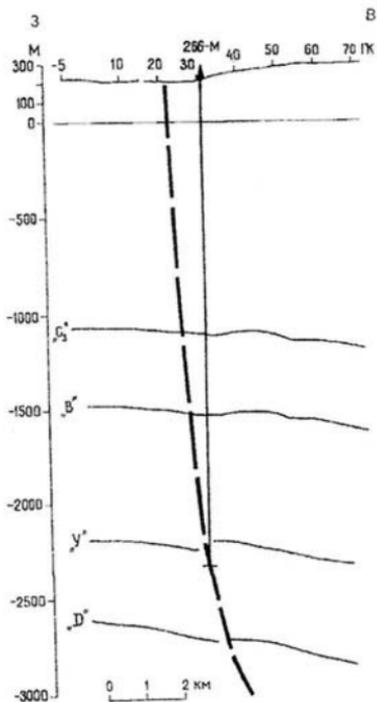


Рис. 35. Муслюмовский надвиг на сейсмопрофиле 077518^а, пройденном в широтном направлении через с. Новомуслюмово
Условные обозначения см. рис. 33

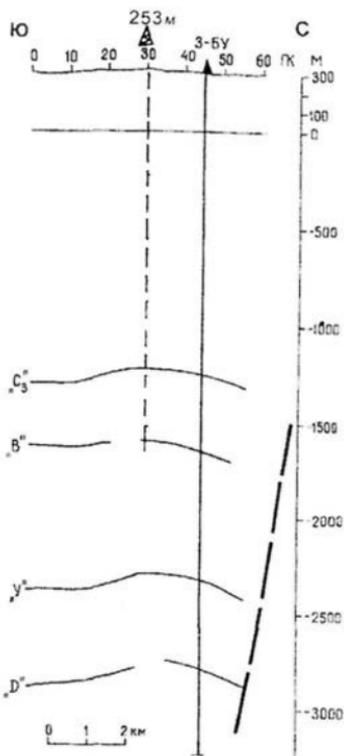


Рис. 36. Поднятие фронтального типа в р-не скважин 3 Большеустыинская и 253 Муслюмовская, пройденных западнее с. Теляшево, вдоль сейсмопрофиля 077553
Условные обозначения см. рис. 33

на юго-запад. Лобовые зоны некоторых из них осложнены клинодислокациями горизонтального сжатия. При этом, породы на обоих крыльях клинодислокаций образуют валы антиклинальных поднятий — потенциальных ловушек углеводородов и, потому, являющиеся первоочередными объектами поиска залежей нефти и газа. Амплитуды надвигания этих дислокаций, как видим, невелики и составляют десятки — первые сотни метров.

Надвиговые структуры юго-востока Юрюзано-Сылвинской впадины

Непосредственно восточнее линии сел Михайловка — Верх, и Ниж. Тукбаево — Сулейманово — Емаши выделяются структурные элементы

и тектонические формы северо-восточного на юге и субмеридионального на севере простираний. Такая ориентированность направлений ближе уральской (палеозойской) дислоцированности. На это же указывает формационный состав отложений, слагающих здесь аллохтоны, а также непропорционально резко увеличенные мощности осадков флиша среднего карбона (1200-1400 м по скважинам Апутовской площади) и молассы позднего карбона — перми (2500 м в скважинах 40-42 Яныбаевской площади) в сравнении с соседними разрезами западных областей, где мощность одновозрастных субплатформенных и депрессионных отложений в 5-7 раз меньше и составляет: перми — 600-800 м, карбона — 100-200 м.

Дислокаций северо-восточного простирания, выделенные в 70-80* годах, подтвердились, в некоторых случаях получили дополнительные структурные характеристики. Мечетлинская, Месягутовская, Юкаликулевская и другие тектонические чешуи оказались смятыми в синклинали и перешли в более сложный ранг структурных форм — стали синформами. Плоскости их сместителей напоминают садовый совок, погружающийся к югу. При этом пликативные дислокации осложняют оба крыла таких синформ, сопровождая их валами асимметричных антиклинальных складок. Кроме того, на глубинах 2-7 км обнаружены новые дислокации, слагающие нижний ярус структурных форм.

Мечетлинская система надвигов составлена несколькими сместителями, падающими на юго-восток под углами 30-50° во фронтальной части, выполаживаясь на глубине 5 км до 20°. На этой глубине последние сливаются в одну плоскость, приобретающую субгоризонтальное залегание. Не исключается, что к востоку общий сместитель будет воздыматься, формируя синклиналиную форму новой тектонической структуры, названной синформой. Очевидно, на юго-восточном крыле этой структуры породы также окажутся смятыми в антиклинальную складку, очертания которой отображают сейсмоотражения на глубине 4-5 км под фронтом Месягутовского надвига (рис. 37).

Геометрию Мечетлинского надвига на глубине 1,5-2,0 км вдоль простирания устанавливает временной разрез 129229, пройденный от Каратауского структурного комплекса (гора Аркаул) на север, в район с. Михайловка (рис. 38). Сместитель надвига обнаружен также скважинами 29 и 9 Яныбаевскими, пройденными в долине широтного течения р. Бол. Ик, повторением средне- и нижнекаменноугольных отложений (рис. 39). Амплитуда горизонтального смещения верейских слоев составляет 700 м.

Пликативные дислокации представлены довольно пологими структурами. Расположенная на юге Куткантауская антиклиналь имеет крылья, наклоненные под углами 8°. При этом, западное осложнено дополнительными сколами юго-восточного и северо-западного падений так, что тело складки расчленяется на части, смещенные друг относи-

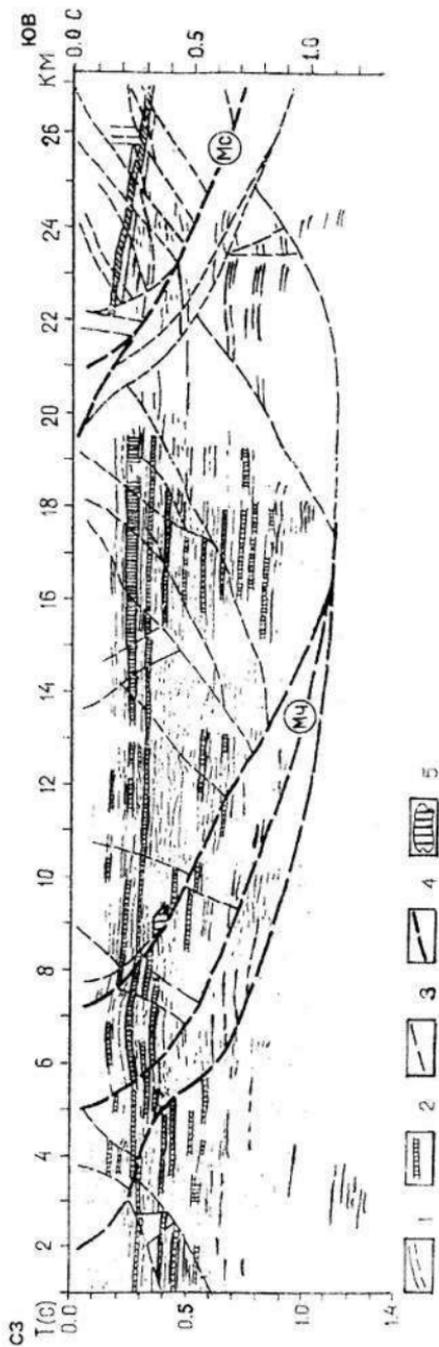
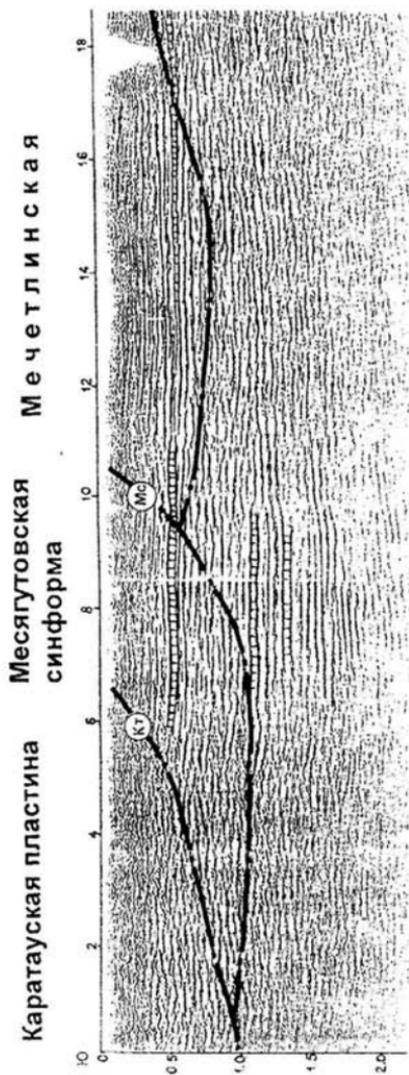


Рис. 37. Временной разрез юга Юрюзано-Сылвинской впадины по сейсмопрофилю 129226 в районе Мечетлинской синформы (по Казанцеву, 1998)

1 — сейсмоотражения уверенные; 2 — сейсмоотражения, коррелируемые с горизонтами четко слоистых пород; 3 — разрывные дислокации; 4 — главные надвиги (названия даны на рис. 1); 5 — предполагаемые рифтовые массивы



синформа

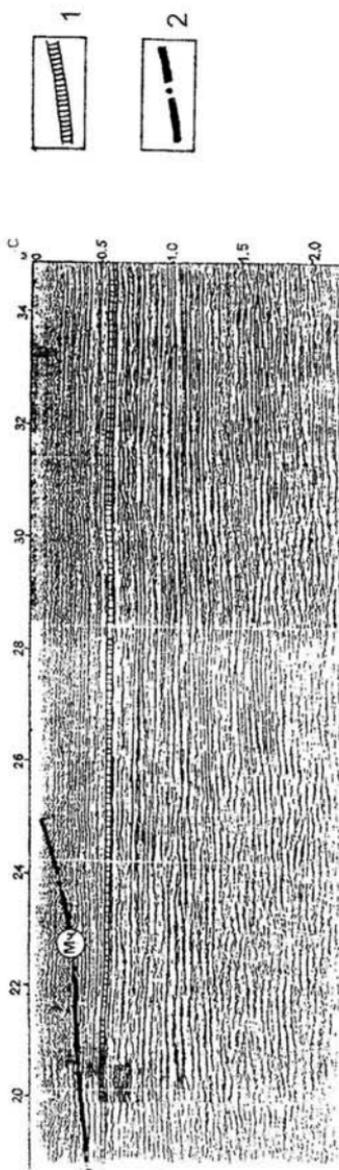


Рис. 38. Надвиговые дислокации на сейсмопрофиле 129229, пройденном в субмеридиональном направлении (местоположение профиля см. рис. 31). Интерпретация Ю. В. Казанцева
1 — сейсмоотражения четко слоистых пород; 2 — линии надвигов (Kт — Каратауского, Mc — Месягутовского, Mч — Мечетлинского)

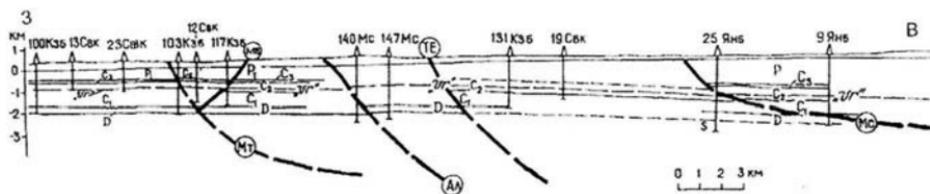


Рис. 39. Геологический разрез Юрюзано-Сылвинской впадины на широте с.Тастуба. Составил Ю.В. Казанцев
Условные обозначения см. рис. 27.

тельно друга на сотни метров. Длина складки 4 км, ширина 1,5-2,0 км, высота около 100 м.

Вдоль простираения Мечетлинского надвига палеозойские породы образуют линейный вал поднятий, из которых сейсморазведкой закартированы Удачное (с. Васильевка), Маржамгуловское (район одноименного села) и Аккинское (с. Аккино). Размеры их примерно, равновелики и сопоставимы с Куткантауской антиклиналью. Между ними, надо полагать, имеются и другие еще не выявленные антиклинальные складки.

К северу от р. Киги за Нижнекигинским сдвигом сейсморазведкой закартированы Юсуповская, Южно-Яныбаевская, Яныбаевская и другие антиклинали (см. рис. 31). Часть из них содержит в своде рифовые массивы верхнекаменноугольного возраста.

Из новых разрывных элементов выделен *Таймеевско-Емашинский* надвиг, прослеживаемый в 4-5 км северо-западнее Мечетлинского на расстоянии более 80 км. Обнаружен он данными сейсморазведки и бурения между скважинами 147 Муслимовская и 131 Кызылбаевская (см. рис. 32). Сместитель наклонен на юго-восток под углами 50-60° сверху, а на глубине более 2 км выполаживается до 15-10°.

Во фронте надвига породы палеозоя смяты во фронтальные антиклинали с крутым западным и сравнительно пологим восточным крыльями. Здесь известны с юга на север Таймеевская (район с. Таймеево), Таймеевская Северная (с. Михайловка), Мечетлинская (гора Состуба) структуры. Из них наиболее крупной является Таймеевская, представленная северной своей половиной, длиной почти 12 км и шириной 2 км. Высота ее составляет первые десятки метров. Остальные имеют меньшие размеры: 4-5 км x 2-2,5 км.

Месягутовский надвиг также обнажается на западном крыле Юрюзано-Сылвинской впадины. Образуемый им аллохтон прослеживается на местности в виде полосы шириной до 18 км и длиной 100 км в бассейне рек Юрюзани и Ай в северо-восточном направлении, а начиная от р.Киги — в северном. По данным бурения Месягутовский надвиг погружается на юго-восток под углами вначале 55°, а на глубине 2,0-2,5 км — 25°. Сейсморазведкой МОП" названный надвиг прослежен по падению на 11 км, где он фиксируется на глубине около 2,5-3,0 км

Дальше на восток плоскость сместителя воздымается кверху, образуя в поперечном сечении синклинальную форму. Восточное крыло последней перекрыто Юкаликулевским надвигом. Такую четкую картину надвижения, нужно признать, сейсморазведка дает не часто. Здесь, например, удалось достаточно точно определить амплитуду горизонтального перемещения пластов среднего карбона, составляющего 1,6 км. При этом, фронт синформы оказался поднятым на высоту почти 0,5 км (рис. 40).

Как и у Мечетлинской фронтальная часть Месягутовской структуры осложнена многочисленными разрывами чаще встречного падения, имеющими небольшие (десятки-первые сотни метров) амплитуды горизонтального смещения. Все они ниже синформообразующего сместителя не прослеживаются. В результате сформировалась структура последовательно наложенных друг на друга клиньев, сторонами которых являются трещины скола, либо плоскость Месягутовского надвига. Углы наклона трещин самые различные и колеблются от 30° до 37°.

Тыловая зона Месягутовской аллохтонной структуры также осложнена дополнительными разрывными нарушениями. Однако, здесь преобладают дислокации как с восточным, так и с западным падением сместителей. Амплитуды перемещения масс по ним небольшие и измеряются первыми сотнями метров.

Изучение выхода Месягутовского надвига на поверхности показало, что его сместитель интенсивно дислоцирован. Так в овраге, спускающемся к р.Юрюзани, в 1200 м от автодороги Малояз-Мечетлино пройден карьер строительного камня, который вскрывает нижнепермские алевролиты, аргиллиты, мергели и органогенные известняки, лежащие субвертикально, с азимутом простираения 15-25° (рис. 41, обн.№1506). Породы смяты, причудливо изогнуты, местами раздроблены.

В 4,5 км северо-восточнее по простираению выхода на поверхности этого же надвига, в районе бывшей МТС Трактор обнажаются также интенсивно дислоцированные нижнепермские породы, стоящие на головах и вытянутые вдоль линии надвига (обн.№1507). Карбонатные прослои в них будинированы.

Еще дальше на северо-восток, в 2 км от предыдущего обнажения, на вершине с отм. 426 м, спускающейся в с.Саргамыш, имеется карьер, вскрывающий аналогично дислоцированные отложения нижней перми. В них иногда отмечается мелкая (размах крыльев от сантиметров до метра) складчатость, интенсивный будинаж, раздробленность (обн. №1508).

На северо-восточной окраине с.Саргамыш обнажаются окремненные мергели с красным оттенком, переслаивающиеся с аргиллитами и известняками (обн. №1509). Породы простираются на северо-восток согласно с линией выхода надвига и имеют субвертикальное залегание. Отдельные слои смяты в сантиметровые (до метра) складки волочения, а в глинистых отложениях наблюдается микроскладчатость. Здесь же, в

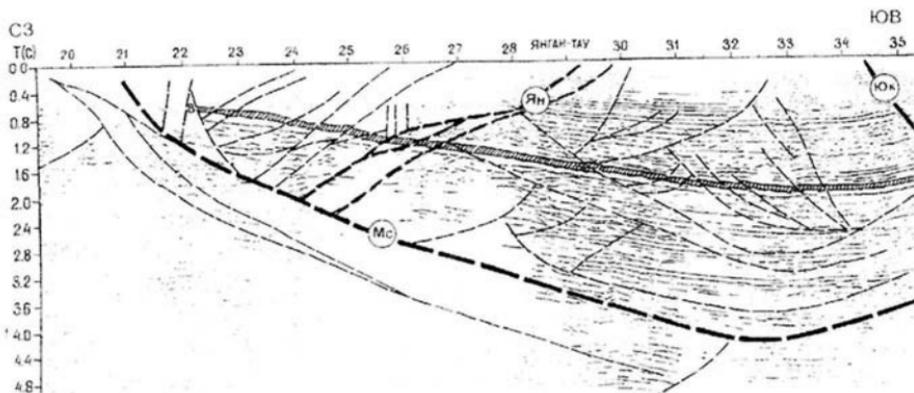


Рис. 40. Характер дислоцированности осадочных толщ палеозоя Месягутовской синформы, интерпретируемый Ю.В. Казанцевым на сейсмопрофиле 129226

Условные обозначения см. рис. 27



Рис. 41. Схема размещения изученных обнажений пермских пород во фронте Месягутовского надвига

1 — обнажение и его номер, 2 — элементы залегания пород, 3 — надвиги (Мс — Месягутовский, Юк — Юкаликулевский), 4 — линии сейсмопрофилей: А — часть 129226, Б — часть 129239, В — 129238

каменном карьере нижнепермские отложения представлены причудливо изогнутыми, наклоненными на юго-восток пачками детритовых и афанитовых известняков, содержащих прослой кремней, мергелей, аргиллитов, алевролитов и песчаников. Местами, в замках складок, отмечается значительное расслаивание (рис. 42, рисунки 42-45 выполнены ТТ. Казанцевой).

В 2-2,5 км от линии выхода Месягутовского надвига к востоку, в его тыловой зоне, отложения нижней перми приобретают горизонтальное и субгоризонтальное залегание. Так, на северной окраине с. Мещегарово в каменном карьере вскрываются пласты битуминозных мергелей, лежащие горизонтально. Такое же положение имеют слои нижнепермских пород на северной окраине с. Ахуново, где они вскрыты каменным карьером (обн. №1513). Аналогичное горизонтальное залегание характерно для нижнепермских пород и перед фронтом Месягутовского надвига, т.е. в тылу Мечетлинского аллохтона (обн. №4).

Если двигаться по щебневой дороге из с. Мещегарово в сторону с. Шарипово, то сразу же за первым поворотом, в карьере, породы нижней перми во фронте Месягутовского надвига смяты и будинированы. Они простираются в северо-восточном направлении с падением на юго-восток под углом 45° (рис. 43).

В районе с. Семериковки (левый берег р. Ай) сместитель Месягутовского надвига обнажен на южном склоне вершины, расположенной юго-западнее скотного двора. Здесь, в каменном карьере, вскрыты плитчатые крупнокристаллические известняки с криноидеями, содержащие прослой мергелей, аргиллитов, кремней, алевролитов нижней перми. Породы причудливо изогнуты, тектонически раздроблены и, в целом, погружаются на юго-восток под углами $8-10^\circ$ (рис. 44).

Северо-восточнее по простиранию Месягутовской структуры, на южной окраине с. Месягутово (правый берег р. Ай), выход надвига обнажен в каменном карьере, на юго-западном склоне вытянутого на северо-восток невысокого хребта, где породы нижней перми волнисто изогнуты и падают по азимуту 295° , под углом 62° (рис. 45). Здесь вскрыт следующий (снизу-вверх) разрез:

1. Песчаники полимиктовые, зеленовато-серые, мелкозернистые. Мощность 6 м.

2. Мергели серые, с прослоями желваковых кремней. Породы имеют четкую плитчатую отдельность по напластованию. Мощность 20 м.

3. Песчаники полимиктовые, зеленовато-серые, мелкозернистые. Мощность 1,5 м.

4. Перетертые до глинистого состояния образования грязно-зеленой окраски. Мощность 0,1 м.

5. Крупногалечные конгломераты с шаровой отдельностью. Мощность 1,0 м.

6. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые. Мощность 2 м.

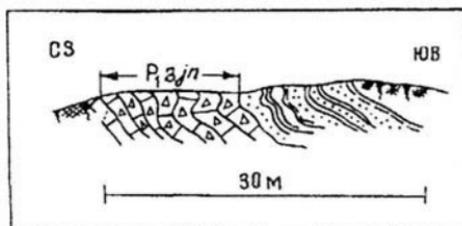


Рис. 42. Дислоцированность нижнепермских пород в районе с. Саргамыш (обн. 1509)

1 — песчаники, 2 — известняки, 3 — органогенные известняки, 4 — алевролиты, аргиллиты и песчаники, 5 — конгломераты

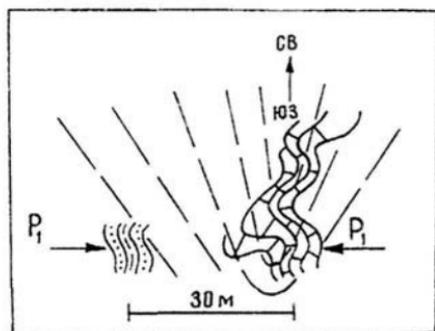
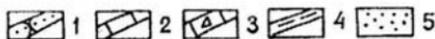


Рис. 43. Дислоцированность нижнепермских пород в районе с. Мещегарово (обн. 2)

Условные обозначения см. рис. 42

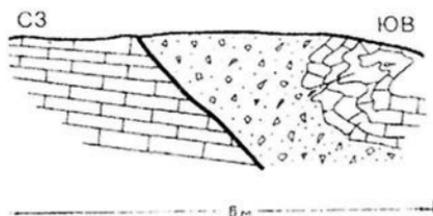


Рис. 44. Дислокации нижнепермских пород в зоне Мешагутьовского надвига в районе с. Семериковки (обн. 1)

Условные обозначения см. рис. 42

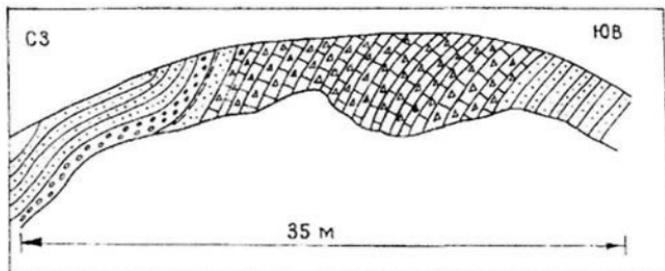


Рис. 45. Дислокации нижнепермских пород на южной окраине с. Мешагутьово
Условные обозначения см. рис. 42

Как оказалось, толщина сместителя надвига, то есть зоны интенсивно дислоцированных пород, в разных местах различная и колеблется от десятков до сотен метров.

Вдоль лобовой зоны Месягутовского надвига нижнепермские и каменноугольные отложения смяты во фронтальные антиклинальные складки: Месягутовскую, Яныбаевскую, Салкын-Чишминскую и Шигаевскую длиной от 5 до 30 км, шириной 1,5-5 км и высотой 100-250 м.

Наиболее характерной является Месягутовская антиклиналь, представленная лишь сводом и северной периклиналию. Она выделена в южной части аллохтона. Складка вытянута в северо-восточном направлении на 30 км при ширине 3-6 км и высоте чуть более 250 м. В поперечном сечении она имеет отчетливое асимметричное строение: слои на западном крыле падают под углами до 70°, а на восточном — 5°.

Севернее, в междуречье Большой Ик и Киги сейсморазведкой МОГТ выделены Левальское, Тардовское и Акбайское поднятия, вытянутые в северо-восточном направлении на 3-4 км при ширине 1,5-2 км. Предполагается, что в своде Акбайского поднятия развит верхнекаменноугольный риф, высотой до 50 м.

В центральной части Месягутовской чешуи выявлен куст малоамплитудных разрывов, ответственных за размещение аномальных явлений г.Янгантау. Мы назвали их Янгантаускими дислокациями. Определен их надвиговой характер, установлено западное направление падения сместителей (см. рис. 40).

Янгантауские дислокации хорошо маркируются брекчированием, окремнением, гипсацией и кальцитизацией толщ (рис. 46, 47, 48 выполнены Р.К. Шакуровым). На глубине, по данным бурения, замечено полное поглощение промывочной жидкости в интервале вскрытия нарушения. Выходы на дневную поверхность описываемых дислокаций приурочены к разнопрочностным толщам.

Месягутовский надвиг установлен, как отмечалось ранее, скважинами Яныбаевской и Месягутовской площадей. Он подтвержден многими временными разрезами, а также новыми данными глубокого бурения. Его морфологию по простирацию отображают сейсмопрофили 129237-129239 (рис. 49).

Артинский надвиг ранее был выделен как элемент разрывной тектоники, ограничивающий тектоническую чешую, расположенную восточнее Юкаликулевской. Как сейчас оказалось, Артинская дислокация обнажается западнее Юкаликулевской между Месягутовской на западе и последней на востоке, выходя из-под Казанского и Юкаликулевского надвигов. Она представляет собой тектоническую чешую, налегающую на Месягутовский аллохтон (рис. 50). Плоскость смещения установлена бурением на Белокатайской антиклинали. Скважины вскрыли ее внутри

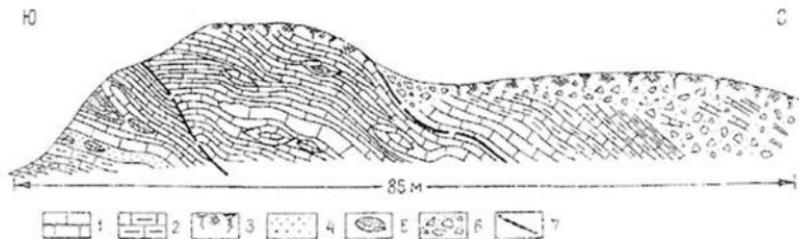


Рис. 46. Характер дислоцированности пород янгантауской свиты в зоне Янгантауского надвига по канаве газопровода, расположенного в 0,5 км юго-западнее санатория Янгантау
 1 — известняки, 2 — мергели, 3 — почвенный покров, 4 — аргиллиты, 5 — шаровые отдельности (будины), 6 — осыпь, 7 — линия тектонического нарушения

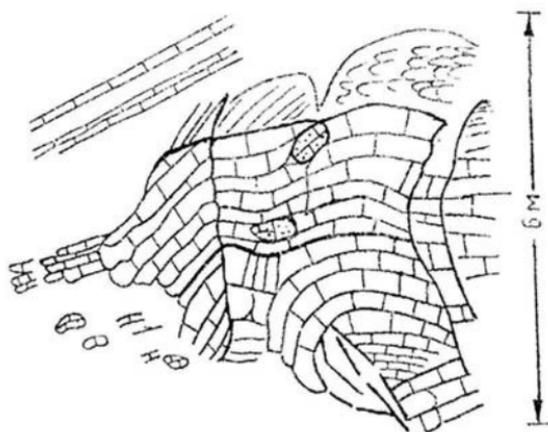


Рис. 47. Зона смятия нижнепермских отложений зоны Янгантауского надвига восточнее окраины с. Чулпан (200 м выше автомобильного моста через р. Юрюзаны)
 Условные обозначения см. рис. 46

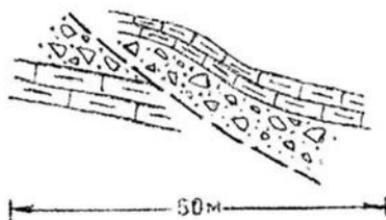


Рис. 48. Малоамплитудный надвиг в зоне Янгантауского нарушения на юго-восточном склоне горы Янгантау
 Условные обозначения см. рис. 46.

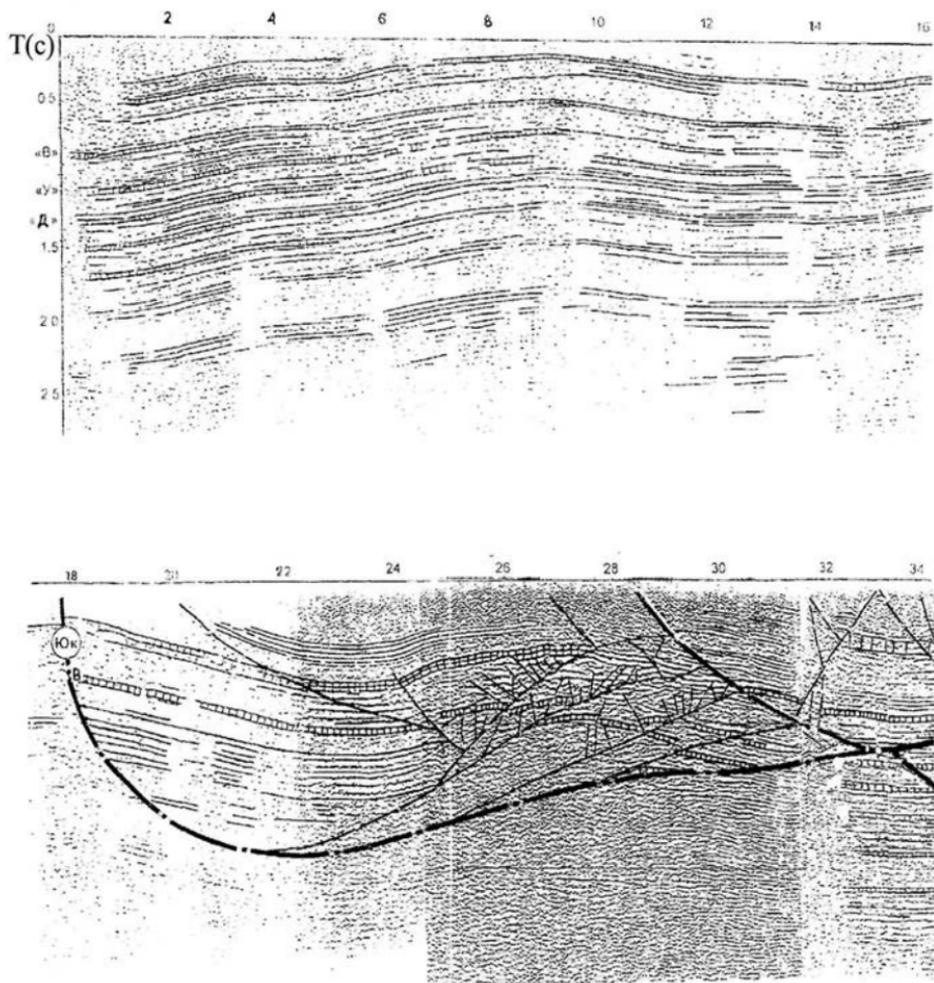


Рис. 49. Временной разрез вдоль сейсмопрофилей 129237-129239, показывающий характер дислоцированности и геометрию подошвы Месягутовского и Юкаликулевского надвигов. Интерпретация Ю.В. Казанцева
Условные обозначения см. рис. 27 и 37

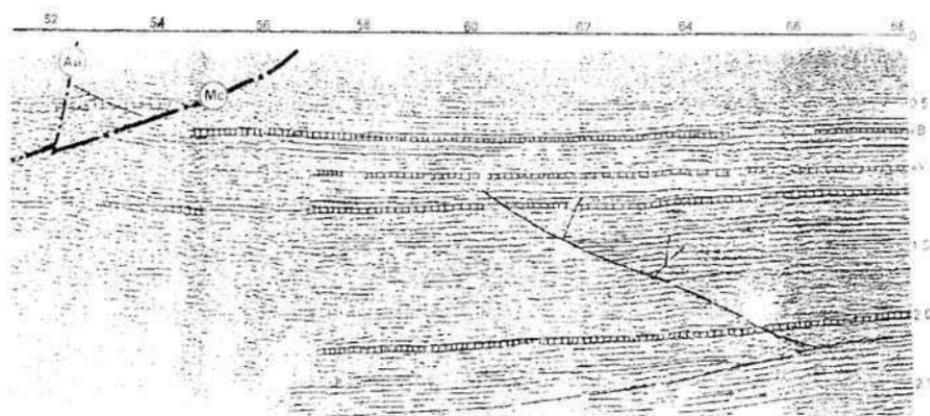
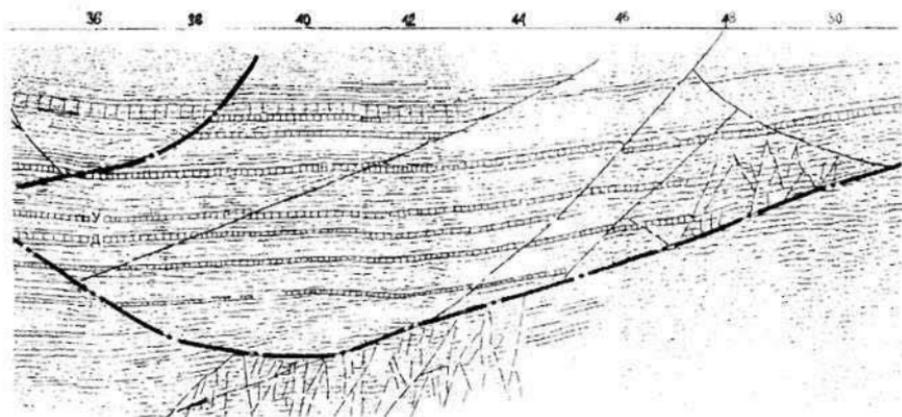


Рис. 49. Окончание.
Начало на стр. 65.

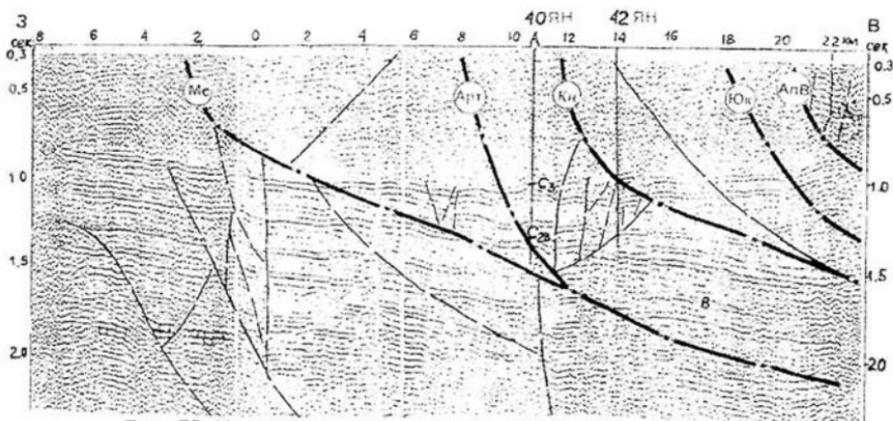


Рис. 50. Надвиговые дислокации, устанавливаемые на сейсмопрофиле 077104. По Ю.В. Казанцеву

Условные обозначения см. рис. 27.

Надвиги: Мс — Месягутовский, Арт — Артинский, Кн — Казанский, Юк — Юкаликулевский, АпВ — Апутовский Верхний

(скв. 40 Яныбаевская). Наклон надвига на восток составляет более 45° наверху и $25-15^\circ$ на глубине ниже 3 км (рис. 51).

По данным сейсмопрофиля 077504, пройденного через центральную часть Белокатайской антиклинали, закартированной геологической съемкой по нижнепермским отложениям, названные характеристики Артинского нарушения совпадают. Белокатайская складка фронтального типа прижата здесь с запада к сместителю нарушения, выделенного по данным сейсморазведки МОГТ. Отражающие площадки верхнекаменноугольного «репера» и кровли карбонатных пород башкирского яруса среднего карбона восточного крыла надвинуты примерно на 1 км к западу (рис. 52).

Выход Артинского надвига на поверхности прослеживается от р. Ай на северо-восток, а с широты с. Белокатай — на север на 70 км. Южнее р. Ай надвиг возможно сливается с поверхностью перекрывающего его Юкаликулевского нарушения, и тогда начало следует считать начинающая с р. Юрюзань, где он обрывается Юрюзанским сдвигом.

Следующий к востоку Юкаликулевский надвиг прослежен от Кара-тауской структуры в северо-восточном направлении на 80 км. Он обнажается у южной окраины с.Ельгильдино (левый берег р.Ай), севернее д.Душембеково и юго-восточнее с.Тукаево (р.Киги). Погружается надвиг на восток под углами $30-40^\circ$. Артинские отложения висячего крыла надвига у д.Ельгильдино образуют антиклинальную складку, известную под названием Юкаликулевской. Структура вытянута в северо-восточном направлении почти на 30 км при ширине 3-6 км и высоте около 300 м.

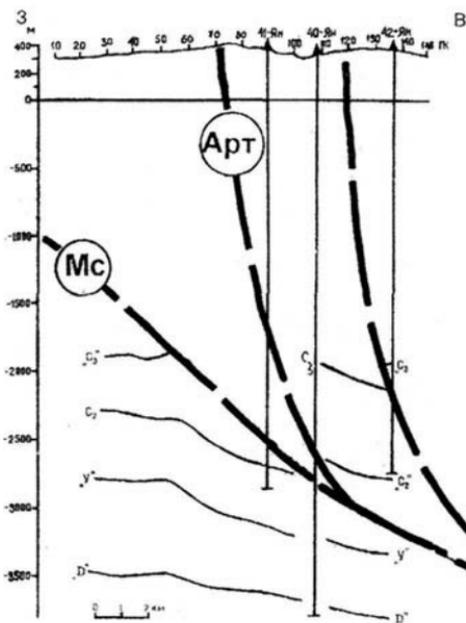


Рис. 52. Месягутовский и Артинский надвиги, устанавливаемые на сейсмопрофиле 077504
Условные обозначения см. рис. 33

По форме это типичная фронтальная складка, имеющая более крутое (25-40°) западное и пологое (10-15°) восточное крылья.

Сместитель Юкаликулевской аллохтонной структуры значительно дислоцирован. Он обнажается в районе деревень — Мусатово и Урдалы и проходит преимущественно в понижениях рельефа. Вскрывающиеся на восточной окраине д.Урдалы, на невысоком холме, вытянутом в северо-восточном направлении, прифронтальные песчаники, алевролиты, аргиллиты с линзами мергелей имеют очень крутое (40°) северо-западное падение при субгоризонтальном, в целом, залегании пород, которое видно на горках несколько северо-восточнее с.Мусатово. В линзах мергелей наблюдается шаровая отдельность, перемятость слоев вдоль границ, локальная раздробленность.

Аналогичная картина деформаций Юкаликулевского надвига наблюдалась нами на ее продолжении в 12 км к северо-востоку (р.Ай), в обнажении №11, у южной окраины д.Ельгильдино. Здесь, в карьере обнажены детритовые известняки и мергели, падающие по азимуту 300°, под углом 42° (см. рис. 41)

Еще в 18 км северо-восточнее, на р.Киги, в выемке автодороги, к северу от д.Душембеково нижнепермские отложения, представленные черными мергелями, алевролитами с прослоями детритовых известняковых песчаников (обилие фузулинид, криноидей, створок брахиопод и прочей органики), имеют азимут падения 290°, угол падения 70°. Вместе с тем, в 1,5-2 км севернее, перед фронтом Юкаликулевского надвига

породы нижней перми имеют субгоризонтальное, слабо волнистое залегание. Здесь, в каменном карьере (обнажение №8) песчаники и алевролиты серовато-зеленой окраски, а также светлые известняки полого (менее 5°) наклонены к югу.

По данным сейсморазведки, проведенной в 1992 г., уточнено внутреннее строение Юкаликулевской структуры. Оказалось, что она осложнена несколькими надвигами согласного и встречного падения, создавшими разномерные клинодислокации, вложенные друг в друга Юкаликулевское поднятие, таким образом, оказалось внутри этих форм (рис. 53). Предполагается, что верхне-среднепалеозойская часть разреза здесь повторена дважды. Кроме того, сместитель надвига на глубине 6 км меняет наклон с восточного на западный, создавая внутри, в палеозойских породах синформную структуру.

Сейсморазведка также показала, что Юкаликулевская синформа имеет максимальную толщину на юге, вблизи Каратауского аллохтона. Она составляет 4-4,5 км. К северу же ее толщина уменьшается до 2 км и менее.

По простиранию структура разбита поперечными сдвигами, по которым происходило перемещение частей аллохтона на запад на различную величину. В результате ширина ее выхода сокращается с юга на север от 12 км до 9 и 2-3 км. Очевидно, по сдвигам происходило перемещение блоков друг относительно друга не только по горизонтали, но и смещение их по вертикали. Общая геометрия Юкаликулевской структуры по простиранию представлена на профилях 129237 и 129239 (см. рис. 49).

Из сдвиговых нарушений в исследуемом районе известны Юрюзанский, Айский, Нижнекигинский и другие (см. рис. 31). Все они приурочены к спрямленным участкам русел рек, долинам, протяженным оврагам, т.е. участкам рельефа, фиксирующим современную активность разрывов. Они же отчетливо дешифрируются на аэрофотоснимках, что также свидетельствует о молодости тектонических смещений по ним. Наиболее изучен *Юрюзанский* сдвиг, названный по имени реки вдоль долины которой он прослеживается в северо-запад-юго-восточном направлении.

В излучине реки, против горы Янгантау в соприкосновение с каменноугольными породами, слагающими южное крыло Каратауской антиклинали и простирающимися в северо-восточном направлении, подходят мергели янгантауской свиты артинского яруса Месягутовской пластины с такими же простираниями слоев. Юрюзанский сдвиг в направлении на юго-восток продолжается до с. Малояз, где ограничивается поверхностью надвига северо-западного падения. Ширина зоны дробления сдвига более 500 м.

В связи с тем, что зона Юрюзанского сдвига в основном проходит

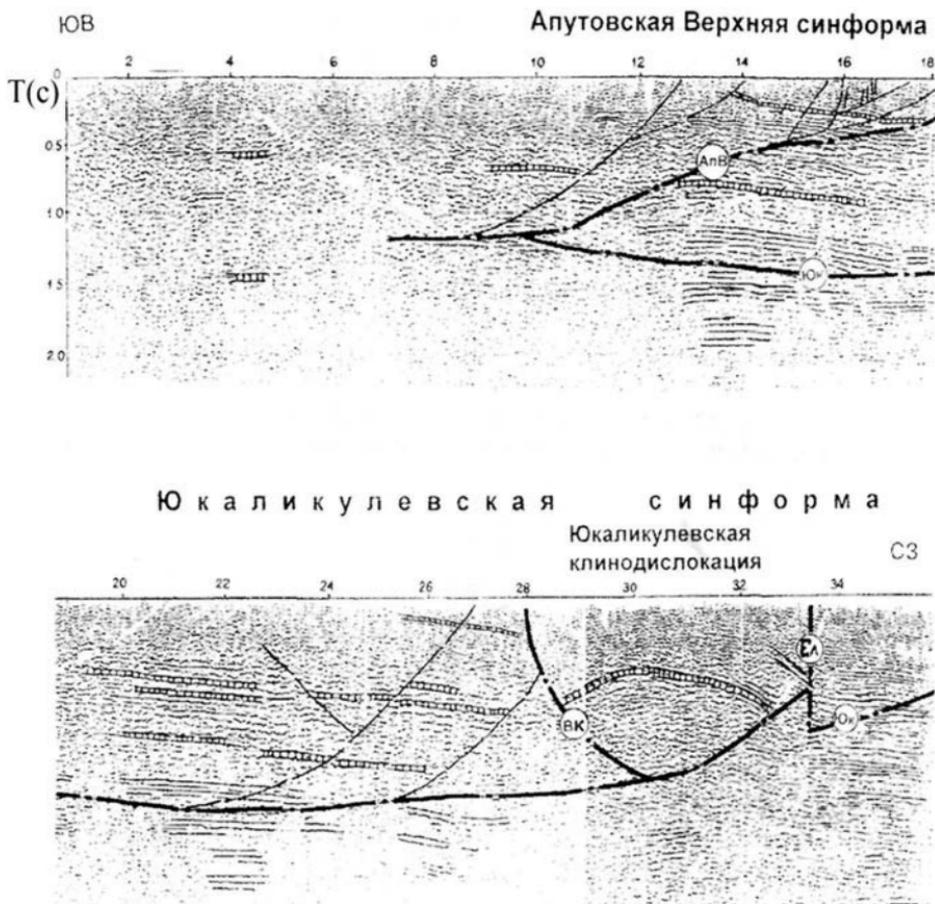


Рис. 53. Характер дислоцированности пород палеозоя Юкаликулевской и Апутовской Верхней надвиговых структур вдоль субмеридионального сейсмопрофиля 129241. Интерпретация Ю.В. Казанцева

Условные обозначения см. рис. 27

Надвиги: АпВ — Апутовский Верхний, ВК — Верхне-Кигинский, Юк — Юкаликулевский. Ел — Ельгильдинский сдвиг

по долине реки, ее тектоническая выраженность замаскирована толщей рыхлых отложений. Однако можно наблюдать, что движения вдоль него оказали мощное воздействие на соприкасающиеся породы Месягутовской пластины. В отдельных пунктах по автодороге Малояз-Мечетлино встречаются зоны интенсивного смятия. В них развиты будинаж, шаровая отдельность, милониты.

Тектоническое разлинзование в осадочных породах хорошо выражено образованием в сланцевой толще четковидно расположенных линз разного размера. Пространство между линзами заполнено глинистой, тонко рассланцованной массой, облекающей линзы. Последние вытянуты согласно с общим простираем структурных форм. Представительна зона смятия Юрюзанского сдвига в крутом обрыве вдоль автодороги, севернее д. Ахуново. Здесь, на расстояние около 500 м обнажены артинские осадки перми, залегающие под углами от 40 до 80°. Хорошо выраженная слоистость пород благоприятствует наблюдению высокой степени их деформированности. Фиксируются всевозможные причудливые межслоевые дислокации: между моноклинально залегающими пачками располагаются петлеобразные, закрученные, опрокинутые и полностью оторванные от материнских слоев мелкие складки, заключенные в дробленный и перетертый до глинистого состояния субстрат. Для прослоев известняка характерен будинаж, смещения сводов структур.

Айский разрыв прослеживается в северо-западном направлении прямолинейно по долине р. Ай между селами Турнали и Шарипово. Длина его 16 км. Сместитель очевидно субвертикален. Амплитуда горизонтального смещения пород по нему составляет несколько сот метров. Сдвиг на глубину продолжается только до плоскости Месягутовского надвига. *Нижнекигинский* сдвиг также вытянут в северо-западном направлении, начиная от с. Нижние Киги до с. Дуван-Мечетлино на 28 км. Им смещены образования Мечетлинской и Месягутовской структур на 1-3 км по горизонтали. Обрывается этот сдвиг плоскостью Мечетлинского надвига.

Сдвиговые дислокации наиболее хорошо изучены на территории Южного Предуралья. Здесь установлена и их роль в структуре региона. В междуречье Нугуша, Белой и Большого Ика в отдельных обнажениях вдоль сдвигов удастся наблюдать интенсивную дислоцированность пород с образованием зон тектонических брекчий мощностью в несколько метров и насыщенностью трещинами с зеркалами скольжения. В зонах нарушений слои часто приобретают дополнительную мелкую складчатость, нередко подвороты пластов. Сдвиги обладают преимущественно субвертикальными поверхностями смещений, раскалывающими одну или несколько тектонических чешуй на части, которые оказались перемещенными на запад на различные расстояния. При этом их латеральное движение происходило по поверхности единого надвига, ограничивающего снизу раскалываемые чешуи. Поэтому время их возникновения

было более поздним, чем формирование самих чешуй. Иначе говоря, находясь в тесной генетической зависимости друг от друга, первые являются порождением вторых, что и отражено в морфологии и размещении дислокаций (Казанцев, 1981). Вторичность сдвигов подчеркивается фактами усложнения морфологии складок, которые приобретают близкую к широтной ориентировку, характерную для сдвиговых дислокаций.

Таким образом, на рассматриваемой территории основными дислокационными формами являются синформы, местами осложненные поперечными сдвигами, а также продольными надвигами. Последние создают внутри синформ чешуйчатое либо клиноформное строение.

Характер дислокаций латерального сжатия на границе внешнего и внутреннего крыльев Юрюзано-Сылвинской впадины.

Рассматриваемая в этом разделе территория охватывает площадь от р. Бол. Ик на севере (широта с. Новобелокатай) до р. Ай на юге (с. Лаклы) и от района сел Аллагузово — Нижние Киги на западе до Сосновка — Арсланово на востоке. В 1976 г. здесь были проведены сейсморазведочные работы МОГТ (сейсморазведки 2 и 15/76), позволившие расшифровать, насколько это было возможным, строение палеозойских отложений. Нами заново проанализированы и интерпретированы временные разрезы 027601, 02, 03, 04, 05, 06, 07, 08, 09, 10, 11, 157615, 17, и 18. К сожалению, редкая сеть сейсмопрофилей при совершенно недостаточном количестве скважин, необходимых для привязки сейсмических реперов к горизонтам стратиграфического разреза осадочного чехла, не позволили дать окончательный вывод о структуре региона, оставив альтернативу предлагаемой ниже интерпретации. Тем не менее, полученные данные отражают реальную картину тектоники этого района на данный этап изученности и заслуживают дальнейшего обсуждения.

Прежде всего был подтвержден преобладающий надвиговый стиль тектоники палеозойских пород на Среднем Предуралье. Следует заметить, что присутствие разрывных элементов на юге Юрюзано-Сылвинской впадины геофизики М.Н. Пашкевич, Э.Я. Акерев, В.И. Шабарин подразумевали еще в 1976 г. при проведении сейсморазведочных работ. Так, по их мнению, различие типов сейсмических разрезов на севере (Апатовская структура) и юге (Леузинская антиклиналь), скорее всего, обусловлено тектонической границей между ними. Если на Апатовской структуре хорошо выделяются реперные горизонты «С₃», «С₂» и «Д. то», в пределах Леузинской складки... не только не коррелируется отражающий горизонт «С₃», но вообще верхняя (аллохтонная, Ю.К) часть разреза не содержит сколько-нибудь протяженных отражающих площадок. Отражающий горизонт «С₂» здесь также теряет динамическую выразительность и следится неуверенно...». Но к их мнению не прислушались.

Подтверждена многоярусность в размещении аллохтонов. Если раньше предполагалось, что верхний ярус структур начинается с Уфим-

ского амфитеатра, то заново проанализированные сейсморазведочные данные позволяют констатировать, что эта граница отодвигается на 20-30 км западнее и проходит по линии выхода на поверхность Юкаликулевского надвига.

В числе верхних структурных форм здесь выделены Юкаликулевская, Кисеикская, Апутовская Верхняя, Сосновская и Абдрезяковская синформы, последовательно надвинутые с востока и частью перекрывающие друг друга (рис. 54).

Юкаликулевская синформа описана в предыдущем разделе. Здесь уместно, как нам кажется, отметить, что данные сейсморазведки МОГТ 1976 г позволили на небольшом протяжении с юга на север проследить морфологию этой надвиговой структуры и определить ее восточную границу на глубине, под надвинутыми аллохтонами, а также дать размеры синформы. Длина ее с юга на север 80 км, ширина — 10-25 км, толщина 2-4,5 км.

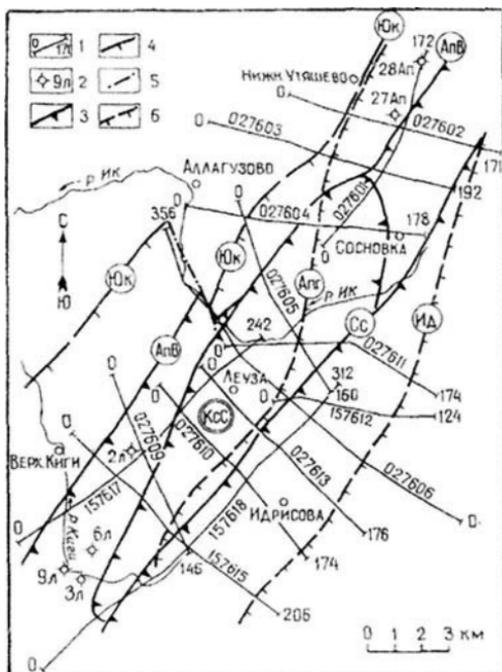


Рис. 54. План размещения сейсмопрофилей партий 2 и 15/76 БНГФ на структурной карте Киги-Икского междуречья

1 — пинии сейсмических профилей, 2 — скважины, их номера и разведочные площади (Л — Леузинская, Ап — Апутовская); 3 — надвиги, ограничивающие синформы (АпВ — Апутовскую Верхнюю, КСС — Кисеикскую, СС — Сосновскую); 4 — прочие надвиги (ЮК — Юкаликулевский); 5 — Абзаевский сдвиг; 6 — надвиги, выделенные под синформами (АпГ — Апутовский Глубинный, Ид — Идрисовский)

Кисеикская аллохтонная структура выделяется в бассейне рек Кисеик, Леузы и Киги. Она выполнена отложениями сакмарского яруса нижней перми, смятыми, как оказалось, в пологую синклиналь северо-восточного простирания. Ее длина 40 км, ширина на севере и в районе с. Леузы 7 км. К югу ее выход на поверхности сокращается до 1 км за счет тектонического перекрытия с востока Сосновским аллохтоном. Сместитель Кисеикского надвига, ограничивающего структуру снизу, по данным сейсморазведки, образует в поперечном сечении синклинальный изгиб, а в общем виде форму совка. Максимально прогнута она до глубины 1500 м в центре. Западное и восточное крылья аллохтона, примерно, симметричные и наклонены навстречу друг другу под углами 45-50°. Вдоль них на всем протяжении породы смяты в асимметричные антиклинальные складки с более крутым прижатом к надвигу крылом. С севера на юг почти на всю длину Кисеикская синформа зафиксирована продольными сейсмопрофилями 0277601 и 157617 (рис. 55), судя по которым наибольшая толщина структуры располагается в районе сел Леузы — Кисеик, достигая 1400-1500 м. Это же подтверждают субширотные профили 027606, 157613, 027609 (рис. 56 а, б, в).

Начиная от сейсмопрофиля 027611 к югу Кисеикская синформа с востока тектонически закрыта новой надвиговой формой — Сосновским аллохтоном (рис. 57 а, б, в). В результате здесь молассовые отложения восточного крыла синформы оказываются погруженными под надвигающиеся с востока флише-молассовые толщи верхнего-среднего палеозоя.

Сосновская аллохтонная структура прослеживается в северо-восточном направлении от с. Лаклы на юге до с. Чепуровка на севере почти на 90 км в виде полосы, шириной от 2-4 до 10 км. По данным сейсморазведки МОГТ, она выделена в виде синформы, надвинутой на восточное крыло Кисеикского аллохтона. Максимально погружена структура на глубину 2,5-3 км (сейсмопрофили 027611, 027606, 027610 и 027613, см. рис. 56, 57). Внутреннее строение ее не совсем ясно. По аналогии с другими подобными структурами можно полагать, что фронтальные части Сосновского надвига на всем протяжении смяты в асимметричные антиклинали. Лишь на некоторых временных разрезах отмечено крутое (более 60°) залегание пород на прижатых к сместителю крыльях антиклиналей (рис. 58). Вблизи сместителя можно заметить повышенную дислоцированность надвигаемых пород, выразившуюся в возникновении многочисленных тектонических трещин (сейсмопрофили 027606, 027611, см. рис. 56а, 57а).

Сосновская синформа сложена терригенными (преимущественно глинистыми) породами верхнего-среднего карбона большой мощности. Отсутствие среди них достаточно крепких слоев маркирующих горизонтов обусловило, очевидно, значительную дислоцированность горных масс. Вероятно, поэтому сейсморазведкой не выделено каких-либо

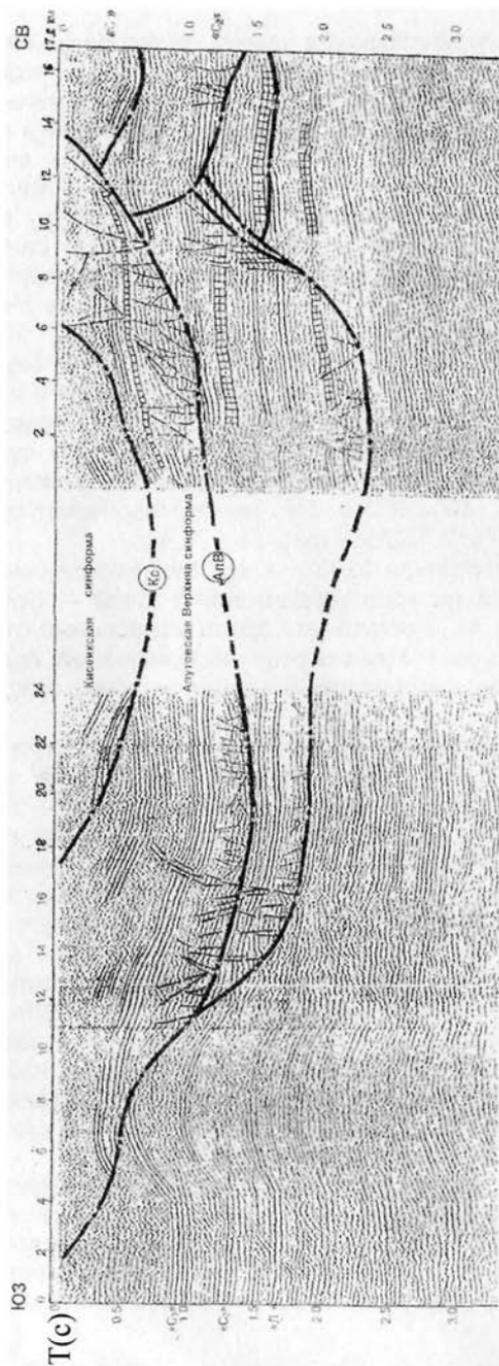


Рис. 55. Временной разрез сейсмопрофилей 027601 и 157617, вытянутых с севера на юг вдоль западных крыльев, Алутовской Верхней (АпВ) и Кисейской (Кс) надвиговых структур. Местоположение профилей см. рис. 54

Условные обозначения см. рис. 37

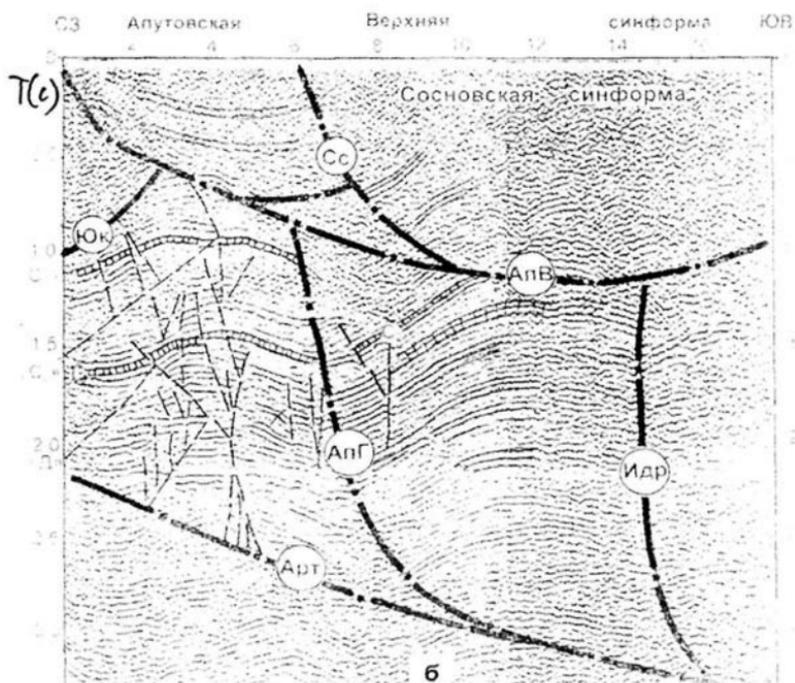
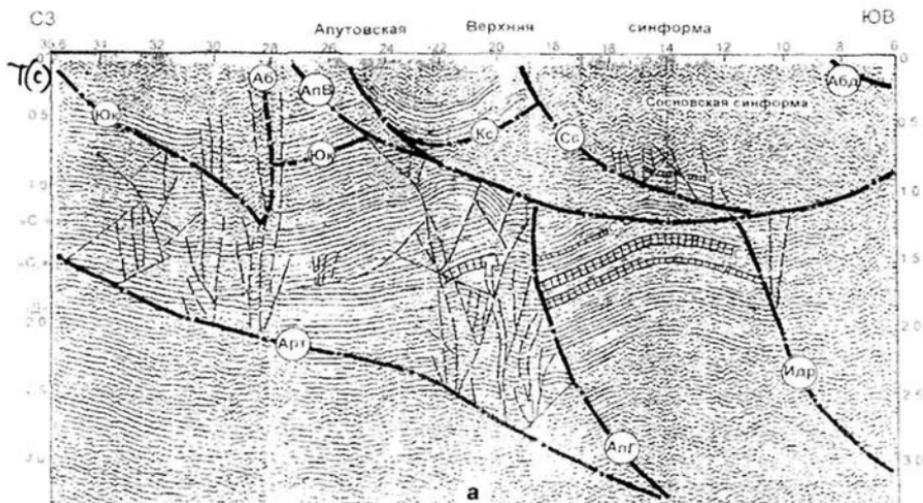


Рис. 56, продолжение на стр. 79

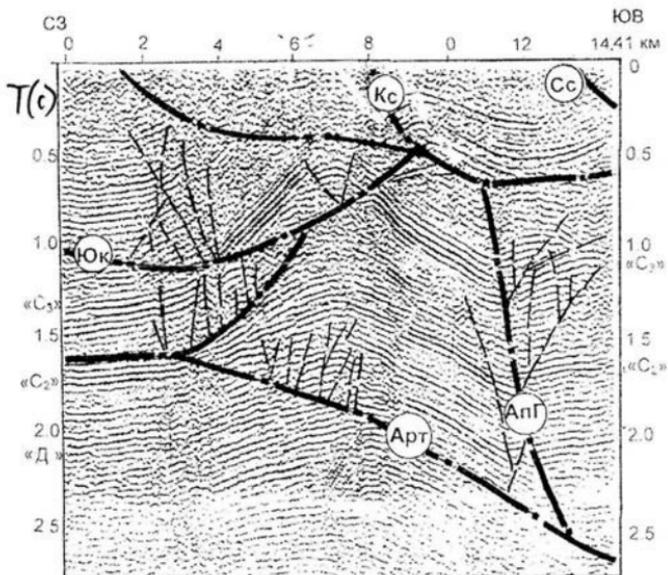


Рис. 56. Структурная интерпретация временных разрезов 027606 (а), 027613 (б) и 027609 (в). По Ю.В. Казанцеву. Местоположение см. рис. 54
Условные обозначения см. рис. 37

морфологически выраженных структурных форм внутри синформы.

Апутовская Верхняя аллохтонная структура была выделена по данным сейсморазведки МОГТ 1976 г. под Кисеикской синформой. Последняя на севере ее полностью закрывает, а, начиная от с. Леузы и к югу она освобождается из-под Кисеикской, обнажая свое западное крыло, все время увеличивая ширину выхода на поверхности, достигает 12 км в районе с. Насибаш. Восточное крыло структуры на юге нигде не обнажается, т.к. закрыто сверху аллохтоном Сосновской структуры (рис. 59). На временных разрезах в пределах Апутовской Верхней структуры почти нет сколько-нибудь протяженных отражающих площадок, поэтому внутреннее устройство ее неизвестно. На некоторых разрезах можно лишь заметить трещины скола, осложняющие принадвиговую область горных масс.

По данным сейсморазведочных работ 1976 г. под выше названными поверхностными аллохтонами в породах палеозоя обнаруживаются тектонические чешуи нижнего яруса структур. Амплитуда их надвигания, по нашему мнению, небольшая, измеряемая сотнями метров. Нам представляется, что данные формы продолжают к востоку комплекс надвигов платформенных и субплатформенных отложений, обнажающихся на поверхности к западу. Это Метелинско-Емашинская, Мечетлинская, Мезягутовская и Артинская надвиговые чешуи. Продолжающие их к востоку

аллохтоны погружены на соответствующую глубину и прикрыты сверху Апутовской Верхней, Кисейкской и Сосновской синформами.

Из погруженных надвиговых дислокаций здесь выделены *Апутовская Глубинная* и *Идрисовская*, сопровождаемые во фронте протяженными и высокоамплитудными (500-1000 м) фронтальными антиклинальными складками. Первая зафиксирована на севере сейсмопрофилями 027602, 027603, 027604 (рис. 60) и на юге — 027606, 027613, 027609 (см. рис. 56), 027611, 027610, 157615 (см. рис. 57), 027605 (см. рис. 58). Вторая выделена сейсмопрофилями 027606, 027613 и 027610 (см. рис. 56 и 57).

Проекция выхода Апутовского Глубинного надвига на подошву общего сместителя верхнего яруса аллохтонов прослеживается в плане от р. Киги в районе с. Теплый Ключ на северо-восток в направлении к восточной окраине с. Леуза и далее на север, мимо сел Емазы, Ниж. Утяшево, Апутово. Положение выхода Идрисовского надвига на дневной поверхности следует с юга, от с. Тугузлы на северо-восток через села Идрисово, Вязовка, и далее восточнее (в 2 км) Сосновки и западнее

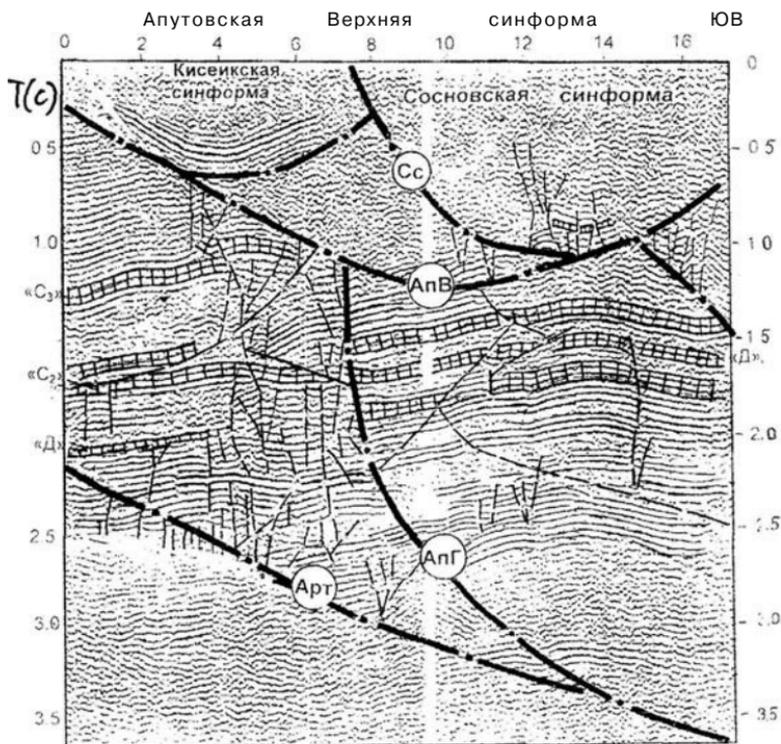
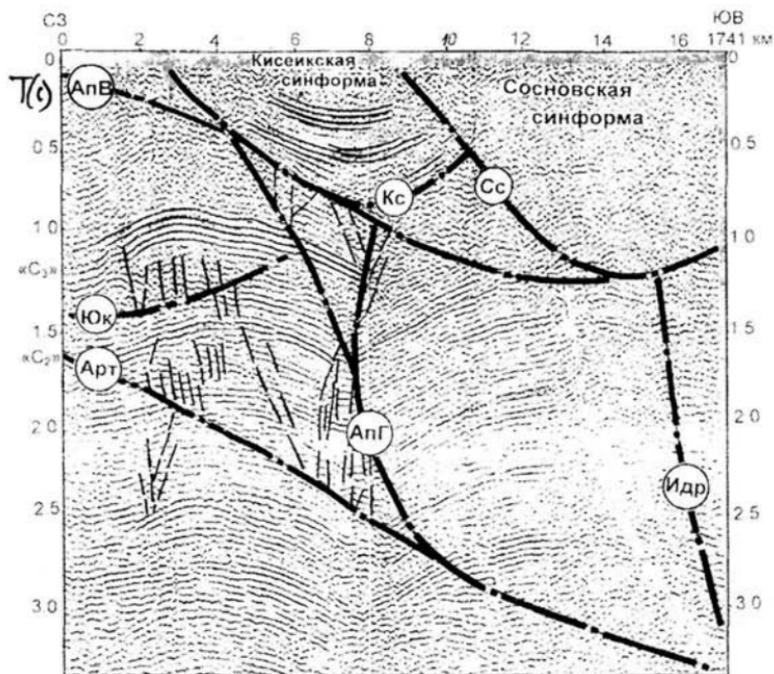


Рис. 57, продолжение на странице 80



б

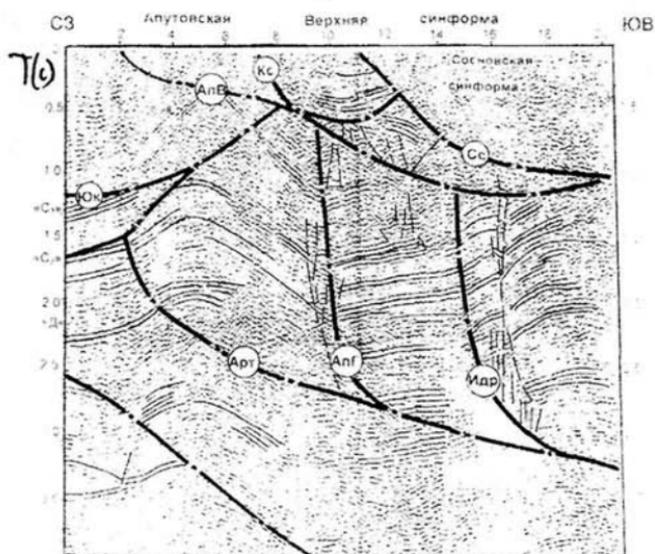


Рис. 57. Структурная интерпретация временных разрезов 027611 (а), 027610 (б) и 157615 (в). По Ю.В. Казанцеву. Местоположение см. рис. 54
Условные обозначения см. рис. 37

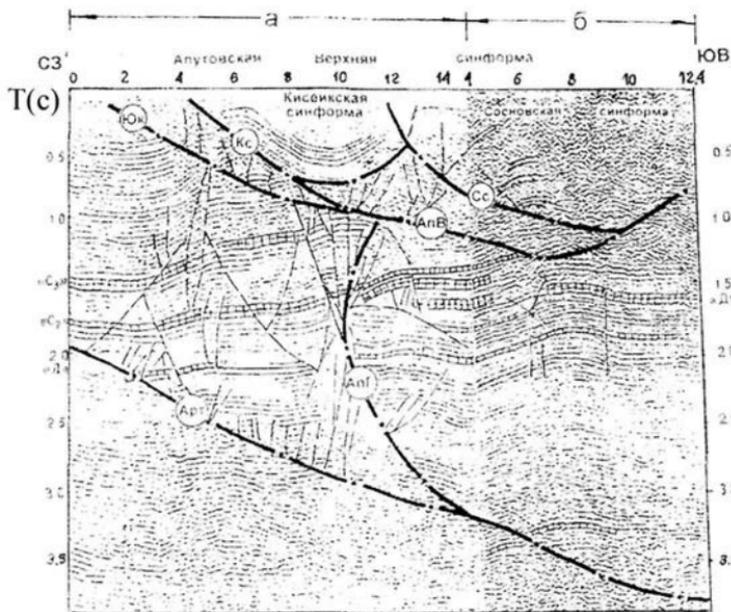


Рис. 58. Структурная интерпретация временных разрезов 027605 (а) и 027612 (б). По Ю.В. Казанцеву. Местоположение см. рис. 54
Условные обозначения см. рис. 37

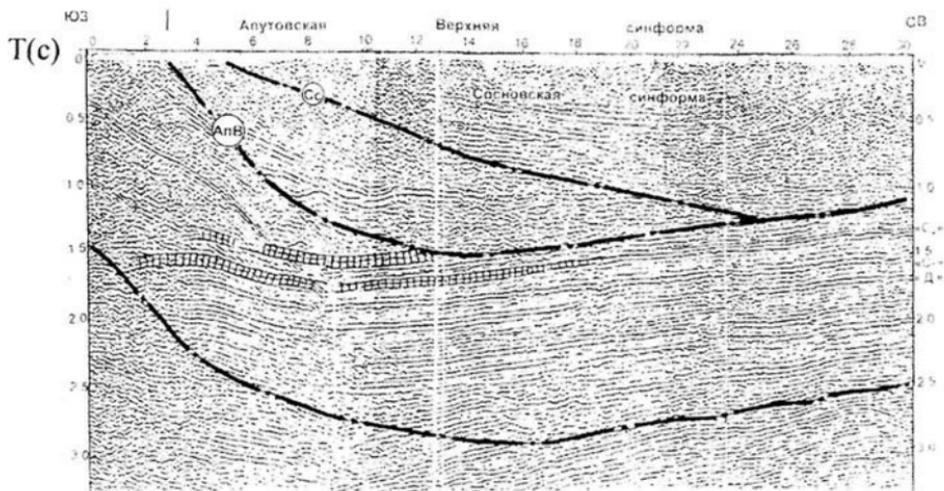
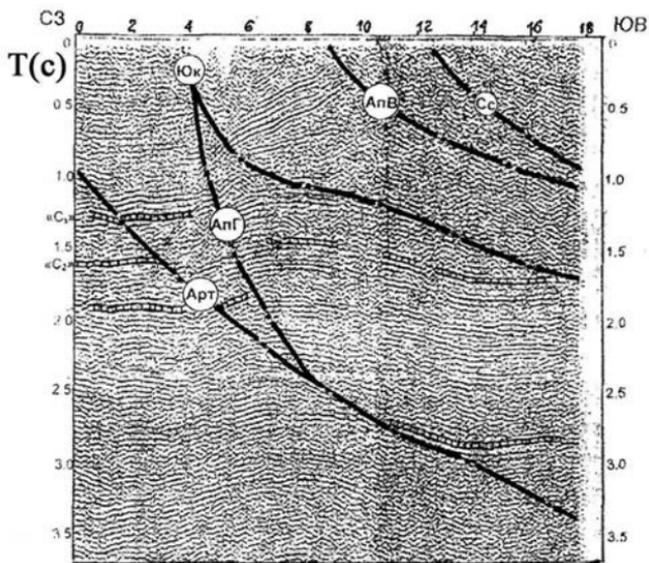
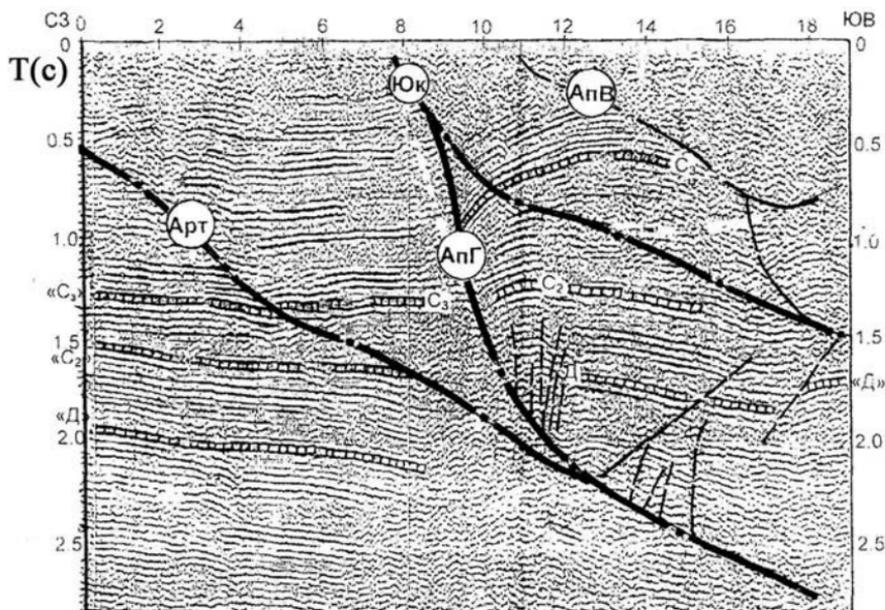


Рис. 59. Структурная интерпретация временного разреза 157618, пройденного вдоль восточного крыла Сосновской надвиговой структуры. По Ю.В. Казанцеву. Местоположение см. рис. 54
Условные обозначения см. рис. 37



а



б

Рис. 60, продолжение на стр. 84

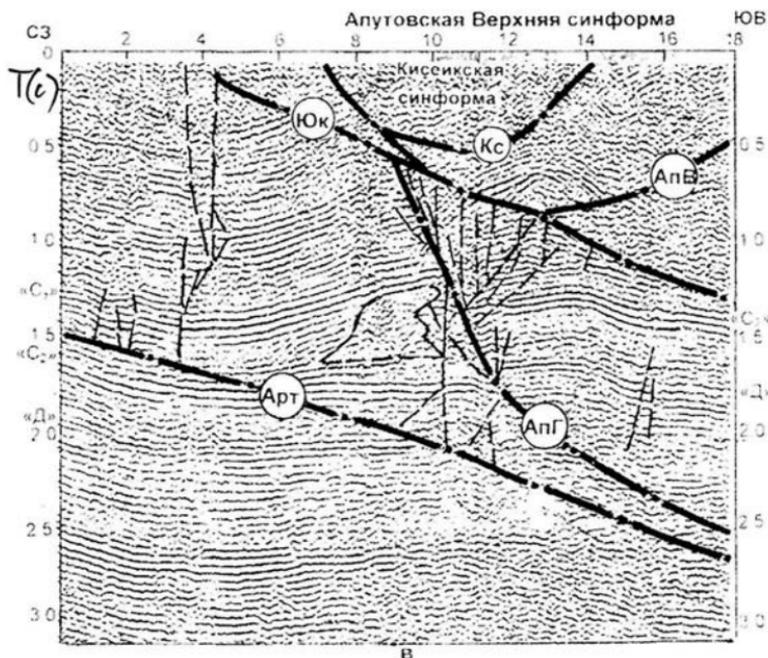


Рис. 60. Структурная интерпретация временных разрезов 027602 (а), 027603 (б) и 027604 (в). По Ю.В. Казанцеву. Местоположение см. рис. 54
Условные обозначения см. рис. 37

(2 км) с. Карантрав. Длина Апутовской Глубинной и Идрисовской чешуй не менее 40 км. На этом пространстве в них могут располагаться, как минимум, по три фронтальные складки, подобные Апутовской

Надвиговые структуры зоны сочленения Предуральского прогиба с Башкирским антиклинорием

Геологическим картированием, геофизическими исследованиями и бурением скважин выяснены структурные взаимоотношения Башкирского антиклинория с Предуральским прогибом в бассейне рек Ай и Суроям (Камалетдинов. 1974). На западном крыле антиклинория в пределах Среднего Урала выделяются две крупные структуры: Сулеинская и Тараташская. Первая из них прослеживается прерывистой полосой в северо-восточном направлении от хр. Каратау до р. Уфы более чем на 175 км, имея ширину 15-18 км. В ее строении принимают участие образования каратауской серии и авзянской свиты юрматинской серии среднего рифея. Сулеинская структура рассматривается ИД. Соболевым как моноклираль, а Ф.А. Пискуновым как сложный (Инзерский) синклинорий, надвинутый на палеозойские отложения Предуральского прогиба. Синклинорий осложнен линейными антиклинальными (Кукшикской, Чулков-

ской и др.) и синклиналильными (Катав-Ивановской, Каменской и др.) складками. Ограничивающий его с северо-запада надвиг известен как Сулеинский (рис. 61).

Сулеинский надвиг прослежен бурением на протяжении 75 км от пос. Злоказово до д. Ново-Сюрюкаево. В районе д. Ново-Сюрюкаево, по р. Салиаз, он подсечен несколькими скважинами, пробуренными Кусинским отрядом Челябинской геологической экспедиции (руководитель Ф.А. Пискунов). Здесь на известняки фаменского яруса верхнего девона, смятые в пологую антиклиналь северо-восточного простирания, надвинуты доломиты миньярской свиты верхнего рифея. Последние вдоль фронта надвига образуют крупную положительную структуру с крутым (до 85°) северо-западным крылом. Ее ядро, а также юго-восточное крыло перекрыты надвинутой с востока Чулковской дислокацией. Сулеинский надвиг погружается на юго-восток под углом около 8° (рис. 62).

Подобный характер контакта наблюдается и в районе Кукшикской группы бокситовых месторождений (рис. 63). Аллохтоном являются те же миньярские доломиты, залегающие на фаменских известняках (скв. 19 и 20). И в этом случае угол наклона надвига на восток не превышает 8°. Аналогичным образом погружается надвиг и в более северных районах: в бассейне р. Ай, у пос. Злоказово и по р. Суроям (рис. 64, 65, см. рис. 62) Такой пологий наклон поверхности смещения обусловил крайне извилистую линию выхода надвига на местности, в целом согласующуюся с морфологией рельефа.

Во всех перечисленных пунктах Сулеинский надвиг выражен мощной зоной дробленных пород, слагающих по сути тектонит с гигантскими глыбами. В нем находятся беспорядочно сгруженные обломки и глыбы различных по составу и возрасту отложений, захваченных во время надвигания рифейских толщ Башкирского антиклинория на палеозойские породы Предуральяского прогиба. В бассейне р. Салиаз, а также на Кукшикском участке и по р. Каймасты блоки пород этого тектонита перебурены скважинами. Например скв. 29, заложенная на левом берегу р. Салиаз, у западной окраины д. Ново-Сюрюкаево, под миньярскими доломитами в интервале 120-310 м дважды вскрыла живетско-нижнефранские отложения, разделенные между собой зоной милонитизированных образований (см. рис. 62).

Несколькими скважинами на Кукшикском участке обнаружено двух- и трехкратное повторение разреза эйфельских, живетских и франских пород, слагающих отдельные, изолированные друг от друга глыбы. При этом, их фациальный состав, а также мощность в разных глыбах отличаются. Они же разнятся и с одновозрастными палеозойскими отложениями, вскрытыми на глубине 2,5-3 км в этом районе скважинами Апутовской, Турсакальской, Ургалинской и Ураимской разведочных площадей. Резко увеличенной мощностью (почти в два раза и, в основном, за счет терригенной части) характеризуются образования нижнего франна,

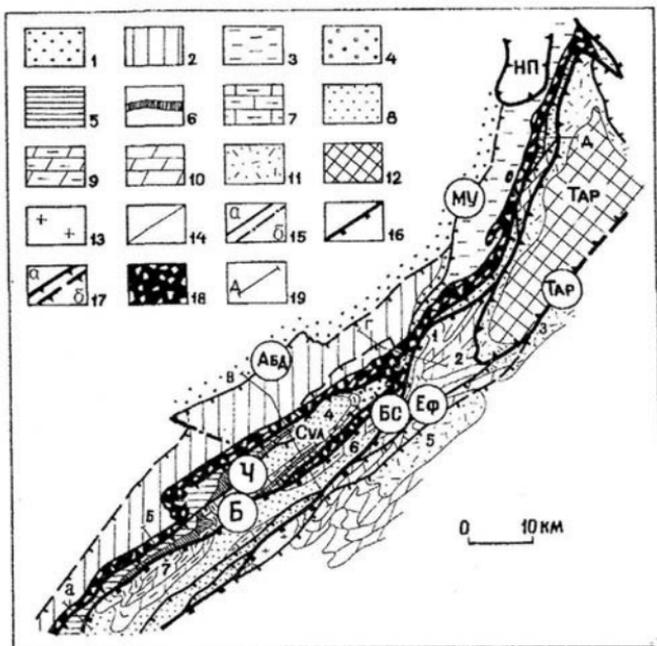


Рис. 61. Тектоническая схема зоны сочленения Башкирского антиклинория с Предуральским прогибом на Среднем Урале. Составил Ю.В. Казанцев

Отложения: 1 — среднего карбона; 2 — верхнего девона; 3 — верхнего девона-нижнего карбона (зилайская свита); 4 — среднего (?) девона; 5-10 — верхнего протерозоя следующих свит: 5 — миньярской, 6 — инзерской, 7 — катавской, 8 — зильмердакской, 9 — авзянской, 10 — саткинской; 11-12 — архея-нижнего протерозоя: 11 — айской свиты, 12 — тараташского комплекса; 13 — граниты; 14 — стратиграфические границы; 15 — надвиги: установленные (а) и предполагаемые (б): Абд — Абдраязковский, МУ — Малоургалинский, Ч — Чулковский, Еф — Ефремовский; 16 — границы тектонических пластин: В — Багрушской, БС — Бакало-Саткинской; 17 — границы тектонических покровов (Тар — Тараташского); 18 — зона тектонита Сулейнского надвига; 19 — линии геологических разрезов (А, Б, В, Г, Д)

несравненно большая мощность свойственна карбонатным верхне-франским, живетским и терригенным эйфельским осадкам, заключенным в блоках тектонита Сулейнского надвига. В состав брекчий попадали и обломки двигавшихся аллохтонных рифейских пород. Рядом картировочных скважин в междуречье Ай — Бол. Арша, были вскрыты тектонические прислонения доломитов саткинской свиты и фаменско-турнейских терригенных пород (скв. 40 у пруда на р. Бол. Азям, возле пос. Злоказово), доломитов той же свиты и черных остракодовых известняков вязовского горизонта среднего девона (скв. 88 в приустьевой части р. Терминки) и др. Во втором из названных пунктов глыбовые брекчии устанавливаются с глубины 50 м. В интервале 50-54 м встрече-

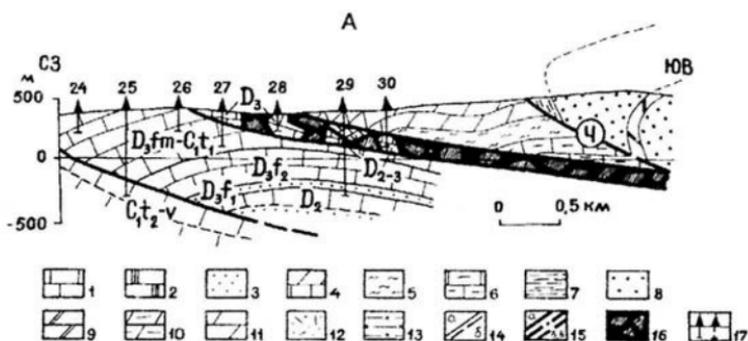


Рис. 62. Геологический разрез бассейна р. Салиаз. Составил Ю.В. Казанцев по данным Ф.А. Пискунова и др.

1-3 — палеозойские отложения: 1 — известняки, 2 — кремнистые известняки, 3 — песчаники; 4-11 — верхнепротерозойские отложения следующих свит: 4 — миньярской, 5 — инзерской, 6 — катавской, 7-9 — зильмердакской (7 — сланцы, 8 — песчаники и протерозойские образования: 12 — айской свиты, 13 — тараташского комплекса: 14 — стратиграфические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 15 — надвиги: установленные (а), выявленные геофизическими методами (б) и предполагаемые (в); 16 — зона тектонита Сулейнского надвига; 17 — скважины (пунктиром показаны скважины, снесенные на линию профиля). Название надвигов см. рис.

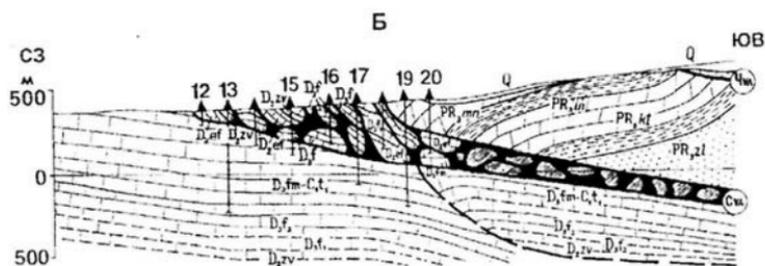


Рис. 63. Геологический разрез через гору Бол. Кукшик. Составил Ю.В. Казанцев по данным Ф.А. Пискунова и др.

Условные обозначения см. рис. 62

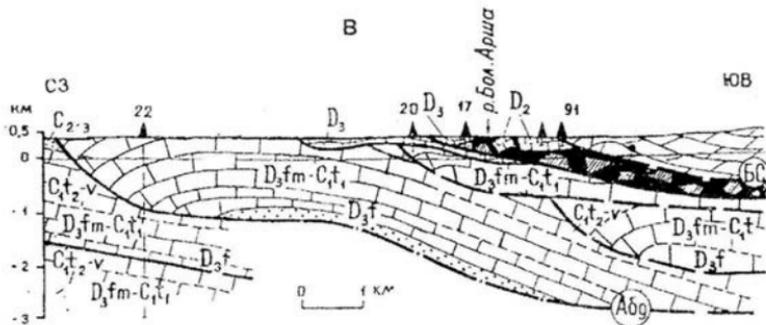


Рис. 64. Геологический разрез междуречья Бол. Арша—Каймасты (район нас. п. Злоказово). Составил Ю.В. Казанцев по данным Ф.А. Пискунова и др.
Условные обозначения см. рис. 62

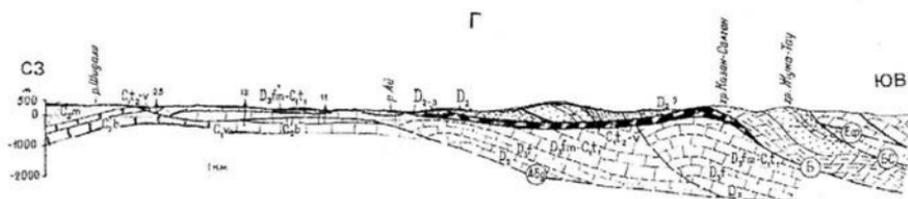


Рис. 65. Геологический разрез бассейна рек Алла-Елга—Сатка. Составил Ю.В. Казанцев по данным Ф.А. Пискунова и др.
Условные обозначения см. рис. 62

ны черные остракодовые известняки, а ниже — доломиты саткинской свиты нижнего рифея.

В бассейне р. Ай и ее правого притока р. Бол. Арша многие из тектонических блоков представлены фрагментами складчатых структур. Отчетливая синклиальная складка с размахом крыльев до 0,5 км, ось которой погружается в направлении на северо-восток, закартирована Ф.А. Пискуновым в районе пос. Петропавловского (р. Ай). Слагающие ее песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели и известняки нижнефранского подъяруса наклонены к центру структуры под углами более 50°. Узкая линейно вытянутая с юго-запада на северо-восток более чем на 6 км синклираль, названная нами Кулбаевской, занимает тектонический блок по р. Ай в районе деревень Ниж. Лопасы — Кулбаево. Ядро складки сложено известняками фаменского яруса верхнего девона, крылья — карбонатами с прослоями терригенных пород девона вплоть до такатинских песчаников зйфельского яруса. Ось синклинали очень полого погружается на северо-восток по азимуту 50°.

В районе нижних течений рек Бол. Азям, Турукинка и Бол. Арша поверхность Сулеинского надвига приобретает близкое к горизонтальному залегание. Как следствие этого, в наиболее пониженных участках рельефа (в урезе р. Ай, а также вдоль подножья р. Копанец) оказывается обнаженная постель надвига. На эродированную поверхность здесь выходят палеозойские породы, слагающие тот же гигантский тектонит. Скв. 98, пройденная на перевале горы Копанец, вскрыла две глыбы эйфельских (в составе такатинской и вязовской свит) пород (верхняя из них прослеживалась до глубины 174 м, нижняя — до забоя - 241,4 м), лежащих друг на друге и разделенных 10-метровой зоной милонитизированных образований.

По р. Бол. Багруш, вдоль ее левого берега, а также в седловине между хребтами Башукты и Казан-Салган поверхность Сулеинского надвига оказывается уже наклоненной на запад. В результате линия его выхода в плане описывает дугу с поворотом на юго-запад, фиксируя северное замыкание Сулеинского шарьяжа. Его подошва образует пологую синклиналь, вытянутую в северо-восточном направлении. Эту форму она приобрела, очевидно, под действием более поздних этапов бокового сжатия. Юго-восточное крыло аллохтона прослежено к юго-западу на 20 км вплоть до р. Сатки у д. Ботицево. Далее оно тектонически перекрыто надвигом доломитов авзянской свиты следующей к востоку структуры, названной нами Багрушской.

В междуречье Сатка—Салиаз Сулеинский шарьяж осложнен продольными надвигами, создавшими сложную чешуйчатую структуру аллохтона. Один из них, Чулковский, ограничивающий одноименную чешую, выходит в скальном обрыве по р. Сатке, у северной окраины с. Пороги. В левом борту р. Ай, в приустьевой части р. Сатки видно, как смятые в крупную антиклиналь песчаники, кварциты, сланцы с прослоями доломитов зильмердакской свиты Чулковской чешуи последовательно перекрывают слои доломитов миньярской, песчаники и аргиллиты инзерской и известняки катавской свит. Чулковский надвиг, наклоненный на юго-восток под углом около 45°, прослеживается с юга вдоль северо-западных склонов гор Мал. и Бол. Кукшик, Чулкова, Уары, а севернее, в излучине р. Ай (у д. Чеславки), сливается с Сулеинским надвигом.

В пределах гор Маскараль, Рябиниха и хребта Кальян, т. е. к северо-востоку от Сулеинского покрова, образования каратауской серии, включавшиеся ранее в состав Сулеинской зоны, также имеют аллохтонное строение. Возможно когда-то ранее они составляли единую с Сулеинским покровом структуру, затем, однако, во время новых складкообразовательных движений разделились на части. И здесь фронт надвига Башкирского антиклинория представлен зоной глыбового тектонита, сложенного притертыми друг к другу обломками разновозрастных и разнофациальных пород, сорванных со своего основания и перемещенных

в современное положение с востока.

Навал глыб картируется на поверхности в бассейне рек Бол. Арши и Сурояма. Тектонические останцы небольших размеров можно наблюдать непосредственно в балластных карьерах на южной окраине пос. Злоказово (р.Бол. Арша).

Вдоль западного склона хр. Кальян, в правом борту р. Суроям, полоса выхода палеозойских пород перед надвигом Башкирского антиклинория представлена многочисленными тектоническими отторженцами, присутствующими в виде гигантских глыб и мелких обломков, сложенных силурийскими (?) доломитами и девонскими известняками и песчаниками. Матрицей для них служат перетертые песчано-глинистые образования, возникшие скорее всего за счет подстилающих граувакк зилаирской свиты фамена-турне. Картированием установлено, что глыбы разбросаны далеко на запад от фронта надвига, явно свидетельствуя о пологой поверхности надвигания (рис. 66).

Структура Башкирского антиклинория представлена в этом районе серией аллохтонов, надвинутых с востока. Выходящие на поверхность вдоль западного склона хр. Кальян миньярские доломиты, слагающие самый западный из них, тектонически перекрыты на востоке кварцито-песчаниками зильмердакской свиты. В результате к северу, в бассейне р. Тесенкуль, полоса выхода доломитов миньярской свиты полностью исчезает, погружаясь под надвиг зильмердакских образований. Последние восточнее уходят под аллохтон саткинских (?) карбонатных пород.

Одной из крупных структур Башкирского антиклинория является *Тараташская*, занимающая северную периклинали Башкирского антиклинория. Она прослеживается в междуречье Бол. Арши, Сурояма и верхнего течения р. Уфы на 45 км в юго-западном направлении. Максимальная ширина ее выхода, составляющая около 15 км, приурочена к центральной части структуры. Глубоко метаморфизованные архейско-нижнепротерозойские породы с небольшими телами гранитов, габбро и габбро-диабазов слагают ядро Тараташской антиклинали. Крылья ее несогласно перекрыты образованиями айской свиты бурзянской серии (в основании айской свиты отмечается галька пород тараташского облика). Однако такие стратиграфические взаимоотношения не повсеместны. В.И. Ленных и В.И. Петров (1974), например, отмечают в 1 км к западу от центральной части Тараташского выступа небольшой тектонический останец его, субгоризонтально лежащий на терригенных отложениях айской свиты.

На западном крыле Тараташской антиклинали, в 5 км к востоку от с. Суроямский Бугор (р. Суроям), Кусинской геологоразведочной партией была пройдена скв. 281. По данным Н. П. Малаховой с соавторами (1978), скважина сверху до глубины 593,4 м вскрыла полосчатые мигматиты тараташского комплекса, а ниже вошла в палеозойские отложения (рис. 67). Мигматиты с дайками диабазов интенсивно катаклазированы и

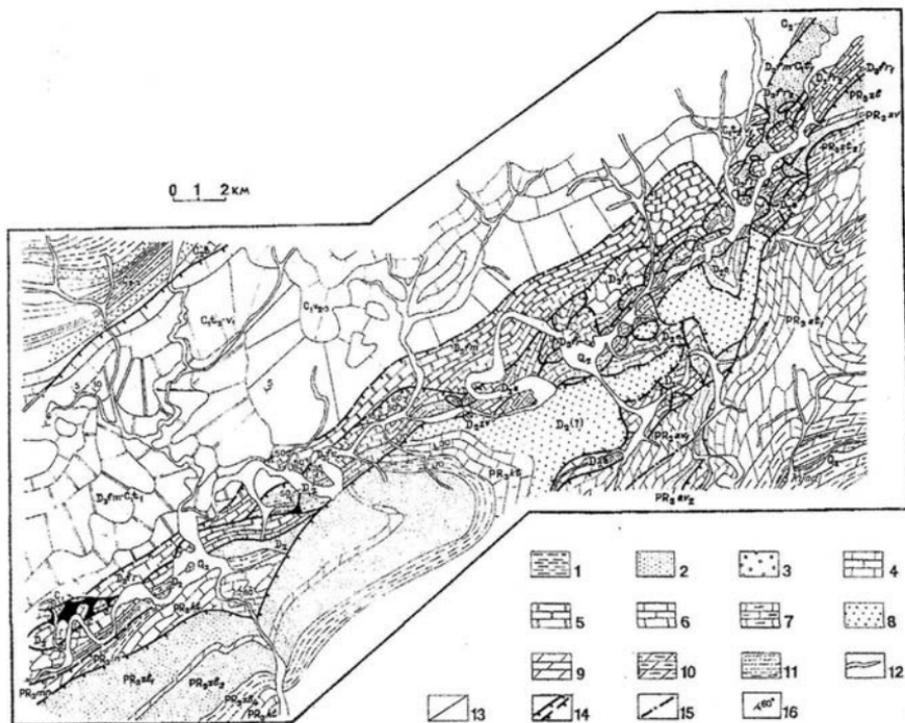


Рис. 66. Геологическая карта междуречья Ай, Бол. Арша и Суроям, показывающая выход тектонитов с гигантскими глыбами палеозойских пород во фронте Сулейнского надвига. Составил Ю.В. Казанцев

1 — аргиллиты и алевролиты, 2 — песчаники, 3 — конгломераты и гравелиты, 4 — известняки, 5 — известняки слоистые, 6 — известняки массивные (рифогенные), 7 — известняки глинистые, 8 — флиш, 9 — доломиты, 10 — мергели, 11 — сланцы, 12 — четвертичные отложения, 13 — геологические сланцы, 14 — надвиги установленные и предполагаемые, 15 — сдвиги, 16 — наклонное залегание пластов с указанием угла наклона

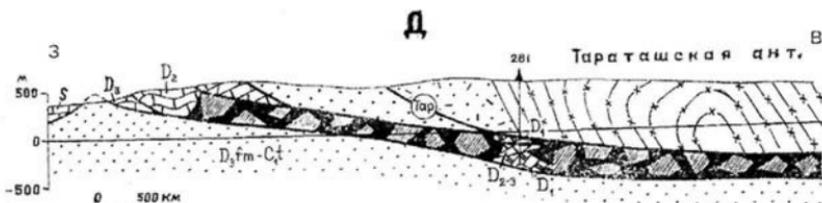


Рис. 67. Геологический разрез через Тараташский массив. Составил Ю.В. Казанцев по данным Ф.А. Пискунова и др. Условные обозначения см. рис. 62

милонитизированы. Наиболее дислоцированы породы в нижней части, в контакте с палеозойскими черными кремнистыми известняками. Последние, судя по керну скважины, осложнены микроскладчатостью, сильно раздроблены и трещиноваты. Черные кремнистые известняки на глубине 645 м сменились серыми коралловыми известняками живетско-нижнефранского возраста (Малахова и др., 1978). Ниже, в интервале 719-892,9 м (забой) вновь обнаружены аналогичные интервалу 593,4-645 м черные кремнистые известняки, участками доломитизированные и переполненные кониконхиями кобленцкого яруса нижнего девона. Слоистость пород ориентирована под углами 60-70°. Палеозойские известняки повсеместно несут следы тектонического дробления, породы местами приобретают вид брекчий с беспорядочно спаянными крупными и мелкими обломками. В целом весь интервал (593,4—892,9 м) вскрытых карбонатных пород, очевидно, представляет собой мощную тектоническую зону, в которой оказались сгруженными мелкие обломки и крупные глыбы разновозрастных отложений, захваченных во время надвигания Тараташского аллохтона. Судя по тому, что выход зоны надвига на местности располагается в 4,5 км к западу от скв. 281, вскрывшей его на глубине 600 м, наклон поверхности смещения на восток составляет 7°.

Тараташская антиклиналь, оконтуриваемая выходами туфопесчаников, туфоалевролитов, аргиллитов и сланцев айской свиты надвинута с востока на кварцито-песчаники зильмердакской и доломиты саткинской свит, слои которых под косым углом срезаются линией надвига. При этом породы айской свиты вдоль контакта имеют отчетливое опрокинутое залегание. Надвиг, названный нами Тараташским, прослеживается на юго-запад вплоть до бассейна р. Кусы, затем у рек Бол. и Мал. Навыш изгибается к югу, а далее, в верховьях р. Юважелги, вероятно, поворачивает на северо-восток, описывая южное замыкание структуры. Северная периклиналь ее ограничивается долиной р. Уфы, на правом берегу которой уже обнажены породы постели — граувакки зилаирской свиты. Их выходы прослеживаются и вдоль северо-восточной границы аллохтона, образуя тектоническое полуокно между Тараташской и Центрально-Уральской структурами. Таким образом, Тараташская антиклиналь располагается в тектоническом покрове — синформе, вытянутой в меридиональном направлении почти на 60 км при ширине 20 км. Ее подошва смята в пологую синклиналеобразную складку с погружением западного и восточного ее крыльев к центру структуры под углами 7—10°. На востоке покров перекрыт надвигом образований кувашской свиты Центрально-Уральского поднятия.

Как уже отмечалось, на Сулеинский покров с юго-востока надвинута *Багрушская* дислокация. В ее строении принимают участие породы авзянской свиты и каратауской серии. Структура вытянута в юго-западном направлении, прослеживаясь узкой (5—10 км) полосой от

устья р. Бол. Багруш до верховьев р. Улуир (возможно и далее к югу) на 70 км. Ограничивающий ее надвиг погружается на юго-восток под углами 30—35° во фронтальной части.

Поверхность Багрушского надвига была изучена с помощью шурфов и скважин в бассейне нижнего течения р. Бол. Багруш геологическим отрядом под руководством Ф. А. Пискунова. В двух пунктах — возле развалин «Лесхим уч. Багруш» и около «Уч. № 2 Магнитострой» — зона надвига была вскрыта шурфами, а в долине р. Ай, возле устья р. Ульной—скв. 39. Скважина до глубины 132 м прошла верхнеавзянские отложения, имеющие падение слоев под углами 40—55°, а ниже до забоя (252 м) встретила практически горизонтально лежащие песчаники палеозоя, обнажающиеся севернее в тектоническом окне между Сулеинским покровом и Багрушской структурой. Зона контакта охарактеризована дроблением, наличием милонитов.

Вдоль фронта Багрушского надвига, охватывая вершины Кукшик, Бол. и Мал. Кукшик, породы авзянской свиты слагают крупную Кукшикскую антиклиналь северо-восточного простирания длиной до 20 км и шириной 3-5 км. Северо-восточная и юго-западная ее периклинали представлены терригенными образованиями зильмердакской свиты. Северо-западное крыло структуры опрокинута (см. рис. 69).

В пределах Багрушского аллохтона, вдоль его простирания, выделяется несколько надвигов, расчленяющих породы каратауской серии (главным образом зильмердакской свиты) на ряд тектонических чешуй, перемещенных к северо-западу. Они прослеживаются по оси Сулеинского хребта и частью на его юго-восточном склоне от ст. Бердяуш к юго-западу.

Следующая к юго-востоку крупная структура Башкирского антиклинория — *Бакало-Саткинская* тектоническая пластина. Это название дано по имени ограничивающего ее надвига, прослеживающегося от Тараташского покрова на юго-запад, в направлении городов Сатка, Юрюзань и Катав-Ивановск. В ее сложении принимают участие образования бурзянской на севере и юрматинской и каратауской серий на юге. Бакало-Саткинский надвиг вскрыт картировочными скважинами 90 и 91 в долине р. Турукинки. В 2 км севернее, в районе Южно-Злоказовского рудопроявления, он установлен данными горных работ. Его поверхность падает на юго-восток под углом около 15°.

В левом борту р. Ай, у железнодорожного моста через реку, на западной окраине г. Кусы, Бакало-Саткинский надвиг выходит на поверхность. Его простирание на этом участке субмеридиональное с падением сместителя на восток. С запада к контакту подходят кварцито-песчаники с прослоями алевролитов верхней части авзянской свиты (очень похожие на лемезинскую часть зильмердакской свиты), падающие под углом 40° по азимуту 90°. К востоку от контакта прослеживаются тонкослоистые доломиты с листоватыми черными аргиллитами и

алевролитами саткинской свиты, залегающие с азимутом падения 80° , угол 35° . Непосредственно в зоне нарушения присутствуют дробленые, смятые в мелкие (размах крыльев 10-15 см) поперечные складки, кремнистые сланцы, погружающиеся под саткинские доломиты по азимуту 55° , угол 50° .

Палеозойские образования восточного крыла Юрюзано-Сылвинской впадины, как видели, также имеют аллохтонное строение. Серия чешуйчатых надвигов обнаружена скважинами Турсакальской, Ургалинской и Ураимской разведочных площадей (Камалетдинов, 1974). На правом берегу р. Ай (Кусинский район), по данным детальных геологических исследований, проведенных в 1970—1977 гг. Кусинским отрядом под руководством Ф. А. Пискунова, установлено, что выходы карбонатных пород девона и карбона слагают тонкие налегающие друг на друга тектонические чешуи, перемещенные в западном направлении.

Самая верхняя из них и ближайшая к Башкирскому антиклинорию, названная *Абдразяковской*, вытянута вдоль фронта Сулейнского покрова. Ее слагают верхнедевонские известняки, смятые в пологую Аллаелгинскую антиклиналь. Поверхность ограничивающего чешую надвига установлена скважинами 11 и 12, пробуренными в пойме р. Алла-Елга (см. рис. 65). Скв. 12, расположенная ближе к фронтальной части структуры, прошла сверху толщу известняков фамена, а на глубине 345 м встретила башкирские отложения с богатой фауной фораминифер. Скв. 11, отстоящая на 2,7 км юго-восточнее предыдущей, сместитель встретила на глубине 230 м. И в этом случае фаменские известняки подстилаются известняками башкирского яруса среднего карбона. Таким образом, максимальная толщина Абдразяковской чешуи в этом пересечении составляет всего 350-400 м. В направлении к юго-западу поверхность надвига воздымается и уже в районе деревень Кулбаево-Михайловка обнажаются на поверхности породы постели чешуи. В северо-восточном направлении, в сторону пос. Злоказово, подошва чешуи, напротив, испытывает погружение. Здесь ее толщина увеличивается до 1,5 км, что установлено скв. 22, пройденной в долине р. Каймасты у д. Токтарово (см. рис. 64).

Перед фронтом Абдразяковской чешуи, в бассейне рек Шидаля и Алла-Елга, среди поля развития пород среднего карбона Ф. А. Пискуновым отмечаются многочисленные обломки и глыбы (до нескольких десятков метров в поперечнике) визейских стриатиферовых известняков, по всей вероятности, являющихся фрагментами тектонической мешанины, сгруженной лобовой зоной аллохтона.

Скв. 22 под Абдразяковской чешуей в интервале 1280-2210 м вскрыла фрагмент новой, подстилающей первую, чешуи. Ее слагают аналогичные карбонатные породы верхнего девона-карбона, возможно, сверху перекрытые толщей обломочных отложений среднего-верхнего карбона.

От бассейна р. Бол. Азям в направлении к северу, вплоть до р. Уфы, обнажается полоса выхода граувакковых пород зилаирской серии верхнего девона — нижнего карбона, надвинутая к западу на отложения нижнего и среднего карбона. Надвиг был вскрыт скв. 61, пробуренной на водоразделе р. Бол. Азям — Бол. Арша в районе пос. Злоказово. Сместитель встречен на глубине 67 м: ниже зилаирских пород лежат фаунистически охарактеризованные известняки среднего визе, слагающие верхнюю часть Абдраязковской структуры. Надвиг, которому дано название Малоургалинский, ограничивающий одноименную тектоническую чешую, сложенную зилаирскими отложениями, имеет пологое (не более 10°) погружение к востоку.

Взаимоотношения Каратауского аллохтона и Юрюзано-Сылвинской впадины

Юрюзано-Сылвинская впадина на юге граничит с Каратауской тектонической пластиной по Юрюзанскому сдвигу (Казанцев, 1984). Каратауская пластина, ранее известная как Каратауский структурный комплекс (Шатский, 1945), включает территорию хребтов Каратау, Ажигардака, гор Воробьиных, Березовой и Дубовой. Изучению его геологии в различные годы посвятили исследования выдающиеся геологи: Ф.Н. Чернышев, А.Н. Заварицкий, Д.В. Наливкин, П.Н. Кропоткин, А.И. Олли, Н.Г. Чочиа, С.М. Домрачев, Н.С. Шатский, Б.М. Келлер, В.Д. Наливкин, О.П. Горяинова, Э.А. Фалькова, Н.В. Дорофеев, В.Н. Рябинин, А.П. Тяжева, М.А. Камалетдинов и многие другие. Неудивительно, поэтому, что структурное положение, происхождение и внутреннее строение Каратау рассматриваются с разных позиций. Каждая из точек зрения отражает одно из двух основных направлений во взглядах на тектонику Урала. В более ранних работах структурный комплекс представляется приподнятым вертикальными разломами блоком платформы (Шатский, 1945; Келлер, 1945), в более поздних он рассматривается как аллохтон, надвинутый на платформу (Камалетдинов, 1974).

В строении Каратауского структурного комплекса принимают участие образования возрастного диапазона от верхнего рифея до верхнего палеозоя включительно (рис. 68). Докембрийские отложения представлены верхним рифеем (каратауская серия) и вендом (ашинская свита). Каратауская серия состоит из зильмердакской, катавской, инзерской и миньярской свит.

Наиболее древними образованиями являются кварцито-песчаники, кварцевые и кварцево-полевошпатные песчаники и алевролиты зильмердакской свиты мощностью 800-1350 м. Выше залегают доломиты, известняки и мергели с характерной ленточной текстурой катавской свиты. Мощность их около 300 м. Нарастивает разрез инзерская свита терригенных пород (песчаники, алевролиты, сланцы) кварцевого и по-

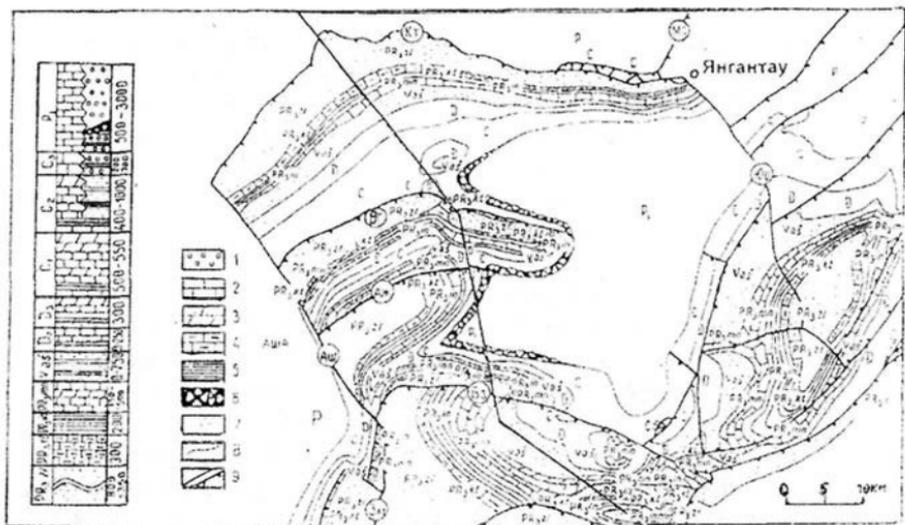


Рис. 68. Геологическая карта (справа) и стратиграфическая колонка (слева) Каратауского аллохтона (по Казанцеву, 1984)

1 — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой известняков (моласса); 2 — преимущественно известняки; 3 — доломиты; 4 — мергели; 5 — аргиллиты, алевролитистые сланцы; 6 — глыбовый горизонт (олистострома); 7 — преимущественно песчаники и кварцито-песчаники; 8 — стратиграфические границы; 9 — тектонические нарушения (а), в том числе с установленными направлениями падения поверхностей смещения (б). На карте показаны надвиги: Мт — Каратауский, Вг — Воробьиных гор, Аж — Ажигардакский, Бз — гор березовых, Зм — Зильмердакский, Мс — Месягутовский; сдвиги: Аш — Ашинский, Юр — Юрюзанский

левошпат-кварцевого состава, часто с глауконитом. Мощность их 300 м. Венчает рифей миньярская свита строматолитовых доломитов, содержащих прослой кремней и глинистых сланцев. Мощность колеблется от 150 до 500 м.

Венд представлен ашинской свитой полевошпат-кварцевых, кварцевых и полимиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов пестрой, серой и зеленовато-бурой окраски. Мощность пород меняется с запада на восток от 0 до 750 м.

То есть мы видим, что рифей-вендские образования Каратауского аллохтона сложены преобладающе терригенными отложениями кварцевого и полевошпатового составов, часто кварцитовидными, крепкими, устойчивыми к разрушению породами.

Палеозойские отложения начинаются со среднедевонских терригенно-карбонатных слоев мощностью от 0 до 250 м, сменяемых вверх по разрезу вначале терригенно-глинистыми, а затем преимущественно

карбонатными породами верхнего отдела девона мощностью около 300 м. Далее следует нижний карбон, сложенный, в основном, карбонатными отложениями с глинистыми разностями в составе бобриковского горизонта визейского яруса. Общая мощность нижнего карбона 500-550 м. Средний карбон также преимущественно карбонатный, к востоку — с возрастающей глинистостью до аргиллитов. Его мощность 400 м. Верхний карбон слагают известняки мощностью 200 м. Выше располагается красноцветная пермь — ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты. В ней известны горизонты олистостром. Мощность их достигает 1500 м.

Каратауский структурный комплекс представляет собой крупный аллохтон, ограниченный снизу поверхностью Каратауского надвига, а с краев плоскостями Ашинского и Юрюзанского субвертикальных сдвигов. Постелью ему служат платформенные отложения, аналогичные по составу и строению образованиям Предуральяского прогиба.

Судя по геофизическим материалам Каратауский комплекс располагается над прогибом кристаллического фундамента платформы. В осевой зоне этого прогиба, имеющего субмеридиональное простираие, кровля фундамента погружается до глубины 12 км. К северу от Каратауского аллохтона фиксируется подъем кристаллического фундамента (Красноуфимский сводовый выступ).

Р. К. Шакуровым, В. И. Решетневой, А. Н. Светлаковой (1988) составлена геолого-геофизическая модель Каратауского структурного комплекса, построенная до глубины 20 км (рис. 69) Как отмечают авторы эта модель позволила:

1. Подтвердить, что Каратауский структурный комплекс приурочен к зоне погружения поверхности кристаллического фундамента, на что указывали ранее М. А. Камалетдинов и Ю. В. Казанцев.

2. Считать, что осадки верхнего рифея, венда и палеозоя подстилаются отложениями, средняя плотность ($2,62 \text{ г/см}^3$) которых соизмерима со средней плотностью одновозрастных отложений платформенного типа, распространенных к северо-западу от гор Каратау.

3. Определить толщину Каратауского аллохтона, увеличивающуюся с северо-запада на юго-восток от 1 до 5 км.

На сейсмопрофиле 129229 Каратауский надвиг погружен к юго-востоку под углом 20-25° (см. рис. 38).

Каратаусский аллохтон представлен несколькими субпараллельными чешуями широтного простираия (Каратауской, Воробьиногорской, Ажигардакской, Березовогогорской и др.), во фронтальных частях которых расположены одноименные антиклинали, сложенные породами верхнего рифея и палеозоя. Нижнепермские отложения непосредственно не участвуют в формировании этих дислокаций, они выполняют наложенную отрицательную структуру, известную под названием Симской мульды.

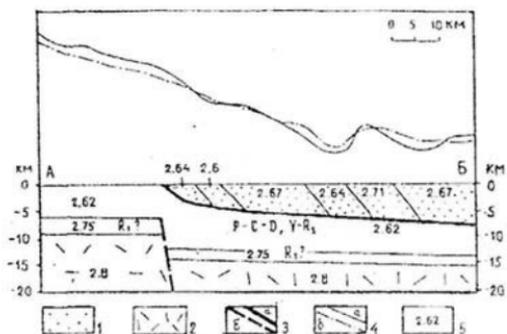


Рис. 69. Геофизический разрез Каратауского аллохтона
(по Р.К. Шакурову и др., 1988)

1 — область развития Каратауского структурного комплекса; 2 — область развития пород кристаллического фундамента; 3 — а) поверхность Каратауского надвига; б) предполагаемая тектоническая ступень; 4 — кривая силы тяжести: а) наблюдаемая, б) расчетная; 5 — средние значения плотности горных пород

Надвиги, ограничивающие чеши, были сформированы в доартинское время, когда осадочные толщи Каратауского комплекса еще не были территориально разобщены с Башкирским антиклинорием. С последним их связывает общность фаций как верхнерифейских, так и палеозойских пород. В послеартинское время чеши, расположенные между двумя субпараллельными сдвигами — Ашинским и Юрюзанским — оказались значительно продвинутыми в сторону платформы.

Как показано М. А. Камалетдиновым (1974), зона Ашинского сдвига шириной 20-200 м выражена интенсивным смятием и дроблением толщ. Вдоль этого тектонического нарушения породы каратауской серии контактируют с отложениями нижней перми. В полосе, примыкающей к контакту, последние простираются согласно с линией сдвига и поперечно к надвигам Каратауского аллохтона. Прямолинейная в плане граница Ашинского сдвига свидетельствует о крутом падении поверхности нарушения. Это положение подтверждено скважиной 33, пробуренной на южном склоне хребта Каратау, вблизи линии сдвига. Названная скважина прошла разрез от визейского яруса нижнего карбона до ашинской свиты венда в нормальной стратиграфической последовательности, не вскрыв тектонического контакта. Хорошо выражен и Юрюзанский сдвиг, (он описан выше).

Угол сочленения Каратауского надвига с Юрюзанским сдвигом приходится на тот участок сопредельной Месягутовской пластины, где расположена гора Янган-Тау. Значительная ширина Юрюзанского сдвига и петлеобразное русло протекающей по нему р. Юрюзань позволяют предполагать «рваный» характер дизъюнктива с наличием вдоль него выступов жестких пород (рис. 70).

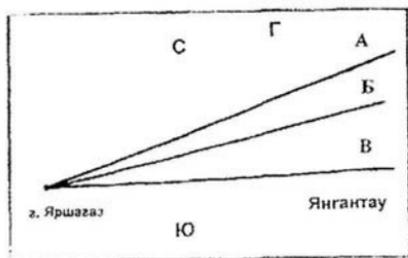


Рис. 70. Сочленение Каратауского аллохтона и Юрюзано-Сылвинской впадины (по Т.Т. Казанцевой)

Считается, что породы Каратауской пластины перемещены в сторону прогиба с западного склона Урала, как минимум, на 40-50 км. Эта величина соответствует амплитуде Ашинского сдвига, ограничивающего аллохтон с юго-запада. Но почему в таком случае крайне мала амплитуда Юрюзанского сдвига, подсчитанная в 5 км? Не объяснен также пока факт северо-восточного простирания структурных форм пород, прилегающих к Каратаускому аллохтону и субмеридионального у дислокаций находящихся в 40-50 км севернее, т.е. вдали от аллохтона. Кроме того, почему пермские отложения Симской мульды близки к отложениям Юрюзано-Сылвинской впадины, во всяком случае в близкорасположенных к Каратау участках?

Проанализировав фациальные комплексы нижней перми на Каратау и в прилегающей области Юрюзано-Сылвинской впадины, мы обнаружили, что они слагают типичную красноцветную молассу большой мощности, область развития которой должна располагаться в более восточных, нежели сегодняшние районы их распространения. Структурные исследования к тому же показали, что эти молассовые отложения входят в состав тех аллохтонов, которые представлены синформами верхнего яруса. Здесь также обнаружено, что чем на большее расстояние в сторону платформы перемещены аллохтоны, тем они тоньше (толщина составляет лишь первые сотни метров). В результате те аллохтоны, что составлены исключительно пермскими породами, вследствие сильной эродированности и неоднократного их последующего смятия, оказываются частично размытыми и сохраняются в виде клиппов. Между ними возможны депрессионные либо платформенные фации нижнепермских отложений, выступающих, очевидно, в тектонических окнах. Не случайно, поэтому, на юге Юрюзано-Сылвинской впадины выделено очень много свит нижнепермского возраста (см. «Стратиграфический очерк»). По этому поводу выдающийся геолог А.Э. Алкснэ, много лет проработавший в этих районах, часто повторял: «В каждой деревне выделена своя свита».

Таким образом, синформы верхнего яруса структур, развитые к северо-востоку от Юрюзанского сдвига, должны составлять единую с Каратауским аллохтоном тектоническую пластину, лишь расчлененную поперечными сдвигами на части, смещенные друг относительно друга на небольшие (5 км) расстояния. Каратауская пластина в этом случае становится аналогичной Полюдовской, развитой на севере Предуралья (рис. 71). Эти структуры перемещены в сторону прогиба только одним, южным концом. Северный же при этом был «заякорен».

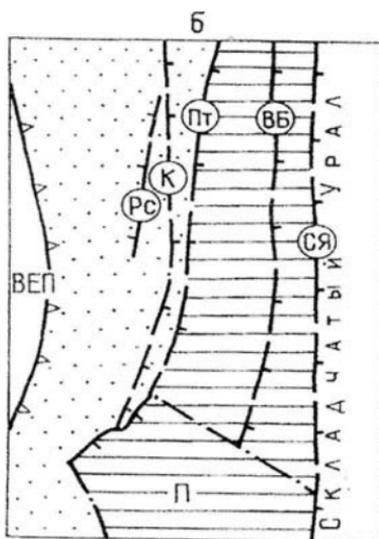
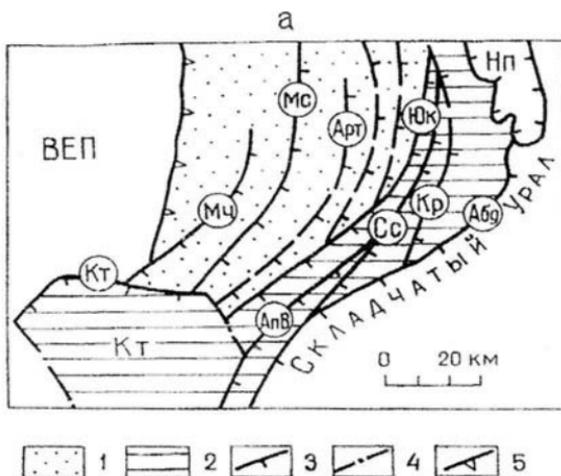


Рис. 71. Схема структуры юга Юрюзано-Сылвинской (а) и юга Верхнепечорской (б) депрессий Предуральяского прогиба (сравнение)

1 — область Предуральяского прогиба; 2 — аллохтоны Каратауской (Кт) и Полюдовской (П) пластин; 3 — надвиги (Рс — Россохинский, К — Курьинский, Пт — Патраковский, ВБ — Велгурско-Бердышинский, СЯ — Сосновецко-Ямчажный, Мч — Мечетлинский, Мс — Месягутовский, Арт — Артинский, Юк — Юкаликулевский, АнВ — Алутовский Верхний, Сс — Сосновский, Кр — Карантауский, Абд — Абдрезяковский); 4 — сдвиги; 5 — западная граница Предуральяского прогиба. Буквами показаны: ВЕП — Восточно-Европейская платформа, НП — Нязветровская группа аллохтонов. Составил Ю.В. Казанцев

Нефтегазоносность и перспективы поиска месторождений углеводородов на северо-востоке РБ

Известно, что стабилизация добычи нефти и газа не может проходить без прироста запасов. При этом основным источником прироста служат новые районы. Однако и в старых остаются неоткрытыми многие залежи. Согласно В.В. Семеновичу (1994), статистика по миру показывает примерную равнозначность на сегодняшний день эффективности поисков в старых и новых районах. При этом, важную роль в стабилизации добычи нефти и газа играют как высокая технология, так и большой фонд добывающих скважин.

К числу старых районов, нефтегазовый потенциал которых можно оценивать достаточно высоко, относится Предуральский прогиб. На территории Башкортостана Предуральский прогиб представлен двумя ваннами: Вельской на юге и Юрюзано-Сылвинской на севере, разделенными Каратауским аллохтонным комплексом. С позиций шарьяжно-надвиговой теории нами проанализирована геологическая структура Юрюзано-Сылвинской впадины, охватывающая бассейны рек Юрюзань, Ай, Киги, Бол. Ик и Ногуш. Заново проинтерпретировано огромное количество временных разрезов различных сейсморазведочных партий, работавших здесь в 60-90 годы.

Говоря о перспективах Башкортостана, геологи обычно имеют в виду нефтегазоносный потенциал допалеозойских отложений. Эти отложения залегают под палеозойскими породами, и бурение на них во многом связано с решением технических задач проводки скважин до глубин 7-10 км. Как известно, бурение сверхглубоких скважин в широких масштабах пока нерентабельно.

Наши исследования позволяют считать, что перспективы можно связывать не только с допалеозойскими образованиями, но и, в первую очередь, с палеозойскими отложениями в связи с открытием в них надвиговых структур. Сейчас, когда выяснилось, что Приуралье состоит из надвинутых с востока друг на друга пластин горных пород, ограниченных снизу субгоризонтальными поверхностями срывов, перспективы этой области на многие полезные ископаемые, в том числе на нефть и газ, резко расширились.

В пределах Юрюзано-Сылвинской впадины открыты нефтегазовые и газовые (Метелинское, Кызылбаевское, Алегазовское, Устьикинское, Муслимовское, Яныбаевское, Апутовское и др.) месторождения в трещиноватых известняках верхнего-среднего карбона (рис. 72). Кратко напомним характеристики некоторых из них.

Метелинское нефтегазоконденсатное месторождение (ГНК на отметке минус 1015 м, ВНК — минус 1040 м) располагается в своде одноименной брахиантиклинали с крутым западным и пологим восточным крыльями. Складка вытянута в северо-западном направлении на 7,5 км, имеет ширину 2 км и высоту 76 м. Газоконденсатная залежь с нефтяной

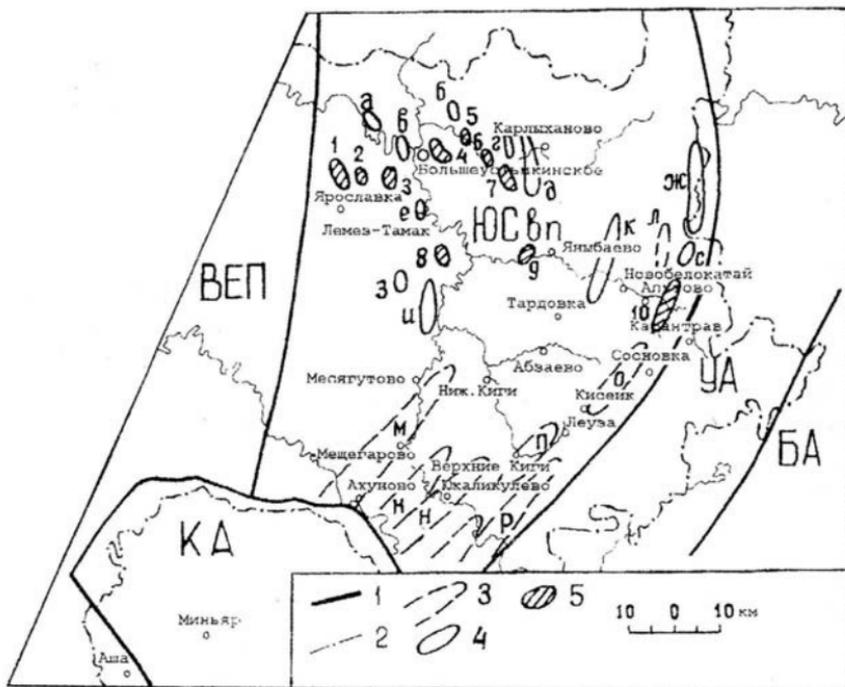


Рис. 72. Карта тектонического районирования северо-востока Башкортостана с выделением локальных поднятий и выявленных в них месторождений углеводородов

1 — границы тектонических регионов (ВЕП — Восточно-Европейская платформа, ЮСвп — Юрюзано-Сылвинская впадина, внешнее крыло, УА — Уфимский амфитеатр, внутреннее крыло, БА — Башкирский антиклинорий, КА — Каратауский аллохтон); 2 — граница Республики Башкортостан; 3 — контуры локальных поднятий, подготовленных геологической съемкой; 4 — поднятия, закартированные сейсморазведкой; 5 — выявленные месторождения.

Месторождения: 1 — Метелинское, 2 — Кызылбаевское, 3 — Алегазовское, 4 — Устьикинское, 5 — Бобинское, 6 — Ново-Смулюмовское, 7 — Муслимовское, 8 — Северо-Мечетлинское, 9 — Яныбаевское, 10 — Алутовское.

Структуры подготовленные сейсморазведкой и геологической съемкой; а — Тунгульдинская, б — Амеровская, в — Западно-Устьикинская, г — Шигаевская, д — Ногушинская, е — Сабанакановская, ж — Маскаринская, з — Сивокаменская, и — Мечетлинская, к — Белокатайская, л — Казанковская, м — Месягутовская, н — Юкаликулевская, о — Кисеикская, п — Кигинская, р — Лаклинская, с — Обинцевская.

оторочкой находится в верейском надгоризонте, газоконденсатная и нефтяная в башкирском ярусе. Верейская залежь приурочена к органогенно-обломочным известнякам в 55-60 м ниже кровли надгоризонта. Их мощность 6-12 м. Залежь пластовая, сводовая. Притоки газа — 300 тыс. м³/сут. (скв. 78), нефти — 12,2 т/сут. (скв. 74).

Газонефтяная залежь башкирского яруса приурочена к порово-трещинным известнякам мощностью 2-14 м. Дебиты нефти — 131 м³/сут. (скв. 93, на 9 мм штуцере), газа — 358 тыс. м³/сут. (скв. 87, 20 мм шайба).

Алегазовское нефтегазовое месторождение приурочено к поднятию (по изогипсе минус 1150 м), имеющему форму овала, вытянутого в северо-западном направлении. Его размер 2,5 x 4 км. Приток газа дебитом 35,4 тыс. м³/сут. получен в 1967 г. из известняков среднего (башкирский ярус) карбона. Небольшие залежи есть в отложениях верхнего карбона и известняках верейского надгоризонта.

Устьикинское месторождение открыто в 1973 г. в известняках верхнего карбона, верейского надгоризонта и башкирского яруса среднего карбона. Залежь нефти верхнего карбона приурочена к порово-трещинным известнякам, дебит нефти 5-6 т/сут. Верейская залежь газовая, дебит газа 62 тыс. м³/сут. (скв. 11), башкирская — нефтяная, дебит нефти от 6,5 (скв. 46) до 20 т/сут. (скв. 11).

Апутовское газовое месторождение открыто в 1972 г. в своде одноименной структуры северо-восточного простираения длиной около 20 км, шириной 9-10 км и высотой более 800 м. Дебит газа в скв. 19 составил 143 тыс. м³/сут. на 11 мм шайбе при буферном давлении 67,5 атм.

Муслимовское месторождение открыто в 1975 г. в своде одноименного поднятия. Залежь газа приурочена к кавернозно-трещиноватым верхнекаменноугольным и башкирским известнякам. *Яныбаевское* газовое месторождение открыто в 1976 г. в своде одноименной структуры. Газ получен из отложений верхнего карбона. *Кызылбаевское* газонефтяное месторождение связано с одноименным поднятием размером 1 x 2,5 км. Залежи приурочены к верхне- и среднекаменноугольным карбонатным пластам.

Кроме того, потенциально продуктивными в нефтегазоносном отношении могут явиться карбонатные породы нижнего карбона и верхнего девона, а также терригенные комплексы верейского и бобриковского надгоризонтов карбона, среднего девона и нижнего девона — силура (грязнушинская свита). К потенциально нефтегазоносным можно отнести карбонатно-терригенные толщи венда и верхнего рифея, мощность которых в пределах прогиба превышает 3-5 км, а в восточных районах — 7-10 км. Основными формами залежей являются антиклинальные складки фронтального типа и рифовые массивы.

В 60-х годах в качестве основного метода картирования антиклинальных складок в Предуральском прогибе стала применяться сейсмо-

разведка. Выявленные с ее помощью поднятия проверялись бурением скважин, закладываемых в сводах «геофизических структур». Этот метод остается и сейчас основным в большинстве районов Предуралья. Однако, в условиях сложного геологического строения с интенсивными проявлениями тектоники и нарушенностью чешуйчатыми надвигами, такая методика не всегда дает желаемый результат.

Установление надвиго- и складкообразования как единого во времени геологического процесса, обусловленного силами горизонтального сжатия, позволило использовать надвиги как поисковый признак ловушек углеводородов (Камалетдинов, Казанцева, Казанцев, 1982). В связи с тем, что антиклинальные ловушки нефти и газа располагаются валами во фронтальных частях надвигов, а последние прослеживаются на сотни километров, выявлять их легче. Следовательно, наиболее эффективным окажется принцип от общего к частному, т.е. поиск вначале регионального надвига, а затем картирование вдоль его лобовой зоны локальных ловушек. Такой метод, принятый на вооружение АНК Башнефть, уже оправдал себя открытием ряда месторождений на территории Башкирии.

Региональные надвиговые нарушения могут выявляться с помощью полевой геофизики и геологической съемки в комплексе с дистанционными методами. Из геофизических следует рекомендовать сейсморазведку МОГТ с гравиметрией, а в областях развития соляной тектоники и электроразведку. Сейсморазведка позволяет обнаруживать зоны разрывных дислокаций в тех районах, где разрез представлен литологически неоднородными толщами. Эти же исследования позволяют определять направление падения надвиговой поверхности путем сопоставления структурных планов различных стратиграфических горизонтов разреза палеозоя. По морфологии антиклинали можно определить положение надвига, располагающегося всегда со стороны крутого крыла складки. Также необходимо иметь в виду, что своды складок с глубиной смещаются в сторону пологого крыла антиклинали.

Из-за слабой разбуренности территории Юрюзано-Сылвинской впадины, особенно ее восточной части, сейсморазведчики испытывают затруднения с привязкой временных разрезов к реперным горизонтам стратиграфической колонки палеозоя. Предлагается, поэтому, пробурить здесь несколько параметрических скважин со вскрытием всего палеозойского разреза.

Обнаружено также, что кроме антиклиналей, в качестве ловушек углеводородов здесь присутствуют рифовые массивы. Биогермные постройки здесь сравнительно отчетливо выделяются на сейсмопрофилях. Рифогенное тело позднекаменноугольного возраста зафиксировано сейсмопрофилем 027837 в 3 км северо-восточнее с. Юсупово на р. Киги. А.И. Загребина выявила такие тела на временных разрезах 027730 (пикеты 80-100), в 2 км западнее с. Аллагузово, 027611 (пикеты 10-30) и

027606 (пикеты 236-255), на юго-западной окраине с. Кисеик, а также в районе горы Актау, в 7 км к югу от с. Абзаево. Высота их 40-60 м, размеры в плане 100-200x200 м. Временной интервал самый различный. Такие постройки есть в верхнем, среднем и нижнем карбоне, в нижней перми. Фиксируются они в зонах выклинивания молассовых толщ там, где происходит их смена на депрессионные фации или в лобовой части надвига, рифовые постройки на временном разрезе 027725, пикеты 20-30, в 2 км юго-западнее с. Нижние Киги).

Таким образом, основными направлениями поисков углеводородов на северо-востоке Башкортостана должны являться фронтальные части выделенных региональных надвигов северо-восточного простирания: Таймеевско-Емашинского, Мечетлинского, Месягутовского, Артинского, Казанского и других, а также надвигов северо-западного направления; Метелинского, Алегазовского, Яныбаевского, Муслимовского и других. Ловушками залежей в их лобовых зонах могут быть как антиклинальные поднятия, так и рифогенные постройки, которые формируются здесь же на поднятиях, служащих пьедесталами для расселения рифостроящих организмов.

Первоочередными объектами из них являются:

1) выделенные сейсморазведочными работами в 1978 г (сейсморазведка 2/78) три поднятия в отложениях верхнего карбона высотой около 100 м каждое, названные Южно-Яныбаевскими. Одно из них располагается в районе горы Устугау и связано с Мечетлинским нарушением (рис. 73), второе (Левальское) — в 5 км восточнее, в районе населенных пунктов Ниж. и Верх. Леваль и третье между двумя первыми, но на 2 км южнее (Акбайское, рис. 74), связанные с Месягутовским надвигом. Кроме того, севернее с. Юсупово выделено Юсуповское поднятие (рис. 75).

2) Ярославское и Восточно-Ярославское поднятия, обнаруженные сейсморазведочными работами в 1978 г. в 3 и 5 км восточнее с. Ярославка. Поднятия приурочены к фронту Метелинского и Метелинского Встречного надвигов. По данным бурения скв. 102 Кызылбаевской площади, пройденной на северо-восточном крыле Ярославской складки, в отложениях турнейского яруса отмечались нефтепроявления, а опробование пластоиспытателем в скв. 126 Кызылбаево (Восточно-Яныбаевское поднятие) отложений нижней перми и верхнего карбона показало присутствие пластовой газированной воды дебитом 0,23 м³/сут. и пластовой воды из отложений верейского горизонта среднего карбона, а также визейского яруса нижнего карбона.

3) В 5 км южнее Восточно-Ярославского вдоль Метелинского Встречного надвига сейсморазведочными работами 1992 г. выделено Лемазинское поднятие в районе с. Булатовка (р. Лемазы). На поднятии пробурена скв. 12 Сивокаменская, в которой по всему разрезу палеозоя от артинского яруса нижней перми до верейского горизонта среднего карбона отмечались нефтепроявления.

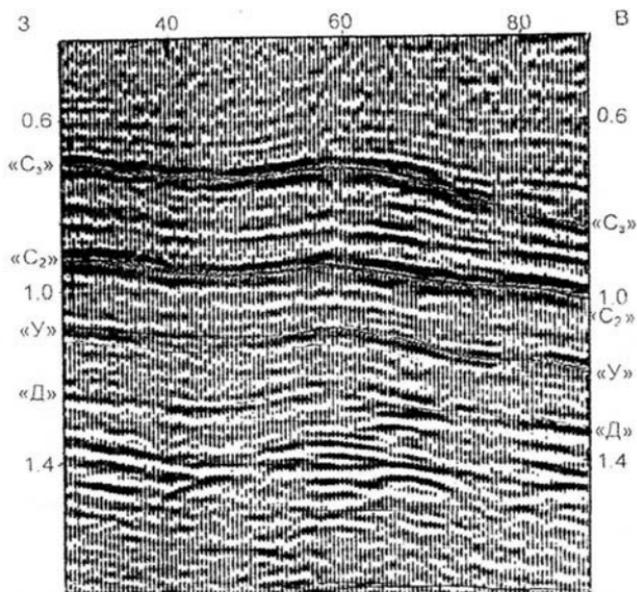


Рис. 73. Южно-Яныбаевское поднятие на временном разрезе 027852
Условные обозначения см. рис. 27

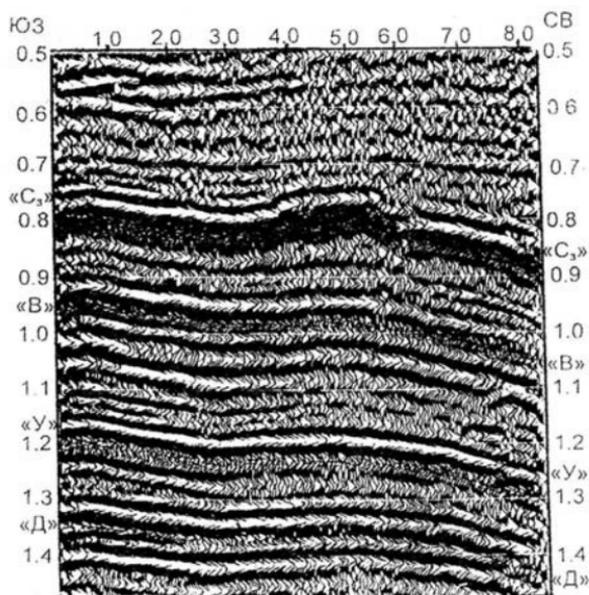


Рис. 74. Акбайское поднятие на временном разрезе по сейсмопрофилю 027850
Условные обозначения см. рис. 27

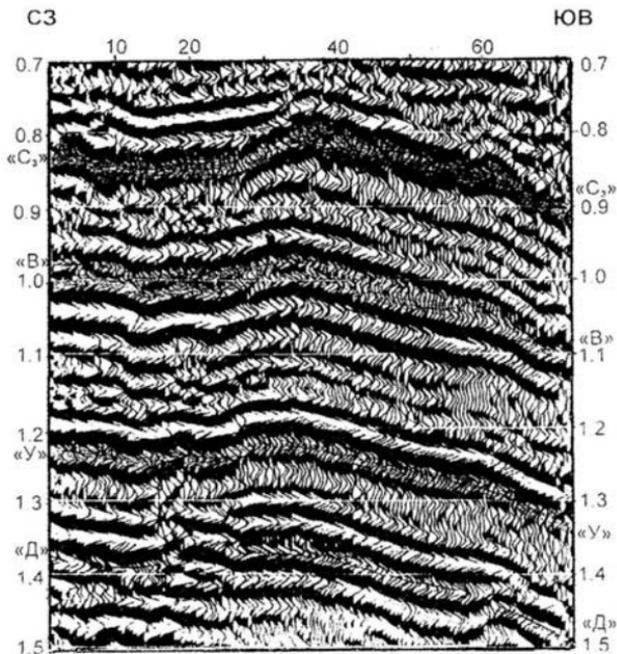


Рис. 75. Юсуповское поднятие на сейсмопрофиле 027837
Условные обозначения см. рис. 27

4) Сейсморазведочными работами выделено четыре поднятия во фронте Алегазовского нарушения. На Алегазовском поднятии, северном в этом валу, установлена промышленная нефтегазоносность. Три следующие за ним к югу структуры, названные Лемаз-Тамакской, Мукановской и Северо-Мечетлинской — типичные фронтальные антиклинали.

5) Несколько структурных осложнений сейсморазведчики закартировали в 1992 г. вдоль Таймеевско-Емашинского надвига. На юге, в районе с. Таймеево (р. Актавка) располагается Южно-Таймеевская антиклиналь, в 14 км севернее — Таймеевская, а еще в 30 км — Мечетлинская. Размеры складок 2х4—6 км, высота от 100 до 300 м.

6) Аналогичный вал фронтальных антиклинальных складок выделили сейсморазведчики в 1992 г вдоль Мечетлинского надвига. Начиная от р. Юрюзань (с. Махмутово) вытягивается в северо-восточном направлении Куткантауская структура, далее в 15 км северо-восточнее — Удачная, а за ней в 3 км — Маржамгуловская. Все складки примерно одинаковых размеров 2х4-5 км. Между ними в промежутках можно предполагать существование, как минимум, еще двух аналогичных поднятий.

7) Выделенные с помощью сейсморазведки МОП" надвиговые дислокации второго яруса структур — Апутовская Глубинная и Идрисовская

— являются перспективными на обнаружение залежей газа в известняках башкирского яруса среднего карбона. Предполагается, что во фронте протрассированных на 40 км надвигов может располагаться как минимум по 4 антиклинали, размерами, примерно, равными Апутовскому месторождению. Последнее также находится на севере во фронте Апутовского Глубинного надвига. Высота складок может достигать 1000 м.

Все перечисленные антиклинали рекомендуются к проведению поисково-разведочного бурения. Предлагается на каждой из них бурить минимум 3 скважины со вскрытием в центре отложений всего палеозойского разреза, на крыльях — до подошвы продуктивного горизонта, установленного центральной скважиной.

Геология уникального памятника природы Башкортостана — горячей горы Янган-Тау

Уникальный геологический памятник природы Башкортостана «горячая» гора Янгантау расположена в южной части Юрюзано-Сылвинской впадины Предуральяского прогиба, в непосредственной близости к сопряженному с ней Каратаускому аллохтону. Здесь, в пределах вершинной части горы, известно пять площадок, где из недр просачивается горячий пар и газы — лечебная основа великолепного курорта республики. Гора Янгантау представляет собой возвышенность, вытянутую с юго-запада на северо-восток вдоль правого берега р. Юрюзань между селами Чулпан и Ильтаево Салаватского района РБ. Сеть оврагов расчленила ее на отдельные плоские вершины. Абсолютная отметка вершин — 416 м, подошвы — 252 м над уровнем моря. Обращенная к р. Юрюзань сторона горы имеет крутой, участками обрывистый склон, спускающийся к самому руслу реки.

История выяснения генезиса тепловых аномалий горы Янгантау длится более двух столетий. Однако до сих пор не существует единого мнения по вопросу происхождения и эволюции этого явления. Высказано достаточно много точек зрения, каждая из которых обоснована фактическим материалом, соответствующим периоду постановки исследований и характеризующим общий уровень геологических знаний тех времен.

Основные известные гипотезы сводятся к:

1) подземному пожару битуминозных сланцев, возникшему в результате удара молнии (П. С. Паллас, 1773 г., поддержана Ф. Н. Чернышевым, 1886 г.; Б. А. Никитиным, 1934 г. и др.);

2) окислению битуминозных сланцев с самонагреванием и тлением (В. В. Штильмарк, 1939 г., 1952-1954 гг., 1966 г. и др.);

3) химическим реакциям с выделением тепла, в частности переходу закиси железа в окись (первые наблюдения Ф. Н. Чернышева, 1881-1885 гг., поддержана С. С. Петровым в начале двадцатого столетия и др.);

4) теплу, возникшему в результате трения горных пород в зонах сбросов (К. А. и Л. А. Миловидовы и И. А. Огильди, 1948 г. и др.);

5) теплу магматического очага, нагревающему водяные пары, поднимающиеся по сбросовым трещинам (А. Биккель, 1932 г.);

В 1957 г. Г. В. Вахрушев предложил гипотезу радиоактивного тепла, поднимающегося с больших глубин.

Как видим, три первые из перечисленных гипотез базируются на экзогенных факторах, последующие — на эндогенных. Неоднократно возобновляемые затем исследования в той или иной мере возвращались к перечисленным точкам зрения, внося определенную долю вариабельности в каждую из них.

История геологической изученности региона и характер проведенных исследований показывают, что высокая детальность присущи работам стратиграфического, литологического и палеофациального направлений. обстоятельно выяснялись также термальный режим, геохимические и битуминологические особенности развитых здесь образований и пр. Содержание названных работ находилось в полном соответствии с доминирующими в то время гипотезами генерации тепла г. Янгантау, определяемыми экзогенными факторами. Что же касается таких важнейших разделов геологии, как структурная и неотектоника, то теоретические основы выполнения работ не соответствуют современным достижениям геологических знаний. Палеомагнитные, палеотемпературные, сейсмотектонические, геодинамические исследования и вовсе не проводились. В результате, точки зрения, основанные на влиянии эндогенных факторов, в основном, высказывались, но не доказывались, предполагались без должных обоснований. Это объяснимо и тем, что работ по структурной геологии было немного, а общий уровень геотектонической мысли тех времен базировался на господствующей фиксистской доктрине. Прогрессивными в области названных выше разделов геологии являлись лишь работы таких ярких личностей в геологии, как В.Д. Наливкин, Н.Г. Чочия и др. Эти исследователи уже в 40^е годы обнаруживали связь отдельных пликативных структур с надвигами, правда, полагая, что последние только осложняли антиклинальные складки.

Возникшая односторонняя направленность большинства исследований не могла не отразиться на состоянии изученности генезиса термальных аномалий горы Янгантау. В 1965 г. профессор Г.В. Вахрушев, периодически возвращавшийся к изучению геологии и загадки генезиса термальных явлений горы Янгантау, (1932-1965 годы) написал: «Янгантау не обычная горящая или вулканическая гора. Это еще не разгаданный уникум природы. Изучение его требует особого подхода и большого внимания.» (Природа, 1965, №7, стр. 103).

Более поздние исследования осуществлены в конце семидесятых годов сотрудниками геологического факультета МГУ, под руководством А.И. Колюхова (1979 г). В главе «Заключение» своего отчета авторы от-

мечают: «Проведенное комплексное геолого-геохимическое исследование показывает, что протекающие в недрах горы Янгантау процессы в настоящее время не получили достаточно убедительного объяснения» и далее: «При нынешнем состоянии изученности зоны сочленения массива Кара-Тау и прилегающих районов Предуральяского прогиба и особенно, при отсутствии детальных геофизических исследований, трудно судить о глубинных процессах, с которыми могли быть связаны выделения значительных количеств тепла». В связи со сказанным эти исследователи склонились, вероятно, к точке зрения о полигенном характере тепла Янгантау, допуская также совместное действие эндогенных и экзогенных факторов.

Анализируя соответствие предложенных гипотез уровню современных знаний по геологии региона, мы приходим к выводу, что представления, основанные на экзогенных факторах, роль которых, как нам сейчас представляется, заключалась, в основном, в стимуляции геологических изысканий литолого-геохимической направленности, исчерпали свои возможности. Достаточно подкрепить это заключение такими фактами, как:

а) присутствие аномальных температурных явлений не только на горе Янгантау и не только в осадках перми этого региона. Так, уже давно известен незамерзающий источник Кургазак и сероводородные источники горы Кункан-Тау. Среди последних есть и достаточно теплые, в чем мы убедились летом 1996 г. А.И. Конюхов и др. (1979 г.) отмечали выходы тепла на горе Салдыбаш у с Алькино, выше по течению р. Юрюзань, у впадения ее правого притока (р. Урдали), в окрестностях с. Малояз и др. Эти же авторы ссылаются на наличие субтермальных зон в каменноугольных отложениях по скважинам Месягутовской площади;

б) приуроченность более прогретой плоскости горы Янгантау к горизонтам от слабой до средней обогащенности битуминозным веществом, а не к наиболее богатым им, как следовало бы ожидать при экзогенном подходе. Это хорошо иллюстрируется рис 76. Кроме того, по данным В.В. Штильмарка (1960), среднее содержание углерода в мергелях янгантауской свиты по 87 анализам составляет всего 2,6% (при кларке углерода в осадочных породах около 1%), достигая в отдельных образцах 11-15%. Но, как считает вышеназванный автор, «...даже самые богатые органикой битуминозные мергели Янгантау являются бедными» (стр. 325), если сравнить их с нормальными горючими сланцами.

Среди «эндогенных» гипотез, вероятно, следует оставить без внимания механизм радиоактивного разогрева в силу довольно низких значений радиации пород и водных источников региона. Так, определение радиоактивности вод у подножия горы на берегу р. Юрюзань соответствует 0,37 ед. Махе, а у с. Чулпан — 0,03 ед. Махе (Б.А. Никитин, 1957 г.). Значение радиоактивности воды источника Кургазак составляет не более 15 ед. Некоторые исследователи для паров и газов курорта приво-

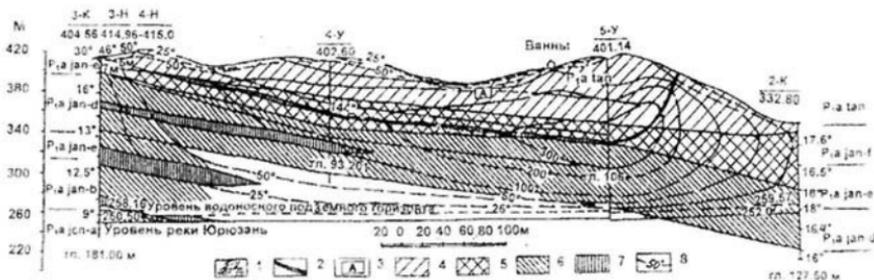


Рис. 76. Продольный профиль горы Янгантау с распределением температур и органического вещества (по В.В. Штильмарку с дополнениями и изменениями Т.Т. Казанцевой)

1 — номер скважины и абс. отметка устья; 2 — термальный максимум; 3 — проекция на профиль термальной площадки «А»; 4 — содержание органического углерода ($C_{орг}$) 4 — от 0 до 2%; 5-6 — от 2 до 6%; 7— от 6 до 11%; 8 — изотермы

дят данные 1-2 ед. Махе (Акбашев, 1981). Все приведенные цифры относятся к низким значениям радиации.

Магматическая же гипотеза (в том числе и вулканическая), с одной стороны, является производной тектонической, а с другой — слабо согласуется с амагматичностью всех краевых прогибов мира, в том числе и Предуральского, где располагается гора Янгантау.

Следовательно, для выяснения генезиса теплоаномалий горы Янгантау необходимо использовать другие, еще не задействованные критерии, основанные как на известных ранее, так и новых знаниях об особенностях геологического строения региона. Мы полагаем, что целесообразные исследования в области структурной геологии и геотектоники в свете новых идей; изучение палеомагнитных особенностей наиболее молодых, четвертичных образований; сейсмологические наблюдения на основе разломной тектоники; установление палеотемпературного режима и его связи со структурными элементами.

В 1996 г. начаты работы по программе Академии наук Республики Башкортостан «Уникальные геологические памятники Башкортостана», одной из тем в которой является: «Геология и генезис термальных явлений горы Янгантау». В рамках этой темы возникла необходимость постановки целенаправленных научных исследований с решением ряда конкретных задач, среди которых важнейшими явились:

1. *Определение объема и выполнение работ по структурной геологии региона, необходимых для выяснения генезиса термоаномалий горы Янгантау.* Решение этого вопроса связано с постановкой тематических исследований структурного направления, с выбором эталонного тектонического объекта, доступного для геологического картирования по поверхностному плану (хорошо обнажен, достаточно проходим), охарак-

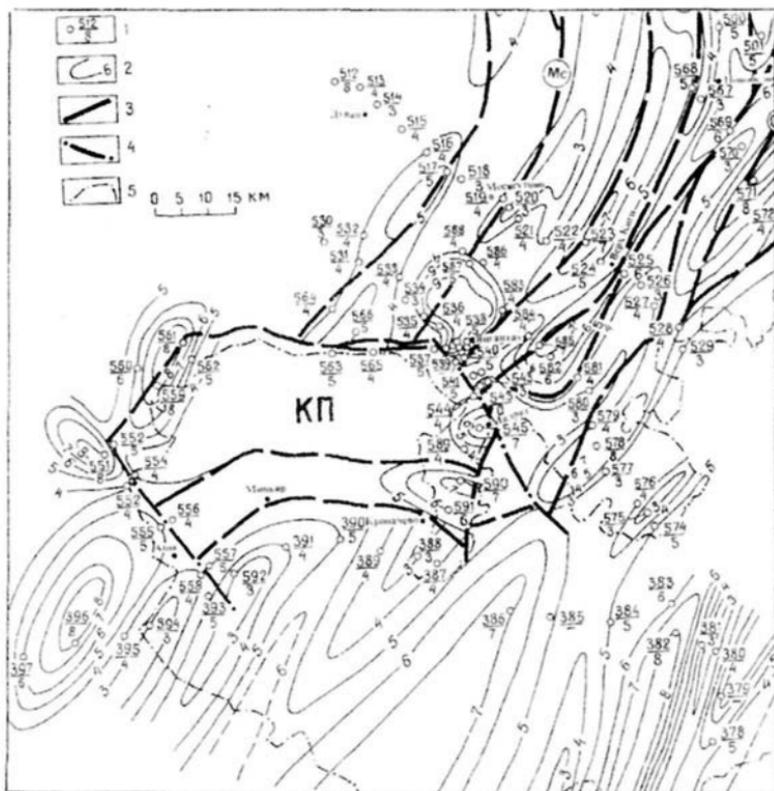
теризованного данными бурения, изученного современными геофизическими методами. Таким объектом явилась Месягутовская тектоническая пластина Юрюзано-Сылвинской впадины, на южном окончании которой и располагаются тепловые источники горы Янгантау. Результаты этих работ освещены выше.

II. Определение уровня сейсмической активности территории в современное время и согласованность последней с тектоническими процессами геологического прошлого и настоящего.

Эта проблема решалась сейсмотектоническим картированием района сочленения Каратаусского аллохтона и Юрюзано-Сылвинской впадины, проведенным нами с применением оригинальной методики, основанной на новейших достижениях сейсмологии (сейсмология микромасштаба) и геотектоники (шарьяжно-надвиговая теория), с использованием современных высокочувствительных полевых сейсмографов, многократно апробированных как на полигонах России, так и зарубежных стран. В результате построена сейсмотектоническая карта региона, достаточная информативность которой позволяет осветить эту проблему (рис. 77, приложение 1).

Работы А.П. Орлова, И.В. Мушкетова, Г.Д. Романовского, Ф. Шафарчика, А. Рэтли и многих других утвердили представление о причинах землетрясений как результате разрешения напряжений тангенциального сжатия земной коры. Но в период активного отрицания шарьяжных структур, снова возродились старые представления о связи сейсмической активности с вертикальными движениями земной коры, происходящими за счет движения глубинной магмы. В связи с этим возобладало мнение о том, что землетрясения в пределах областей, имеющих «жесткий» кристаллический фундамент, крайне редки. Кроме того, все чаще стали говорить о непознанности и непредсказуемости сейсмических толчков. Вместе с тем, специалисты, занимающиеся этой проблемой, хорошо знают, что это не так. Все зависит от того, какое геологическое строение имеет тот или иной конкретный участок платформы. Это позволило возвратиться к мысли о связи сейсмических явлений со структурами горизонтального сжатия. Тем более, что П.Н. Кропоткин (1990) показал, что современное напряженное состояние земной коры характеризуется интенсивным горизонтальным сжатием на площади, охватывающей более 95% поверхности Земли.

Одним из способов получения необходимой сейсмологической информации о степени активности исследуемого района является регистрация сейсмического шума эндогенной природы, анализ его параметров и построение карты распределения уровня шума по площади. Как установлено, наибольшая интенсивность сейсмического шума эндогенного происхождения создается в местах обнажения на поверхности активных разрывных нарушений.



**Рис. 77. Карта распространения сейсмозума на территории северо-востока РБ.
Составила Т.Т. Казанцева**

1 — точка постановки ПАСС: в числителе номер, в знаменателе величина сейсмозума в нанометрах (нм), 2 — изолинии сейсмозума (в нм); 3 — надвиги, 4 — сдвиги; 5 — граница РБ

Известно, что раньше при производстве сейсмологических работ поле высокочастотного сейсмического шума отбраковывалось, рассматривалось как помеха в макромасштабной классической сейсмологии. Однако позже, исследованиями чл -корр РАН Л.Н. Рыкунова и других было показано, что эндогенная природа и геофизическая информативность высокочастотного сейсмического шума может быть использована для получения ускоренных сведений о современной сейсмоактивности. Это направление получило название сейсмологии микромасштаба (Рыкунов, 1979; Хамидуллин, 1994).

В лаборатории сейсмологии Института океанологии РАН под руководством академика С.Л. Соловьева разработана и предложена для использования в этих целях высокочастотная аппаратура — сейсмографы ПАСС. В общем виде используемая методика выглядит как шарьяжно-

надвиговые структуры + сейсмология микромасштаба Интерпретация сейсмонаблюдений произведена сотрудником Института прикладных сейсмоакустических исследований (г. Москва) С.А. Ковачевым.

На представленной карте распределения по площади уровней сейсмического шума (см. рис. 77) обращает на себя внимание строго полосчатая картина распределения эндогенного дыхания земли с чередованием максимумов и минимумов амплитуд сейсмического фона. Полосы ориентированы в северо-восточном направлении и связаны с выходами на поверхность активных тектонических нарушений.

Результаты измерений эндогенного сейсмического шума района Янгантау показали, что колебания его значений варьируют от 3 до 8 нанометров (нм) и что распространение зон минимальных и максимальных величин сейсмшума на территории Юрюзано-Сылвинской впадины, т.е. к востоку от Янгантау, в целом совпадает с размещением основных структурных элементов. Как правило, области повышенных значений характерны для лобовых частей надвиговых пластин.

Иной характер сейсмичности отмечается у Каратауского аллохтона. Активность Каратауской тектонической пластины проявлена в основном на границах структуры: здесь отчетлива дифференцированность значений эндогенной сейсмичности — наряду с минимальными (3 нм) значениями сейсмшума близко соседствуют максимальные (8 нм). Рисунок распределения современных сейсмоколебаний как бы сопровождает границы структуры, подчеркивая в каждом случае простираение разрывного тектонического элемента. Если вдоль Ашинского и Юрюзанского сдвигов изолинии вытянуты в северо-западном направлении, следуя простираанию зон сдвигов, то вдоль Каратауского надвига, простирающегося на северо-восток, изолинии следуют в том же северо-восточном направлении.

Непосредственно в районе Янгантау сейсмические наблюдения показали присутствие сравнительно малоактивного участка, характеризующегося малыми (3-5 нм) значениями сейсмшума. Форма этого участка эллипсоидная, вытянутая примерно на 2 км в направлении юго-запад — северо-восток.

Таким образом, исследуемая территория в современный период сейсмически активна. Повышенная сейсмотектоническая активность в ней сопряжена с фронтальными зонами разрывных нарушений надвигового и сдвигового типа. Здесь наглядна унаследованность сейсмической эволюции современных тектонических структур от структур геологического прошлого.

III. *Выяснение закономерностей пространственного расположения температурных аномалий геологического прошлого, связь палеотемператур с элементами современной и палеоструктуры.* Для решения этой задачи Бобоховым А.С. (Бобохов, Бобохова, 1996) осуществлены палеотемпературные исследования. Построена соответствующая

карта, на которой установлена приуроченность палеотемператур к надвиговым дислокациям.

IV. *Обоснование механической природы генерации тепла при тектонических движениях и возможности его сохранения в течение длительного времени.* Нигматулиным Р.И. произведены физико-математические расчеты скорости тектонического перемещения теплогенерирующих плоскостей движения горных пород, согласующиеся с температурными значениями, геологическими данными и геодинамическими построениями.

На основе полученных материалов представлена геодинамическая модель генезиса термоаномалий горы Янгантау.

О генезисе термальных аномалий горы Янгантау

Структурные особенности и современная геодинамика района г. Янгантау определяются ее местоположением в сложном узле тектонического взаимодействия контрастных по составу и строению структур. С одной стороны — Каратауский аллохтон, с другой — комплекс сравнительно малоамплитудных чешуй южного окончания Юрюзано-Сылвинской впадины Предуральского краевого прогиба. Характерными чертами геологического строения зоны сочленения вышеназванных структур, имеющими отношение к генезису тепловых аномалий г. Янгантау, являются следующие:

- Шарьяжно-надвиговый стиль тектоники обеих структур с разнящимися амплитудами перемещения по надвигам (значительно большими для Каратауского аллохтона и меньшими для Юрюзано-Сылвинского комплекса)
- Субширотное простирание толщ докембрия и палеозоя Каратау при субмеридиональном палеозойских дислокаций Юрюзано-Сылвинской депрессии и слоев докембрия Башкирского антиклинория.
- Хорошая морфологическая выраженность хребта Каратау, резко отличающаяся от сглаженных форм рельефа Предуральского прогиба
- Значительно более древний возраст слагающих Каратау образований, характеризующихся достаточно высокой степенью литификации и, соответственно прочности пород по сравнению с толщами Юрюзано-Сылвинской структуры.
- Морфология тектонических пластин Юрюзано-Сылвинской впадины характеризуется интенсивным смятием во фронте надвига, ослабевающей до субгоризонтального залегания слоев в тыловой части пластины.
- Южное окончание Месягутовской тектонической пластины, ограниченной двумя довольно пологими надвигами восточного падения — Месягутовским на западе и Юкаликулевским на востоке, осложнено сколами встречного падения (Янгантауские дислокации).

- В пограничной зоне Янгантауских дислокаций присутствуют литологически разнородные образования, отличающиеся прочностными свойствами и формой тел. Здесь развиты окремненные известняки в виде линз, контрастирующие с вмещающими их пластами аргиллитов, мергелей и песчаников.

- Янгантауские дислокации являются производными смещения Каратауского аллохтона в направлении, противоположном общеуральским движениям.

- Каратауский аллохтон в современном виде имеет форму скошенной призмы толщиной от 1 до 5 км. Он образован поверхностью Каратауского надвига, Ашинским и Юрюзанским сдвигами.

- Юрюзанский сдвиг отражен довольно широкой зоной понижения в современном рельефе, что связано с чрезвычайно высокой степенью дробленности и смятости толщ, особенно в узлах его пересечения с фронтальными частями пластин Юрюзано-Сылвинской впадины.

- Северо-западный угол Каратауской призмы приходится на тот участок Месягутовской пластины, где располагается гора Янгантау.

- Рассматриваемый регион в современный период подвержен режиму тектонических напряжений сжатия. При этом, структура Каратау медленно воздымается,

- Современная сеймотектоническая активность обеих структур, установленная сеймотектоническим картированием.

- Современная сейсмическая активность согласуется с элементами структуры. Для фронта Месягутовской пластины характерны повышенные значения сейсмошума, последовательно снижающиеся к тыловой зоне.

- В геологическом прошлом для территории были характерны проявления высоких значений тепла, как совпадающие с современными термоаномалиями, так и распространенными значительно шире.

- Древние термоаномалии согласуются с элементами структур, что доказано на примере Месягутовской тектонической пластины.

Данные о связи современной сейсмичности с разрывными дислокациями с одной стороны, палеотемператур и современных теплоаномалий с тектоническими нарушениями — с другой, позволяют считать доказанной тектоническую природу термальных аномалий горы Янгантау. Совокупность приведенных выше фактов и закономерностей может быть удовлетворительно объяснена геодинамической моделью генезиса тепловых аномалий.

Согласно такой модели режим горизонтального сжатия земной коры в данном регионе реализуется тектоническим взаимодействием Каратауского аллохтона с Месягутовской пластиной Юрюзано-Сылвинской впадины по Юрюзанскому сдвигу. Это взаимодействие выражается движением Месягутовской пластины с востока на запад и перемещением Каратауской структуры с запада на восток. Северо-восточный угол

Каратауской аллохтонной призмы вдавливаются в пограничную часть Месягутовской пластины, создавая высокую тектоническую нагрузку на сопредельные толщи палеозоя. Этому способствует очень большой объем горных масс Каратауского аллохтона (размеры его 30х30х5 км). В результате нарушается целостность названной пластины и в ней образуются тектонические сколы, производные движения Каратауского аллохтона, развивающиеся в дальнейшем синхронно с ним. Западные падения плоскостей смещения последних согласуются с вращательным движением Каратау по часовой стрелке (рис. 78, 79). При этом движение пластин происходит унаследованно в течение миллионов лет, причем скачкообразные срывы аллохтонов сменяются периодами покоя и затухания активности. Прерывистый характер перемещения объясняется существованием трения в подошве аллохтонов, вследствие чего сначала происходит накопление энергии горизонтального сжатия, а затем резкий срыв.

Итак, термальные аномалии горы Янгантау имеют тектоническое происхождение. На современной стадии геологической изученности региона наиболее приемлема геодинамическая модель генерации тепла Янгантау. Тектоническая (механическая) природа тепловых аномалий Янгантау обосновывается физическими расчетами. Согласно последним, для создания температурной обстановки, идентичной современной смещение тектонического тела по надвигу должно осуществляться со скоростью 2 см в год.

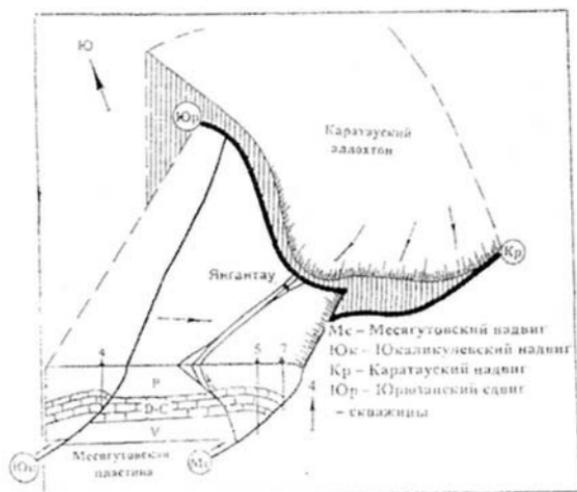


Рис. 78. Блок-диаграмма тектонического сочленения Каратауского аллохтона и Месягутовской пластины Юрюзано-Сылвинской впадины (вид с севера) (по Т.Т. Казанцевой)

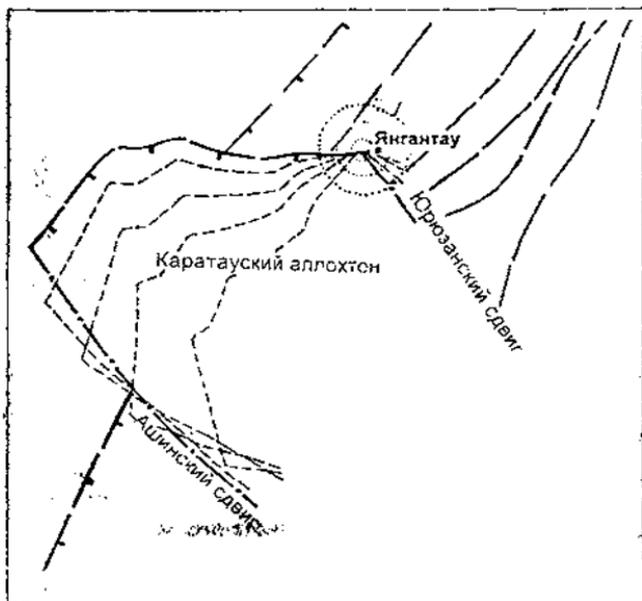
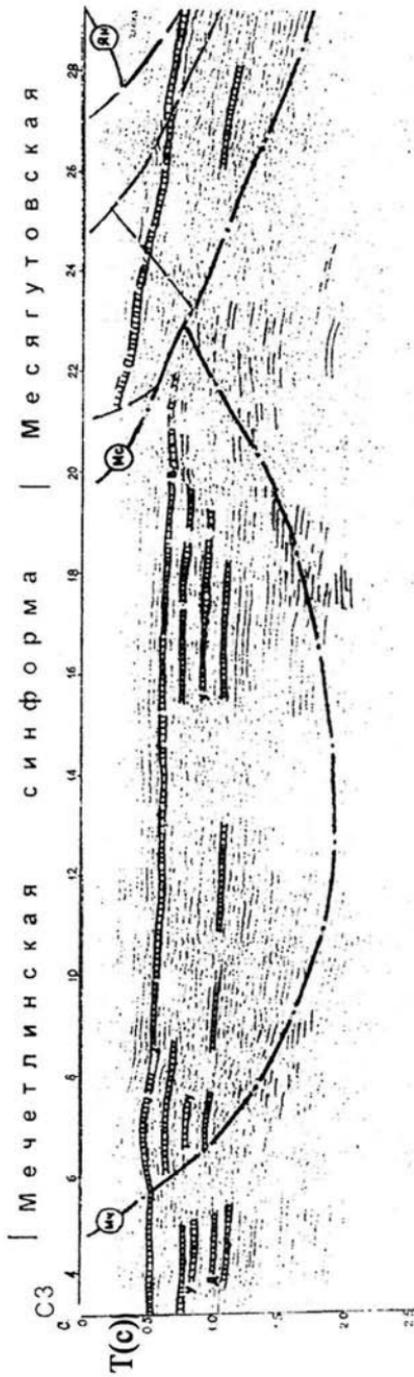


Рис. 79. Геодинамическая модель происхождения теплоаномалий г. Янгантау (по Т.Т. Казанцевой)

Заключение

1. Детальный анализ новейших материалов геологической съемки, геофизических и буровых работ позволил подтвердить в общем виде представления о шарьяжно-надвиговом строении Предуралья на Среднем Урале. При этом выявлено, что известные ранее дислокации горизонтального сжатия имеют значительно более сложное строение, открывающие новые нюансы в надвиговом стиле тектоники предгорных прогибов.

2. Данные МОГТ подтвердили, что ложе и выполнение Юрюзано-Сылвинской впадины расчленено надвигами на аллохтонные формы (тектонические чешуи, пластины, синформы, клинодислокации), выходы которых в плане прослеживаются полосами параллельно складчатому Уралу, иногда смещаясь друг относительно друга сдвигами поперечного направления. Положение зон нарушений на временных разрезах ОГТ выделяется преимущественно по концентрации дифрагированных волн, нарушенной записи отражения и другим косвенным признакам (Пашкевич Я.М., Акерев Э.Я. и др., 1977 г.). Строение каждого аллохтона включает интенсивно дислоцированные края, ослабевающую смятость прифронтальной зоны и субгоризонтально залегающие слои центральной части (рис. 80).



119

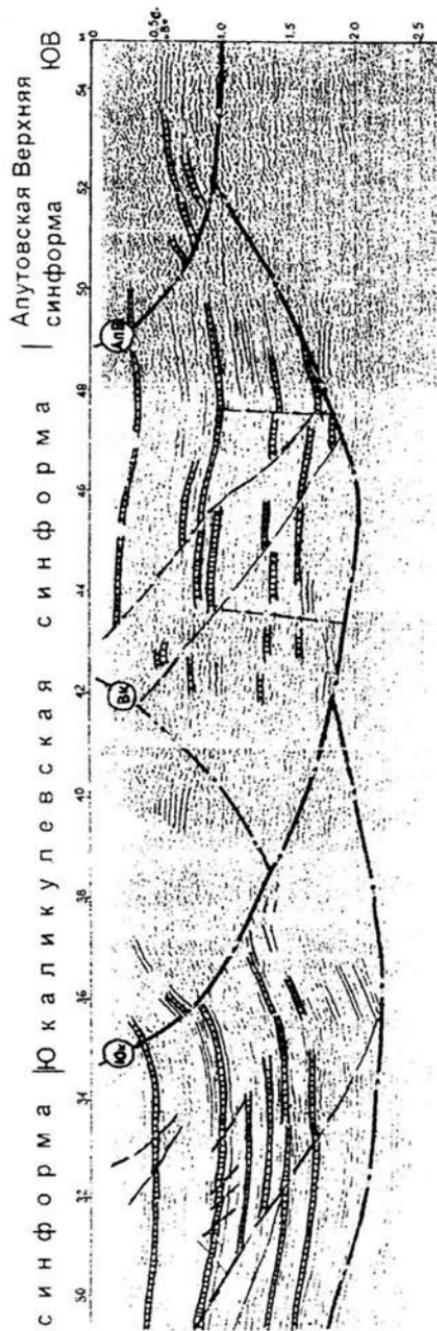


Рис. 80.

Рис. 80. Временной разрез по сейсмопрофилю 129226, показывающий общую схему размещения Мечетлинской, Месягутовской, Юкаликулевской и Апутовской Верхней синформ на юге Юрюзано-Сылвинской впадины
Условные обозначения см. рис. 27, 38

3. Интенсивность дислоцированности в прогибе, как и амплитуда горизонтального перемещения горных масс, в целом, возрастает с запада на восток, увеличиваясь от платформы к геосинклинальной области. Наиболее четкие, с крутыми крыльями складчатые формы располагаются во фронте надвига в виде фронтального вала складок, подтверждая зависимость пликативных дислокаций от надвиговых. Формирование дислокаций обязано латеральному давлению с востока, со стороны Уральской геосинклинали.

4. Выявлено существование двух самостоятельных участков с преобладающими, в одном случае, северо-западными, в другом — северо-восточными простирающимися дислокаций. Граница этих участков на территории Башкортостана проходит по линии населенных пунктов Михайловка — Верх. и Ниж. Тукбаево — Сулейманово — Емаши, где эти дислокации утыкаются друг в друга.

5. Устанавливается многоярусность тектонического разреза, с автономным строением каждого яруса. Верхний ярус, как правило, складывается толщами пород, фациальный состав которых ближе «уральскому». Нижний представлен платформенными и субплатформенными фациями осадков. Верхние аллохтоны имеют небольшую толщину фронтальных частей, измеряемую сотнями метров — 2,5 км. Амплитуда их горизонтального смещения составляет десятки километров. Для нижних структур характерны аллохтонные формы в виде тектонических чешуй либо пластин, премещенных с востока на запад на расстояния сотен метров — первых километров. (см. рис. 51). В результате своды антиклиналей, как правило, не совпадают по вертикали, что требует иной технологии их освоения.

6. На территории Среднего Приуралья фиксируется уменьшение в западном направлении толщины аллохтонных форм, перемещенных с Урала. Их фронтальные участки местами изолированы от основного тела, образуя клиппы. Это обусловлено последующими тектоническими движениями, сопровождающимися смятием и образованием тектонитов вдоль плоскостей скольжения. Глыбы в таких тектонитах иногда достигают гигантских размеров.

7. Установлено, что Каратауский аллохтон и сопряженные с ним синформы перенесены с Урала на территорию прогиба одновременно.

8. Выделены основные направления и первоочередные участки поисково-разведочных работ на нефть и газ.

9. Приведена новая геологическая характеристика горы Янган-Тау — уникального природного памятника и по-новому объяснен генезис его термальной аномалии.

Акбашев Р.Ш. Курорт Янгантау//Уфа: Башк. кн. изд-во. 1981. 134с.
Бобохов А.С., Бобохова Р.Б., Мичурин С.В. Термодегазация пород и минералов — эффективный метод поисков и гидротермального оруденения // Познание, освоение и сбережение недр респ. Башкортостан. Уфа: АНРБ. 1996. С. 18-19.

Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы /М, 1978. 151 с.

Вахрушев Г.В. Природа, 1965, №7. С. 103.

Варенцов М.И., Дорошко С.М., Королюк И.К. и др. Сравнительная характеристика геологического строения и перспективы нефтегазоносности северных и южных впадин Предуральяского краевого прогиба //Геология и нефтегазоносность Приуралья и Западного склона Урала. М.: Наука, 1976, с. 5-30.

Кавеев И.Х. Тектонические аспекты оценки нефтеносности Западной Татарии //Геология и оценка перспектив нефтегазоносности западных районов Урало-Волжской области. Казань: Изд-во Каз. ун-та. 1983. С. 20-31.

Казаков М.П. О природе Пучежско-Чкаловских дислокаций //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. 25 (6). С. 29-42.

Казанцев Ю.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Бельской впадины Предуральяского прогиба // Автореф. канд. дис. Уфа, 1974. 21 с. В надзаг.: БашНИПИнефть.

Казанцев Ю.В. Сдвиги в Южном Предуралье // ДАН СССР, 1981, т. 257, №1. С 957-961.

Казанцев Ю.В. Чешуйчато-надвиговая структура Предуральяского прогиба: Автореферат дисс. доктора геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГ и ГСО РАН, 1982. 33 с.

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральяского прогиба /М: Наука. 1984. 185 с.

Казанцев Ю.В. О происхождении грязевого вулканизма на Керченском полуострове Крыма //Изв. отд. наук о Земле и экологии, геология. Уфа: АН РБ. 1997, №1. С. 80-91.

Казанцев Ю.В. Новое в структуре Юрюзано-Сылвинской впадины Предуральяского прогиба // Геология. Изв. отд. наук о Земле и экол. Уфа: АН РБ. 1998, №3. С. 150-157.

Казанцев Ю.В. Казанцева Т.Т., Загребина А.И. Клинодислокации сжатия на юго-восточном склоне Восточно-Европейской платформы //Докл. РАН. Т. 353. 1997. №4. С. 516-522.

Казанцев Ю.В., Оsepяnc АС. Некоторые особенности трояния Юрюзано-Айской части Предуральяского прогиба, по данным структурно-геоморфологического дешифрирования // Геология и нефтеносность Башкирии, Уфа: ИГ БФАН СССР, 1975. с. 64-70.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. О генезисе Карлинских дислокаций //Шарьирование и геологические процессы //Уфа: УНЦ РАН, 1992. С. 108-113.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Аржавитина М.Ю., Аржавитин П.В., Бехер Н.И., Терехов А.А., Попович С.В. Структурная геология Крыма //Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 155 с.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Ковачев С.А., Шакуров Р.К., Минибаев Р.А., Кондручина Л.С., Черников А.П., Сулутдинов Р.М. Первая тектоносейсмическая карта восточного Башкортостана //Уфа:АН РБ, 1995.44 с.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Ковачев С.А., Шакуров Р.К. Сейсмогенез и структура центрального Башкортостана // Уфа: АН РБ. 1996. 72 с.

Камалетдинов М.А. О клиппенах на Среднем Урале // ДАН СССР, 1962, т. 146, №5. С. 1160-1163.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала //М.: Наука, 1974. 230 с.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В. Особенности строения Юрюзано-Сылвинской впадины и перспективы выявления структурных ловушек нефти и газа //Геология нефти и газа, 1976, №8, с. 16-21.

Камалетдинов М.А., Камалетдинов Р.А. К вопросу о механизме формирования предгорных прогибов на примере Урала // Тезисы докл. научн. сессии, почв, нефтегазон. и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1971, с. 63-64.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Новые направления и методика поисков нефти и газа в Башкирии // Уфа: БФАН СССР, 1982.48 с.

Келлер Б.М. Тектоника Уральского Каратау и Казаякской нефтеносной зоны //БМОИП, 1945, отд. геол. Т. XX (5-6). С. 93-114.

Кропоткин П.Н. Геодинамика и развитие тектоносферы // Тез. докл. XXIII Всес. тект. Совещания. М., 1990. С.

Крылова В.К., Люткевич Е.М. О некоторых послепалеозойских тектонических движениях в Волго-Уральской области //Л.: Гостоптехиздат. 1951. С. 58-69.

Ленных В.И., Петров В.И. О калиевых щелочных базальтоидах в обрамлении Тараташского комплекса // Тр. Ильм. гос. заповедника им. В.И. Ленина, 1974. Вып. 12. С. 146-164.

Лозин Е.В., Снигирев В.Ф. Особенности тектоники Дуванской зоны Юрюзано-Сылвинской депрессии // Научн. исслед. При доразведке и доработке нефт. местор АНК Башнефть, БашНИПИнефть. Уфа. 1995. С. 4-12

Малахова Н.П., Панков Ю.Д., Чебыкин Н.Я., Петров В.И. Новые данные о возрасте надвига вдоль западной границы Тараташского ком-

плекса // Ежегодник 1977. Информационные материалы. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1978. С. 25-26.

Меламуд Е.Л. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Оренбургско-Актюбинского Приуралья. М.: Наука, 1981. 91 с.

Морозов С.Г., Чибрикова Е.В., Чагаев А.С. Нижнедевонские-силурийские отложения Юрюзано-Айской впадины и перспективы их нефтегазоносности // Геология нефти и газа, 1968. №11. С. 36-41.

Морозов С.Г. Рифейские, вендские и нижнепалеозойские образования востока Русской плиты и перспективы их нефтегазоносности // Автореф. докт. диссер. Москва. 1975. 49 с.

Наливкин В.Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сылвинской депрессии // М., П.: Гостоптехиздат, 1949. 206 с.

Наливкин В.Д. Фации и геологическая история Юрюзано-Сылвинской депрессии. М.: Гостоптехиздат, 1950 а. 180 с.

Нигматулин Р.И., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Бобохов А.С. Геология и генезис тепловых аномалий горы Янгантау // Уфа: АН РБ, 1998. 70 с.

Ожиганова Л.Д., Алямкина Е.А., Яушев Р.С., Ишерская М.В. О развитии ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений в башкирской части Предуральяского прогиба // Геология и нефтеносность Башкирии. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1975. С. 29-43.

Пушаровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры // Геотектоника, 1969, №1, с. 3-12.

Рыкунов Л.Н., Хаврошкин СБ., Цыплаков В.В. Временные вариации высокочастотных шумов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979, №11. С. 72-77.

Семенович В.В. Стратегия стабилизации добычи нефти и газа //Геология нефти и газа, 1994, №3. С. 11-16.

Смирнов Г.А. Уфимский амфитеатр, ч. 1. Стратиграфия / Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 25. 1956.

Хамидуллин Я.Н. Физика сейсмического процесса // Уфа: ИГ АН РБ. 1994 183 с.

Шакуров Р.К., Решетнева В.И., Светлакова АН. Особенности строения Уральского Каратау (по геолого-геофизическим данным) //Формирование земной коры Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР. 1988. С. 91-96.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области и смежной части западного склона Южного Урала //Бюлл. МО-ИП, 1945, т. 2, вып. 2(6). 130 с.

Штильмарк В.В. Экзогенная термальная аномалия горы Янгантау в западном Приуралье // Докл. к собр. межд. ассоц. гидрогеологов. Москва: гос и-т изд-во по геол. и охр. недр. 1960. С. 310-315.

Schaffer K. Recent thrusting in the Appalachians // Nature, 1979, vol. 280, №5719 P. 223-226.

**Реестр точек наблюдений сейсмического шума,
измеренного ПАСС в 1996 г.**

№ точки	Сроки работы	Координаты $\varphi, N \lambda, E$	Уровень шума при А-16 (нм)	Примечания N приб.
492	04.08.14 h 40 m 06.08.09 h 50 m	55 55 58 18	5	Стационарность
493	04.08.15 h 20 m 06.08.09 h 25 m	55 55 58 26	4	Корреляция
494	04.08.14 h 06 m 06.08.08 h 51 m	55 55 58 30	4	Корреляция
495	02.08.19 h 12 m 04.08.12 h 03 m	55 53 58 30	5	Стационарность
496	02.08.12 h 40 m 04.08.11 h 12 m	55 53 58 40	3	Корреляция Землетрясения
497	08.08.15 h 40 m 04.08.10 h 29 m	55 52 58 48	5	Стационарность
498	02.08.16 h 20 m 04.08.10 h 08 m	55 52 58 47	4	Стационарность
499	31.07.20 h 02 m 02.08.11 h 46 m	55 52 58 55	4	Стационарность
500	31.07.18 h 50 m 02.08.10 h 41 m	55 50 59 00	7	Стационарность
501	29.07.18 h 40 m 31.07.12 h 17 m	55 45 59 05	5	Стационарность Землетрясения
502	29.07.15 h 48 m 31.07.11 h 48 m	55 45 59 10	6	Стационарность Землетрясения
503	29.07.17 h 20 m 31.07.11 h 10 m	55 43 59 15	3	Корреляция Землетрясения
504	29.07.22 h 04 m 31.07.08 h 07 m	55 40 59 15	8	Стационарность
505	06.08.19 h 20 m 08.08.08 h 55 m	55 50 57 08	4	Корреляция
506	06.08.18 h 05 m 08.08.09 h 25 m	55 50 57 05	6	Стационарность
507	06.08.16 h 55 m 08.08.10 h 15 m	55 50 57 10	7	Стационарность
508	06.08.16 h 10 m 08.08.10 h 45 m	55 50 57 20	3	Корреляция
509	08.08.12 h 15 m 10.08.10 h 28 m	55 50 57 30	7	Стационарность
510	08.08.13 h 35 m 10.08.16 h 10 m	55 48 57 40	4	Корреляция Землетрясения
511	08.08.14 h 25 m 10.08.17 h 02 m	55 45 57 45	6	Стационарность
512	08.08.16 h 15 m 10.08.17 h 34 m	55 45 57 47	8	Стационарность

№ точки	Сроки работы	Координаты $\varphi, N \lambda, E$	Уровень шума при А-16 (нм)	Примечания N приб.
513	12.08.17 h 32 m 13/08/15 h 34 m	55 40 57 55	4	Стационарность
514	12.08.18 h 55 m 13.08.17 h 11 m	55 40 57 58	3	Корреляция Землетрясения
515	12.08.19 h 40 m 13.08.17 h 41 m	55 38 58 00	4	Стационарность
516	13.08.18 h 15 m 14.08.11 h 16 m	55 35 58 05	4	Стационарность
517	12.08.20 h 30 m 13.08.18 h 43 m	55 35 58 08	5	Стационарность
518	13.08.19 h 10 m 14.08.11 h 58 m	55 33 58 08	3	Стационарность
519	12.08.20 h 20 m 13.08.12 h 32 m	55 30 58 15	4	Стационарность
520	13.08.20 h 45 m 14.08.12 h 52 m	55 35 58 20	3	Стационарность
521	14.08.13 h 27 m 16.08.11 h 41 m	55 25 58 20	4	Корреляция
522	14.08.15 h 35 m 16.08.11 h 02 m	55 30 58 25	4	Стационарность
523	14.08.16 h 15 m 16.08.10 h 34 m	55 30 58 32	7	Стационарность
524	14.08.16 h 45 m 16.08.09 h 45 m	55 26 58 38	5	Стационарность
525	02.09.10 h 25 m 03.09.08 h 54 m	55 25 58 38	6	Стационарность
526	01.09.17 h 04 m 02.09.09 h 42 m	55 23 58 42	3	Корреляция Землетрясения
527	01.09.16 h 55 m 03.09.09 h 23 m	55 20 58 42	4	Корреляция Землетрясения
528	01.09.15 h 20 m 03.09.09 h 50 m	55 16 58 45	4	Стационарность Землетрясения
529	01.09.15 h 43 m 03.09.10 h 12 m	55 15 58 45	3	Корреляция Землетрясения
530	07.09.16 h 05 m 09.09.09 h 10 m	55 30 57 45	3	Корреляция
531	07.09.11 h 50 m 09.09.09 h 58 m	55 30 57 42	4	Стационарность
532	07.09.11 h 19 m 09.09.10 h 22 m	55 30 57 50	4	Стационарность
533	07.09.10 h 59 m 09.09.10 h 39 m	55 25 57 55	5	Стационарность
534	05.09.16 h 49 m 07.09.10 h 15 m	55 20 57 58	3	Корреляция
535	05.09.16 h 03 m 07.09.09 h 46 m	55 18 58 06	4	Стационарность
536	05.09.15 h 25 m 07.09.08 h 40 m	55 17 58 05	4	Стационарность

№ точки	Сроки работы	Координаты φ, N λ, E	Уровень шума при А-16 (нм)	Примечания N приб.
537	05.09.14 h 55 m 07.09.08 h 56 m	55 18 58 05	3	Стационарность
538	03.09.13 h 50 m 05.09.13 h 15 m	55 16 58 06	5	Стационарность
539	27.07.13 h 05 m 29.07.10 h 07 m	55 16.5 58 00.5	-	Не работал
540	27.07.11 h 25 m 29.07.10 h 07 m	55 17.5 58 07 5	5	Стационарность
541	27.07.12 h 35 m 29.07.09 h 29 m	55 16 58 05	5	Стационарность
542	03.09.13 h 26 m 05.09.10 h 13 m	55 15 58 10	-	Не работал
542a	03.09.13 h 03 m 05.09.10 h 29 m	55 15 58 10	5	Дубль Стационарность
543	30.08.20 h 58 m 01.09.10 h 07 m	55 14 58 11	-	Не работал
543a	03.09.12 h 25 m 05.09.12 h 19 m	55 14 58 11	-	Дубль, не работал
543b	30.08.21 h 20 m 01.09.10 h 20 m	55 14 58 11	3	Дубль, Корреляция Землетрясения
544	30.08.20 h 27 m 01.09.10 h 47 m	55 12 58 10	4	Корреляция
545	30.08.18 h 58 m 01.09.11 h 30 m	55 10 58 11	7	Стационарность
546	25.07.11 h 05 m 27.07.09 h 24 m	55 11 58 10	3	Корреляция
547	25.07.11 h 40 m 27.07.09 h 40 m	55 17 58 08	5	Стационарность
548	25.07.12 h 06 m 27.07.09 h 27 m	55 18 58 11	4	Корреляция
549	25.07.13 h 20 m 27.07.10 h 25 m	55 16 58 06	6	Стационарность
550	27.07.10 h 48 m 29.07.10 h 56 m	55 16 58 09	4	Стационарность
551	21.08.14 h 40 m 23.08.15 h 45 m	55 09 57 00	8	Стационарность (не надежно)
552	21.08.15 h 30 m 23.08.15 h 27 m	55 10 57 05	5	Стационарность (не надежно)
553	21.08.17 h 21 m 22.08.17 h 35 m	55 05 57 07.5	4	Стационарность
554	21.08.19 h 08 m 23.08.17 h 06 m	55 06 57 09	4	Стационарность
555	23.08.20 h 28 m 28.08.12 h 38 m	55 02.5 57 13	5	Стационарность
556	23.08.22 h 00 m 28.08.12 h 38 m	55 02.5 57 16.5	4	Корреляция
557	24.08.12 h 57 m 28.08.11 h 37 m	54 58 57 20	5	Стационарность

№ точки	Сроки работы	Координаты $\varphi, N \lambda, E$	Уровень шума при А-16 (нм)	Примечания N приб.
558	24.08.13 h 48 m 28.08.11 h 09 m	54 56 57 18	4	Стационарность (не надежно)
559	22.09.14 h 08 m 24.09.14 h 10 m	55 16 57 14	8	Стационарность (не надежно)
560	22.09.15 h 26 m 24.09.14 h 50 m	55 17 57 10	6	Стационарность
561	22.09.18 h 18 m 24.09.11 h 18 m	55 20 57 18	8	Стационарность (не надежно)
562	22.09.19 h 34 m 24.09.11 h 57 m	55 18 57 20	5	Стационарность
563	28.09.12. h 46 m 29.09.10 h 22 m	55 18 57 47	5	Стационарность
564	28.09.17 h 55 m 30.09.13 h 27 m	55 22.5 57 46	4	Корреляция
565	28.09.20 h 28 m 30.09.11 h 24 m	55 18 57 44.5	4	Стационарность
566	26.09.21 h 23 m 28.09.12 h 06 m	55 20.5 57 50.5	5	Стационарность
567	29.09.13 h 47 m 01.10.13 h 00 m	55 20 57 50	3	Корреляция Землетрясения
568	29.09.14 h 26 m 01.10.13 h 37 m	55 41.5 58 54	5	Стационарность
569	29.09.17 h 20 m 01.10.15 h 06 m	55 37.5 58 57.5	6	Стационарность
570	29.09.19 h 21 m	55 36 59 00.5	3	Корреляция
571	01.10.16 h 05 m 03.10.13 h 25 m	55 32 59 02	8	Стационарность Землетрясения
572	01.10.17 h 06 m 03.10.14 h 09 m	55 28 59 06.5	4	Корреляция Землетрясения
573	01.10.20 h 42 m 03.10.16 h 34 m	55 26 59 12.5	5	Стационарность Землетрясения
574	18.10.16 h 26 m 20.10.12 h 34 m	54 58.5 58 40.5	5	Стационарность Землетрясения
575	18.10.17 h 48 m 20.10.13 h 06 m	55 00 58 37.5	3	Корреляция Землетрясения
576	18.10.18 h 37 m 20.10.13 h 37 m	55 01 58 34	4	Корреляция Землетрясения
577	20.10.15 h 18 m 22.10.11 h 33 m	55 05 58 31.5	3	Корреляция Землетрясения
578	20.10.17 h 21 m 22.10.13 h 00 m	55 06.5 58 30	8	Стационарность Землетрясения
579	20.10.18 h 37 m 22.10.13 h 44 m	55 10 58 30	4	Стационарность Землетрясения
580	22.10.14 h 32 m 23.10.13 h 41 m	55 13 58 30	3	Стационарность (не надежно)
581	22.10.15 h 34 m 23.10.14 h 32 m	55 14 58 28	4	Корреляция Землетрясения

№ точки	Сроки работы	Координаты $\varphi, N \lambda, E$	Уровень шума при А-16 (нм)	Примечания N приб.
582	22.10.16 h 45 m 23.10.15 h 05 m	55 16 58 23.5	6	Стационарность
583	23.10.16 h 12 m 25.10.13 h 40 m	55 21 58 15	4	Стационарность
584	23.10.17 h 15 m 25.10.12 h 47 m	55 18.5 58 20	4	Корреляция
585	23.10.18 h 53 m 25.10.12 h 24 m	55 17.5 58 21	7	Стационарность
586	25.10.14 h 38 m 27.10.12 h 28 m	55 26 58 13	4	Стационарность Землетрясения
587	25.10.15 h 32 m 27.10.13 h 08 m	55 26 58 10.5	5	Стационарность
588	25.10.17 h 34 m 27.10.13 h 44 m	55 27.5 58 10	4	Корреляция Землетрясения
589	27.10.15 h 53 m 28.10.12 h 18 m	55 10 58 10	4	Стационарность
590	27.10.16 h 46 m 28.10.12 h 40 m	55 08 58 06	7	Стационарность
591	27.10.18 h 07 m 28.10.13 h 07 m	55 01.5 58 04	6	Стационарность

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	4
СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	7
СВЕДЕНИЯ ПО ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН	13
СТРУКТУРА ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА. ВВОДНАЯ ЧАСТЬ	15
Известные надвиговые дислокации и связанные с ними пликативные формы в структуре Юрюзано-Сылвинской впадины.....	17
МЕТОДЫ КАРТИРОВАНИЯ ДИСЛОКАЦИЙ	22
АЭРОФОТОДЕШИФРИРОВАНИЕ РАЗРЫВНЫХ И СКЛАДЧАТЫХ ДИСЛОКАЦИЙ	22
Использование сейсморазведки МОВ для выделения надвигов и фронтальных аптиклиналей.....	26
Аэромагнитный метод на службе тектоники.....	33
Картирование деформаций методом общей глубинной точки (МОГТ).....	36
СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ЮРЮЗАНО-СЫЛВИНСКОЙ ВПАДИНЫ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ	40
Новые данные.....	40
Надвиговые структуры в бассейне рек Ик, Ай и Лемазы.....	48
Надвиговые структуры юго-востока Юрюзано-Сылвинской впадины.....	54
Характер дислокаций латерального сжатия на границе внешнего и внутреннего крыльев Юрюзано-Сылвинской впадины.....	73
Надвиговые структуры зоны сочленения Предуральского прогиба с Башкирским антиклинорием.....	83
ВЗАИМООТНОШЕНИЯ КАРАТАУСКОГО АЛЛОХТОНА И ЮРЮЗАНО-СЫЛВИНСКОЙ ВПАДИНЫ	94
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РБ	101
ГЕОЛОГИЯ УНИКАЛЬНОГО ПАМЯТНИКА ПРИРОДЫ БАШКОРТОСТАНА — ГОРЯЧЕЙ ГОРЫ ЯНГАН-ТАУ	108
О ГЕНЕЗИСЕ ТЕРМАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ ГОРЫ ЯНГАНТАУ.....	115
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	118
Приложение 1.....	124
Реестр точек наблюдений сейсмического шума.....	124
Измеренного ПАСС в 1996 г.....	124

Подписано в печать 11.11.99. Формат бумаги 60x84 1/16.
Бумага писчая. Печать трафаретная. Уч.-изд.л.7.1. Печ. л.7,5.
Тираж 120 экз. Заказ № 07
Отпечатано на дубликаторе RA 4050. 450075, Уфа, пр. Октября, 133