

**СТРУКТУРНАЯ МОДЕЛЬ ДОМЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЧЕХЛА СЕВЕРА
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ
(НА ПРИМЕРЕ НАДЫМ-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ)**

Е.В. Деев, С.В. Зиновьев, Б.М. Чиков

*Институт геологии Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН
630090, Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3*

E-mail: deev@uiggm.nsc.ru

Поступила в редакцию 6 августа 2003 г.

Разработана новая структурная модель домеловых комплексов чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречьи. Выделенные элементы структурной модели различаются между собой морфотектоникой структурных поверхностей, характером распределения мощностей и деформаций, формационными характеристиками, площадью распространения. Ее основой являются верхнепалеозойско(?)–нижнетриасовый и среднетриас-кайнозойский структурные ярусы, последний в объеме среднетриас-верхнеюрского подъяруса.

Ключевые слова: *Западно-Сибирская плита, структурная модель, сейсмоструктурный анализ, структурные комплексы: верхний палеозой(?) – нижний триас, средний триас – верхняя юра.*

**STRUCTURAL MODEL OF PRE-CRETACEOUS COVER COMPLEXES OF THE
WEST-SIBERIAN (USING THE EXAMPLE OF NAZYM-TAZOVSK INTERFLUVE)**

E.V. Deev, S.V. Zinoviev, B.M. Chikov

Institute of Geology at the United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy SB RAS

An new structural model of pre-Cretaceous cover complexes Of the West-Siberian Plate within Nazym-Tazovsk interfluve was developed. The distinguished models differ by morphotectonics of structural surfaces, distribution character of thickness and deformations, formation characteristics and distribution area. The basis of this model is Upper Paleozoic(?) – Lower Triassic and Middle Triassic – Cainozoic structural stages in the volume of Middle Triassic – Upper Jurassic substage.

Key words: *West-Siberian plate, structural model, seismic-structural analysis, structural complexes: Upper Paleozoic (?) – Lower Triassic, Middle Triassic – Upper Jurassic.*

Введение

В настоящее время отмечается устойчивая тенденция сокращения количества объектов перспективных для поисков месторождений нефти и газа в меловых и верхнеюрских отложениях чехла Западно-Сибирской плиты (ЗСП). Очевидна целесообразность исследования более глубоких горизонтов чехла. Решение таких сложных вопросов, как региональный прогноз и оценка перспектив нефтегазоносности, требует постоянного совершенствования знаний о региональной геологии глубокопогруженных горизонтов чехла, в том числе построения их

структурных моделей. Объект нашего исследования – домеловая часть чехла ЗСП между его подошвой (условно сейсмогоризонт А) и кровлей юрских отложений (условно сейсмогоризонт Б) в районе Надым-Тазовского междуречья (НТМ) (рис. 1). В качестве конечной цели исследований рассматривается построение структурной (геолого-структурной) модели объекта с точностью, удовлетворяющей практические задачи.

Залегание домеловых комплексов чехла ЗСП в пределах НТМ на значительных глубинах (от 2500 до 12000 м и более) предопределило невысокую их изученность бурением. Ситу-

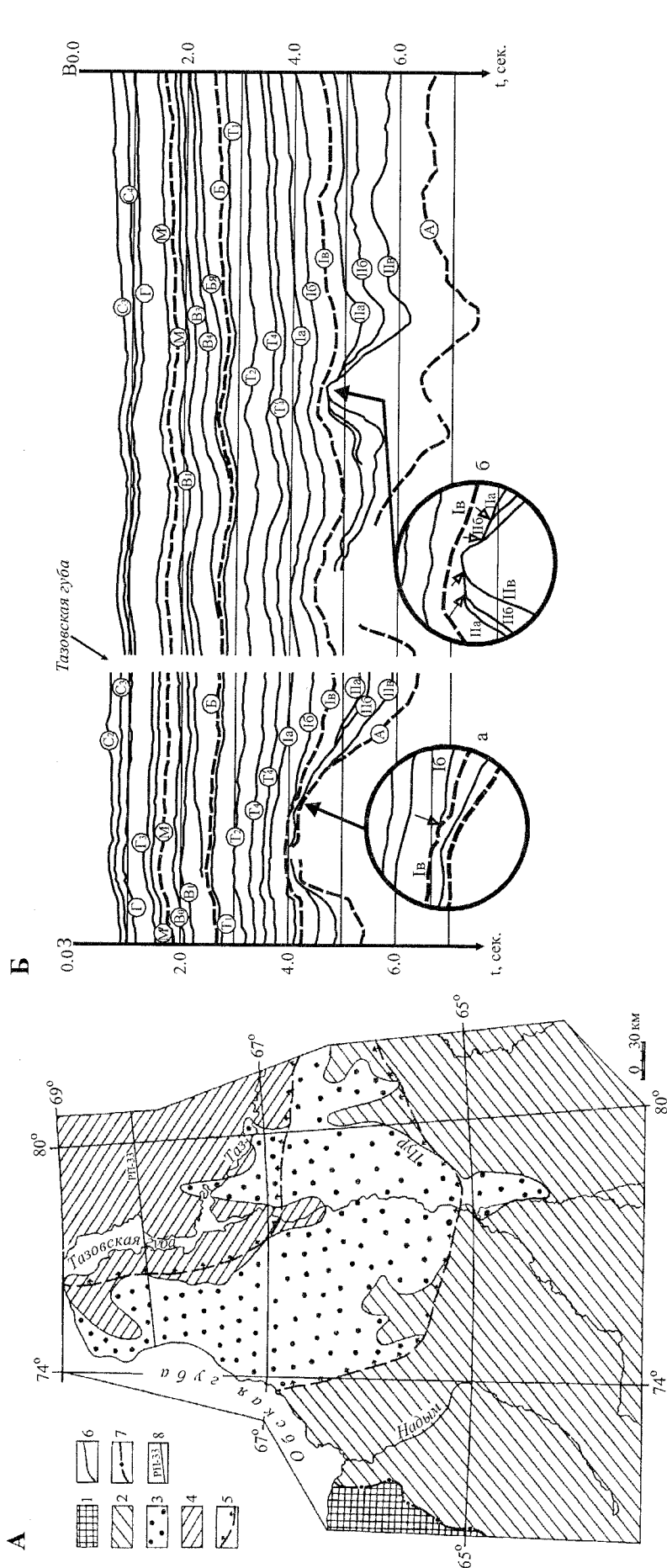


Рис. 1. А – схема расположения региональных высотных ступеней в рельефе подошвы осадочного чехла в пределах Надым-Тазовского междуречья по [Деев и др., 2000]. 1 – краевая градиентная зона склона ЗСП; 2-4 – региональные ступени рельефа: 2 – верхняя, 3 – средняя, 4 – нижняя; 5-6 – границы ступеней; 5 – региональные (стрелками показано направление погружения), 6 – «повысотные»; 7 – граница между краевой склоновой зоной и дном ЗСП; 8 – линия регионального сейсмического профиля МОГТ № 33. Б – схема расположения отражающих горизонтов по линии регионального сейсмического профиля № 33. Составлена с использованием материалов ПГО «Ямалгеофизика» [Соседков и др., 1986]. Врезки на профиле показывают примеры сейсмических несогласий между отражающими горизонтами. Пунктирными линиями – границы сейсмокомплексов. Соотношение вертикального масштаба к горизонтальному 1:20.

ация осложняется еще и тем, что вскрывающие их скважины, как правило, приурочены к локальным и региональным поднятиям. Поэтому определяющую информацию о строении нижних горизонтов чехла содержат данные геофизических исследований (преимущественно профилирование МОГТ), а оптимальным способом оценки и выделения крупных неоднородностей чехла является комплексное моделирование его структуры на основе интерполяции и экстраполяции установленных свойств геологических тел, их границ и отношений, выявленных по данным бурения и интерпретации геофизических материалов.

В основу работы положен анализ опубликованных и фондовых работ, содержащих данные о сейсмоструктурных, стратиграфических, литологических и деформационных характеристиках домеловых комплексов, а также результаты, полученные авторами на протяжении прошедшего десятилетия, в том числе в сотрудничестве со специалистами Института геологии нефти и газа СО РАН по региону НТМ. При создании сейсмоструктурной модели, построении карт граничных поверхностей ярусов и подъярусов, характеристике структурных форм использовались региональные временные сейсмические разрезы МОГТ, выполненные в 80-х гг. ПГО «Ямалгеофизика», а также полученные на их основе структурные карты масштаба 1:1 000 000 [Соседков В.С. и др., 1986, 1988].

Наиболее крупные неоднородности строения чехла ЗСП в изучаемом районе уже выделены на основе анализа материалов сейсмопрофилирования МОГТ, который проводится с использованием общих приемов интерпретации геофизических материалов. В общем виде определена природа основных опорных отражающих горизонтов и произведена их возрастная индексация; отражающие горизонты объединены в серии отражений или сейсмические комплексы [Соседков, Сурков, 1985; Гиршгорн и др., 1987; Соседков, 1988; Кунин и др., 1995; Брехунцов и др., 2001; Бочкарев и др., 2003 и др.].

В задачу исследования входит разработка структурной модели выбранного объекта. Основные методические приемы ее создания включают: а) представление сейсмоструктурной модели объекта в виде сочетания крупных трехмерных «сейсмotel» (сейсмокомплексов); б) уточнение схемы сейсмостратиграфической корреляции отражающих горизонтов в домеловой части чехла; в) сейсмо-, литофациальный и

формационный анализ соответствующих геологических комплексов; г) анализ морфотектоники обособленных тел, их граничных поверхностей и внутренних реперов, распределения мощностей, деформационных характеристик. Выявленные различия в строении объемных единиц чехла, проявленные в распределении сейсмических границ и сейсмофаций, слоевых деформаций и формационных характеристик позволяют представить его структурную модель, соответствующую современному уровню информации.

К истории исследования

Намеченная в середине 50-х гг. в структуре чехла на севере ЗСП Обь-Тазовская синеклиза получила свое первое подтверждение в результате интерпретации аэромагнитных данных, согласно которым была оконтурена область наибольшей (свыше 4000 м) мощности чехла [Геология..., 1964]. Позднее Н.Н. Ростовцев [Ростовцев, 1966] на основе точечных зондирований МПВ, сведений о залегании магнитных масс и единичных материалов МОВ высказал предположение о значительном увеличении мощности чехла в северных районах ЗСП за счет нижне-среднеюрских и триасовых отложений; осадочные толщи в этих районах перекрывают резко дифференцированный рельеф фундамента, глубины залегания кровли которого варьируют от 3–4 до 7–10 км.

Качественно новая информация о геологии чехла на севере ЗСП появилась в результате региональных сейсмических исследований методами ГСЗ, КМПВ, МОГТ (конец 60-х–70-е гг.) и в связи с распространением на север плиты сети поискового бурения. Новая информация показала, что в пределах НТМ поверхность фундамента находится на глубинах до 8 и более километров, а также послужила основанием для первых представлений о ярусном строении осадочного выполнения Обь-Тазовской синеклизы [Гиршгорн и др., 1972 и др.]. Кроме этого, в основании чехла была обособлена толща («промежуточный структурный этаж», или ПСЭ) с субгоризонтальным залеганием и промежуточными скоростными характеристиками между отложениями чехла и «кристаллическим фундаментом» [Волкова и др., 1978; Кунин, Самойлюк, 1982 и др.]. В свою очередь, сама промежуточная толща разделяется на два самостоятельных яруса преломляющей границей Π^u ($t_2, x_x = 5,8-6,2$ км/с),

которая представляет собой внутреннюю поверхность раздела. Анализ значений граничных скоростей ПСЭ и данных о геологии прилегающих территорий позволил предположить терригенный или вулканогенно-осадочный состав его верхней позднепалеозойско-триасовой части и терригенно-карбонатный нижней. Параллельно получает свое развитие идея о присутствии в регионе между палеозойскими комплексами фундамента и юрско-неогеновым чехлом грабенообразных депрессий (Западно-Сибирская рифтовая система), выполненных вулканогенно-осадочной формацией (туринской серией) мощностью до 2500–3000 м [Куликов и др., 1972; Сурков, Жеро, 1981 и др.].

Новая информация 80-х годов о структуре чехла ЗСП была обусловлена, прежде всего, совершенствованием методики МОГТ. В это время заканчивается создание единой сети региональных сейсмических профилей, а эффективная глубина исследований достигла 10 и более километров. В итоговую фазу вступают региональные обобщения материалов профилирования МОГТ: закладываются основные представления о сейсмокомплексах чехла, промежуточного этажа и фундамента плиты; особое значение приобретает корреляция и возрастная индексация опорных отражающих горизонтов; широко используются приемы сеймостратиграфической и геолого-формационной интерпретации геофизических материалов. Их использование позволило существенно уточнить имеющиеся представления об основных сейсмокомплексах домеловой части чехла, их сейсмофациальных характеристиках, что привело к созданию сейсмогеологических моделей, послуживших основой для новых литолого-стратиграфических корреляций и поиска объектов перспективных на нефть и газ [Соседков, Сурков, 1985; Гиршгорн и др., 1987; Соседков, 1988 и др.].

На развитие представлений о структуре нижней части чехла северных районов ЗСП был направлен проект бурения Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6). Ее заложению предшествовал этап комплексного изучения геофизических характеристик района предполагаемого бурения. Результаты бурения подтвердили предположения о наличии в нижней части осадочного чехла северных районов ЗСП (сейсмокомплекс Ив-А) вулканогенных пород триасового возраста, позволило охарактеризовать триасюрский разрез района и привязать к нему сейсмические горизонты [Нестеров и др., 1995; Бе-

бенина, 1996; Ехлаков, Угрюмов, 1996; Казанский и др., 1996; Пуртова, 1996; Кременецкий, Гладких, 1997; Киричкова и др., 1999; Казаков и др., 2000; Казанский и др., 2000 и др.]. Дополнительно в последнее десятилетие регулярно появляются публикации, ориентированные на сейсмогеологический анализ, исследование литологии и петрографии, стратиграфии триасюрских комплексов [Бочкарев, 1995; Кунин и др., 1995; Альмухамедов и др., 1998; Бочкарев и др., 2000; Шемин и др., 2000; Брехунцов и др., 2001, 2003; Бочкарев и др., 2003 и др.], способствующие развитию представлений о тектонике нижних горизонтов чехла севера ЗСП.

Сейсмокомплексы домеловой части чехла

Анализ каркаса временных разрезов даст представление о поведении подразделений сейсмических профилей, сопоставляемых с геологическими телами и границами. На временных разрезах МОГТ в пределах НТМ выше горизонта А выделяется серия регионально выдержанных отражающих горизонтов групп II, I, T, B, B, M, G и C, которые подчеркивают, в целом, субгоризонтально-слоистую структуру чехла (см. рис. 1 Б). Корреляция различных отражений с возрастными подразделениями чехла рассмотрена в ряде работ [Соседков, Сурков, 1985; Гиршгорн и др., 1987; Нефтегазоносные..., 1988; Соседков, 1988; Кунин и др., 1995 и др.]. Отложения домелового возраста заключены преимущественно в интервале, который на сейсмических разрезах ограничен отражающими горизонтами А и Б. Соответственно, далее нас будут интересовать, прежде всего, эти части временных разрезов, на которых обособляются два самостоятельных сейсмокомплекса.

Нижний сейсмический комплекс заключен между отражениями А и Ив. В пределах НТМ он не имеет сплошного распространения и развит только в северных районах. Его нижней границей служит отражающий горизонт А. Этот горизонт фиксирует качественную смену акустической характеристики среды вверх по разрезу от сложной (хаотической) волновой картины к интервалам с большим количеством регионально выдержанных отражающих горизонтов.

Внутренняя структура сейсмокомплекса подчеркнута субконформными регионально выдержанными отражающими горизонтами IIa, IIб и IIв, разделяющими его на ряд сеймопачек. Рельеф отражающих горизонтов характе-

ризуется большей контрастностью (относительно вышележащих). Амплитуды колебаний глубин их залегания могут достигать 1-1,5 с, в рельефе отражающего горизонта А – 2-2,5 с. Формы сейсмического рельефа не всегда наследуются вверх по разрезу в гипсометрии отражающих границ верхнего сейсмокомплекса Ів-Б, поэтому здесь можно предполагать наличие явлений перестройки структурного плана. Местами между горизонтами наблюдаются несогласные взаимоотношения, которые отчетливо выявляются в присводовых частях «положительных форм рельефа» сейсмогоризонтов, а также в краевых частях распространения сеймопачек. Среди них наиболее распространено несогласие между отражениями Іб и Іа (см. рис. 1 Б).

Кровля нижнего сейсмокомплекса совпадает с региональным сейсмическим несогласием на уровне отражающего горизонта Ів, которое наиболее отчетливо прослеживается на сейсмопрофилях в северной части НТМ. Отражение в ряде районов ведет себя несогласно по отношению к нижележащим горизонтам. В то же время в ряде случаев подмечено налегание на него вышележащего горизонта Іб (см. рис. 1 Б).

Перекрывающий *сейсмический комплекс Ів-Б* объединяет интервалы временных разрезов с субпараллельными отражающими горизонтами (Іб, Іа, T_4 (T_3), T_4 , T_3 , T_2 и T_1 и др.). Для ограниченных этими горизонтами сеймопачек характерно увеличение площади распространения от нижних к верхним. Кровля сейсмокомплекса совпадает с отражающим горизонтом Б. Помимо своей динамической выраженности, он представляет собой поверхность регионально-сейсмического несогласия, к которой прилегал серия наклонных отражений сейсмокомплекса Б-М (см. рис. 1 Б).

Сейсмо- и литологостратиграфические корреляции

Уровень горизонта А на территории НТМ вскрыт скважинами лишь вне области развития отражений групп ІІ, І и сопоставляется с эрозивной поверхностью фундамента плиты, представленного пестрой гаммой пород широкого стратиграфического интервала [Сурков, Жеро, 1981; Бочкарев, 1995 и др.].

Интервал чехла, которому гипсометрически соответствуют отражающие горизонты Ів, Іб, Іа (Іг) и Ів, пока вскрыт только СГ-6. Здесь ниж-

няя часть домеловых комплексов представлена красноселькупской серией, которая расчленяется на аймальскую, коротчаевскую и хадырьяхинскую свиты [Нестеров и др., 1995; Ехлаков, Угрюмов, 1996; Казанский и др., 1996]. Она вскрыта с глубины 6420 м, при этом отражающий горизонт Іа (глубина 6560 м по [Певзнер и др., 1998]) соответствует кровельной части красноселькупской серии, где сопоставляется с поверхностью базальтов, а горизонты Іб (6830 м по [Певзнер и др., 1998]) и Ів (7200 м по [Дружинин и др., 1988]) соотносятся с различными уровнями коротчаевской свиты (табл. 1).

Серия сложена преимущественно базальтами, среди которых встречаются пачки туфов, аргиллитов и углистых аргиллитов. В нижней части разреза (аймальская свита) отмечено присутствие пластовых интрузий микродолеритов. Возраст серии датируется по палинокомплексам и флористическим остаткам как позднепермско-оленекский [Нестеров и др., 1995; Пуртова, 1996; Бочкарев и др., 2000]; не исключено, что ее верхняя часть охарактеризована средне-триасовым палинокомплексом (условно анизийский ярус) [Киричкова, 1999].

Изотопные датировки самих базальтов не отличаются высокой надежностью, а такие заниженные значения, как 47 ± 5 и 38 ± 28 [Нестеров и др., 1995], 58 ± 1 и 85 ± 7 млн лет [Ехлаков, Угрюмов, 1996], вероятно, являются прямым следствием трансформации изотопной системы пород под воздействием наложенных процессов. Но, так как базальты подверглись преимущественно низкотемпературным и низкobarическим изменениям, появилась возможность провести возрастное датирование разреза серии с использованием методов палеомагнитных исследований [Казанский и др., 2000]. Так, в средней части аймальской свиты (интервал 7383–7355 м) выделена граница перми и триаса.

Уровень отражающего горизонта Ів (см. табл. 1) в СГ-6 по данным МОГТ [Соседков и др., 1986; Дружинин и др., 1988] и ВСП [Певзнер и др., 1996] гипсометрически (глубина 6000–6010 м) тяготеет к кровле пурской свиты (6011–6419 м) [Нестеров и др., 1995], выделяемой в основании тампейской серии. Свита сложена породами аргиллито-алевролита-песчаного состава, а ее возраст определен как T_1 о- T_2 а [Нестеров и др., 1995], хотя другими авторами принимается более молодой возраст – T_2 і- T_3 к или T_2 і- T_3 [Киричкова и др., 1999; Казаков и др., 2000]. Возможно, что отражение Ів связано с

Таблица 1

Схема сейсмостратиграфической корреляции отражающих горизонтов в домеловой части чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречьи

Сеймокомплексы	Сеймопанчи	Основные отражающие горизонты	Литологические пакки	Свиты	Серии	Структурные подъярусы	Структурные ярусы
Б-М	В ₀ -М В ₀ -В ₁ В ₁ -В ₀ В ₂ -В ₁ В ₃ -В ₂ В ₄ -В ₃ В ₅ -В ₄ В ₆ -В ₅	М В ₀ В ₁ В ₂ В ₃ В ₄ В ₅ В ₆	пимкая чеускинская покачевская урьевская и др.	тангаловская, сортымская и их возрастные аналоги. (J ₁ km ₂ -K ₁ a ₁)			Неокомский
				яновстанская (J ₁ km ₂ -v ₁)			
Iв-Б	Т ₁ -Б Т ₂ -Т ₁ Т ₃ -Т ₂ Т ₄ -Т ₃ Т ₅ -Т ₄ Iа-Т ₅ Iб-Iа Iв-Iб	Б Т ₁ Т ₂ Т ₃ Т ₄ Т ₅ Iа Iб Iв	- ? - - ? - радомская тогурская	бажновская (J ₁ v-K ₁ b) абалкская + васюганская + точинская + георгиевская + сивовская (J ₁ k-J ₁ v)	малышев- ская (J ₁ b-K ₁ k) леонтьев- ская (J ₁ b-J ₁ b)	Завоуковская (I ₁ b-J ₁ k) Большехетская	Среднетриас-верхнеюрский
				яновстанская (J ₁ km ₂ -v ₁)	томенская (J ₂ a ₁ -J ₂ k ₁)		
				котухтинская и ее аналоги (J ₁ p ₂ -J ₁ a ₂)	вымская (J ₁ a ₂ -J ₁ b ₂)		
				ягельная (J ₁ p ₂ -J ₁ p ₂)	лайдинская (J ₁ b ₂ -J ₁ a ₂)		
				береговая (J ₁ b-J ₁ p ₂)	джангольская (J ₁ p ₂ -J ₁ b ₂)		
				левинская (J ₁ p ₂ -J ₁ p ₂)	зимняя (J ₁ b-J ₁ p ₂)		
				витютинская + варенгахинская (T ₁ -T ₁)			
				пурская (T ₁ o-T ₂ a)			
				коротчаевская (T ₁ i-T ₁ o)			
				Осадочный комплекс + Красноселькупская серия (P ₁ (?) ^o -T ₁ o)			
А-Iв	IIа-IIв IIб-IIа IIв-IIб А-IIв	IIа IIб IIв А		?	Тампейская (T ₁ -T ₁)	Верхнепалеозойско(?) нижнетриасовый	
				?			
				?			
				?			

несогласием, которое показано в стратиграфических колонках в ряде работ [Киричкова и др., 1999; Казаков и др., 2000], или с местным размывом в кровле пурской свиты [Нестеров и др., 1995]. Эти предположения, в связи с отсутствием достаточного количества скважин, вскрывших этот интервал разреза, требуют дальнейшего уточнения. Определенные надежды в решении этого вопроса, как равно и дискуссионных моментов, связанных с привязкой сейсмогоризонтов группы II, а также А в области распространения сеймокомплекса А-IV и, собственно, возрастных и литолого-формационных характеристик этой части разреза чехла (см. далее) связываются с начатым в 2000 г. бурением СГ-7 на Ен-Яхинской площади (район регионального сейсмического профиля № 29) с проектной глубиной в 7500 м [Брехунцов и др., 2003].

Интервал сеймокомплекса IV-B соответствует верхней части тампейской серии (варенгаяхинская и витютинская свиты) триасового возраста, ниже-среднеюрским заводоуковской и большехетской сериям, а также келловей-волжским отложениям [Решение..., 1991] (см. табл. 1). С кровлей тампейской серии сопоставляется отражающий горизонт Ia [Нестеров и др., 1995].

Варенгаяхинская и витютинская свиты имеют песчано-алевролитно-аргиллитовый состав. Кроме этого, на разных уровнях присутствуют прослои гравелитов и конгломератов. Ее разрезы вскрыты Уренгойскими скважинами № 410, 411, 414, 673, СГ-6, Юбилейной-200, Тарко-Салинской-299, Ево-Яхинской-356 и Геологической-35. Возраст свит определяется преимущественно по палинокомплексам и флористическим остаткам как средне-верхнетриасовый [Нестеров и др., 1995; Пуртова, 1996; Бочкарев и др., 2000 и др.].

Группа сейсмических отражений Т (см. табл. 1) подчеркивает слоистую структуру терригенных ниже-среднеюрских отложений, которые в пределах НТМ входят, главным образом, в состав заводоуковской серии. На самом севере они замещаются одновозрастными и близкими по составу, но более мористыми образованиями большехетской серии. В составе заводоуковской серии выделяются береговая, ягельная, котухтинская свиты и их возрастные аналоги [Решение..., 1991], включающие отложения нижней и части ааленского яруса средней юры, а также аален-батские и, частично,

нижнекелловейские образования тюменской свиты. Судя по неоднородностям рельефа фундамента и границам распространения отдельных сеймопачек, зона латерального перехода между двумя сериями должна соответствовать градиентным зонам на границе нижней и средней региональных ступеней в рельефе фундамента (см. рис. 1 А, раздел «Морфотектоника рельефа...»).

Анализ ряда опубликованных [Нефтегазоносные..., 1988; Соседков, 1988; Кунин и др., 1995 и др.] и фондовых работ (Высоцкий В.Н. и др., 1990; Рысев В.В. и др., 1999; Нестеров И.И. и др., 1999) позволил представить следующую схему привязки отражений группы Т к стратиграфическим подразделениям. Отражение T_5 (T_4^1) на большей части междуречья соотносится с аргиллитовыми образованиями левинского горизонта (ягельная свита), T_4 – преимущественно с тогурской, а T_3 – с радомской аргиллитовыми пачками. Сейсмический горизонт T_2 сопоставляется с отложениями вымского горизонта (средняя и кровельная части нижнетюменской подсвиты). Привязка горизонта T_1 колеблется в пределах вымского и васюганского горизонтов (от низов верхнетюменской подсвиты до ее кровельной части и подошвы васюганской свиты).

Основание келловей-волжского разреза представлено преимущественно аргиллитами нижневасюганского подгоризонта, который, с запада на восток, включает нижнюю часть абалакской свиты, нижневасюганскую подсвиту и точинскую свиту [Решение..., 1991]. С верхневасюганского подгоризонта начинается дифференциация разреза на «западный» и «восточный» типы. В западных и северо-западных районах НТМ он представлен аргиллитами средней части абалакской подсвиты. На остальной территории преобладают песчано-алевролитовые породы верхней подсвиты васюганской свиты и, далее на восток, нижней подсвиты сиговской свиты. Подобная тенденция сохраняется для георгиевского и баженовского горизонтов. Здесь в качестве промежуточного типа разреза между «западным» (верхи абалакской, георгиевская и баженовская свиты аргиллитового состава и мощностью несколько десятков метров) и «восточным» (верхнесиговская подсвита и яновстанская свита с увеличенной долей песчано-алевролитового материала и мощностями до первых сотен метров) выделяется марьяновская свита [Шемин и др., 2000]. Юрский разрез

на большей части НТМ заканчивается битуминозными аргиллитами баженовской свиты, верхняя часть которых датируется берриасским веком. Благодаря своим физическим свойствам, эти аргиллиты достаточно уверенно опознаются на каротажных диаграммах, а также формируют отражающий горизонт Б.

Изменения в литологии верхнеюрского комплекса выражаются в увеличении мощности сейсмочапки Т₁-Б с запада на восток, а также в прекращении прослеживания отражающей границы Б, вместо которой на временных разрезах появляется два отражающих горизонта: Б₂₀, коррелируемый с кровлей сиговской свиты, и Б₄₀, соответствующий кровле васюганской свиты (Галунский В.А. и др., 1993). Кроме того, регистрируется и группа отражений Б_я, которая подчеркивает клиноформное строение яновстанской свиты. Клиноформное строение последней предполагает ее рассмотрение совместно с нижнемеловыми отложениями в составе сейсмокомплекса Б-М.

Литологические формации

Сейсмо- и литологостратиграфические корреляции, дополненные данными сейсмофациальных, геохимических и ряда других методов исследований, создают основу для выделения в изучаемом объеме чехла литологических формаций и составляющих их литофациальных тел.

Сейсмокомплекс А-Ів на значительную часть своей мощности вскрыт только СГ-6 в краевой части своего распространения на широте сейсмопрофиля № 25, поэтому суждения о формационных особенностях этой части чехла весьма предположительны. Как правило, ее состав прогнозировался на основе геофизических характеристик. Так, наличие на сейсмических профилях (в пределах НТМ №№ 23-35, 106 д, 107, 107 д, 108, 109) выдержанных акустических реперов (Ів, Іб, Іа) позволило высказать мнение, что формационную основу яруса составляют комплексы, являющиеся аналогами континентальных терригенно-углистых отложений тунгусской серии Сибирской платформы, а с учетом широкого развития продуктов траппового магматизма в верхнепалеозойско-нижнемезозойских комплексах Сибирской платформы и Таймыра не исключалась возможность распространения вулканогенных образований в интервале чехла между отражениями А-Ів [Гиршгорн и др., 1987]. Косвенную инфор-

мацию о площадной распространенности магматогенных образований содержат результаты количественной интерпретации данных магниторазведки, согласно которым они распространены приблизительно лишь на 10 % площади [Кунин, Самойлюк, 1982].

Бурение СГ-6 в пределах положительной магнитной аномалии подтвердило наличие в составе яруса магматогенных образований основного состава (красноселькупская серия). Геохимически оливиновые и плагиоклазовые разности базальтов в СГ-6 близки между собой и отвечают группе низкокальциевых толеитовых базальтов континентов (содержание К₂О не превышает 0,3 мас. %) [Кременецкий, Гладких, 1997]. Вместе с тем, в нижней части коротчаевской свиты (инт. 7003,7-7310 м) и в интервале 7475-7485 м аймальской свиты преобладают субщелочные разности базальтов [Бибенина, 1996]. Для магматических пород серии характерны существенные преобразования под воздействием наложенных процессов. Подобные вулканогенно-осадочные комплексы позднепермско-раннетриасового возраста вскрыты и вне области распространения сейсмокомплекса А-Ів в фундаменте ЗСП на Светлогорской (скв. № 315), Черничной (скв. № 46) и Толькинской (скв. № 300) площадях [Бочкарев, 1995]. В формационном отношении вулканогенный комплекс красноселькупской серии сопоставляется с траппами Сибирской платформы [Бибенина, 1996; Кременецкий, Гладких, 1997; Альмухамедов и др., 1998].

Непосредственно основание интервала, соответствующего сейсмокомплексу Ів-Б, вскрыто рядом скважин в Уренгойском районе. Здесь обособляется конгломерат-гравелит-аргиллитовая формация мощностью до 500–600 м (табл. 2). Она объединяет отложения варенга-яхинской, витютинской и части береговой свиты стратиграфическим объемом Т₂1 – J₁s [Нестеров и др., 1995; Ехлаков, Угрюмов, 1996]. В структуре формации интервалы с преобладанием конгломерато-гравелитовых разностей, наряду с крупнозернистыми песчаниками, слагают иногда до половины разреза, линзовидно или ритмично чередуясь с интервалами преимущественного распространения аргиллитовых разностей. Верхняя граница формации не имеет привязки к конкретному сейсмическому реперу, но о площади ее распространения приблизительно можно судить, ориентируясь на отражающий горизонт Іа.

Таблица 2

Формации средне-триас-верхнеюрского структурного подъяруса (составлена с использованием [Нефтегазоносные..., 1988])

Формация	Соответствующие стратиграфические подразделения	Возраст	Мощность	Сейсмический интервал
битуменозных аргиллитов	баженовская свита	$J_3 v-K_1 b_1$	25-50 м	Т ₁ -Б
<i>На западе:</i> массивная аргиллитовая	абалакская, васюганская, точинская, сиговская, георгиевская свиты	$J_2 k-J_3 v_1$	до 50 м от 50 до 200-300 м	
<i>На востоке:</i> ритмично-горизонтально-слоистая песчано-аргиллитовая	верхнекотухтинская подсвита и ее возрастные аналоги, тюменская свита	$J_1 t_2-J_2 k_1$	от 300 до 800-1000 м	Т ₄ -Т ₁
линзовидно-слоистая песчано-аргиллитовая угленосная	ягельная свита и нижние подсвиты котухтинской свиты и ее возрастных аналогов	$J_1 t_1-J_1 t_1$	от 0 до 1200-1500 м	А(1а)-Т ₄
<i>На севере:</i> ритмично-горизонтально-слоистая песчано-аргиллитовая субугленосная				
горизонтально-слоистая песчано-аргиллитовая угленосная	береговая, варенгайхинская, витюгинская свиты	$T_2 l-J_1 s$	от 0 до 500-600 м	Ив-1а
ритмично-горизонтально-слоистая конгломерат-гравелит-аргиллитовая				

Выше лежащие ниже-среднеюрские отложения, как правило, объединялись в формации, соответствующие по стратиграфическому объему заводоуковской и большехетской сериям. Так, в северной части НТМ обособлена ритмично-горизонтально-слоистая песчано-алевролитно-глинистая формация (большехетская серия), мощности которой убывают в южном, западном и восточном направлениях от 2 000 до 500 м. Здесь по латерали ее сменяет линзовидно-слоистая песчано-алевролитно-глинистая субугленосная формация (заводоуковская серия) [Нефтегазоносные..., 1988 и др.]. В то же время, новые данные по корреляции ниже-среднеюрских разрезов, их сейсмофациальным и промыслово-геофизическим характеристикам (Высоцкий В.Н. и др., 1990 [Чиков и др., 1997; Бочкарев и др., 2000]) позволяют обособить в объеме заводоуковской серии две самостоятельных формации (см. табл. 2): ритмично-горизонтально-слоистую песчано-аргиллитовую угленосную ($J_1h-J_1t_1$) и линзовидно-слоистую песчано-аргиллитовую угленосную ($J_1t_2-J_2k_1$). Первой соответствуют сейсмические картины интервалов А(Іа)- T_4 , второй – T_4-T_1 . Геттанг-нижнеюрская формация распространена практически на всей территории НТМ, замещаясь на западе, востоке и юго-востоке существенно песчаным, а на юге и юго-западе – песчано-алевролитно-аргиллитовым разрезом или выклиниваясь по направлению к апикальным частям Сургутского и Нижнеуртовского сводов. Мощности формации увеличиваются с юга на север от 0 до 1200–1500 м. Но остается открытым вопрос о стратиграфических и пространственных соотношениях нижеюрской формации с базальной конгломерат-гравелит-аргиллитовой, объединяющей в составе подъяруса отложения триаса, а в ряде случаев, и нижней юры в объеме геттанга-синемюра. Среднеюрская формация имеет линзовидно-слоистое строение и характеризуется повышенным содержанием углистых пропластков. Ее мощности также увеличиваются в северном направлении от 300 до 800–1000 м, а внутреннюю структуру на сейсмических разрезах подчеркивают отражающие горизонты T_3 и T_2 .

Выше по разрезу субширотное распределение формаций и их мощностей меняется на субмеридиональное, и среди формаций келловей-ранневолжского возраста с запада на восток широким распространением пользуются: аргиллитовая мощностью до 50 м (абалакская

и георгиевская свиты) и песчано-аргиллитовая (васюганская, сиговская свиты), мощность которой нарастает на восток от 50 до 200–300 м.

Венчает разрез подъяруса маломощная (25–50 м) формация битуминозных аргиллитов (баженовская свита, $J_3v-K_1b_1$). Сменяющая ее в восточной части НТМ алевролитно-аргиллитовая формация (J_3k_2-v , яновстанская свита) на сейсмических разрезах имеет клиноформное строение (группа отражений Бя) и поэтому относится к неокомскому структурному подъярсу. Рассмотренному келловей-верхнеюрскому формационному ряду соответствуют отражения интервалов T_1 -Б.

Морфотектоника рельефа реперных поверхностей

Морфотектонический анализ позволяет выявить основные черты морфологии граничных и внутренних реперных поверхностей обособленных сейсмокомплексов, а также структурные неоднородности соответствующих геологических подразделений (в том числе несоответствия в структурных планах).

Наиболее крупные неоднородности рельефа подошвы осадочного чехла (отражающий горизонт А) обусловлены наличием трех региональных субширотных высотных ступеней (см. рис. 1 А, рис. 2 А). В пределах южной ступени преобладают абсолютные отметки от –4000 до –4500 м, погружаясь во внутренних впадинах до –5600 м. Средняя ступень характеризуется преимущественно отметками от –7000 до –7500 м, а северная – глубинами более 10000 м [Деев и др., 2000]. Таким образом, намечается региональная тенденция погружения кровли фундамента в север-северо-восточном направлении с общим перепадом высот свыше 6 км. Поверхности ступеней различаются и по контрастности расчленения рельефа. Наименьшей расчлененностью характеризуется южная ступень, наибольшей – северная. Переходы между региональными ступенями имеют преимущественно высокоградиентный (для платформенных обстановок) характер.

При дальнейшем рассмотрении, по тектоническому рисунку и ориентировке структурных форм, а также по характеру и степени расчлененности рельефа кровли фундамента в пределах НТМ выделяется шесть морфотектонических районов: Надымский, Таркосалинский, Толькинский, Уренгойский, Русско-Часельский

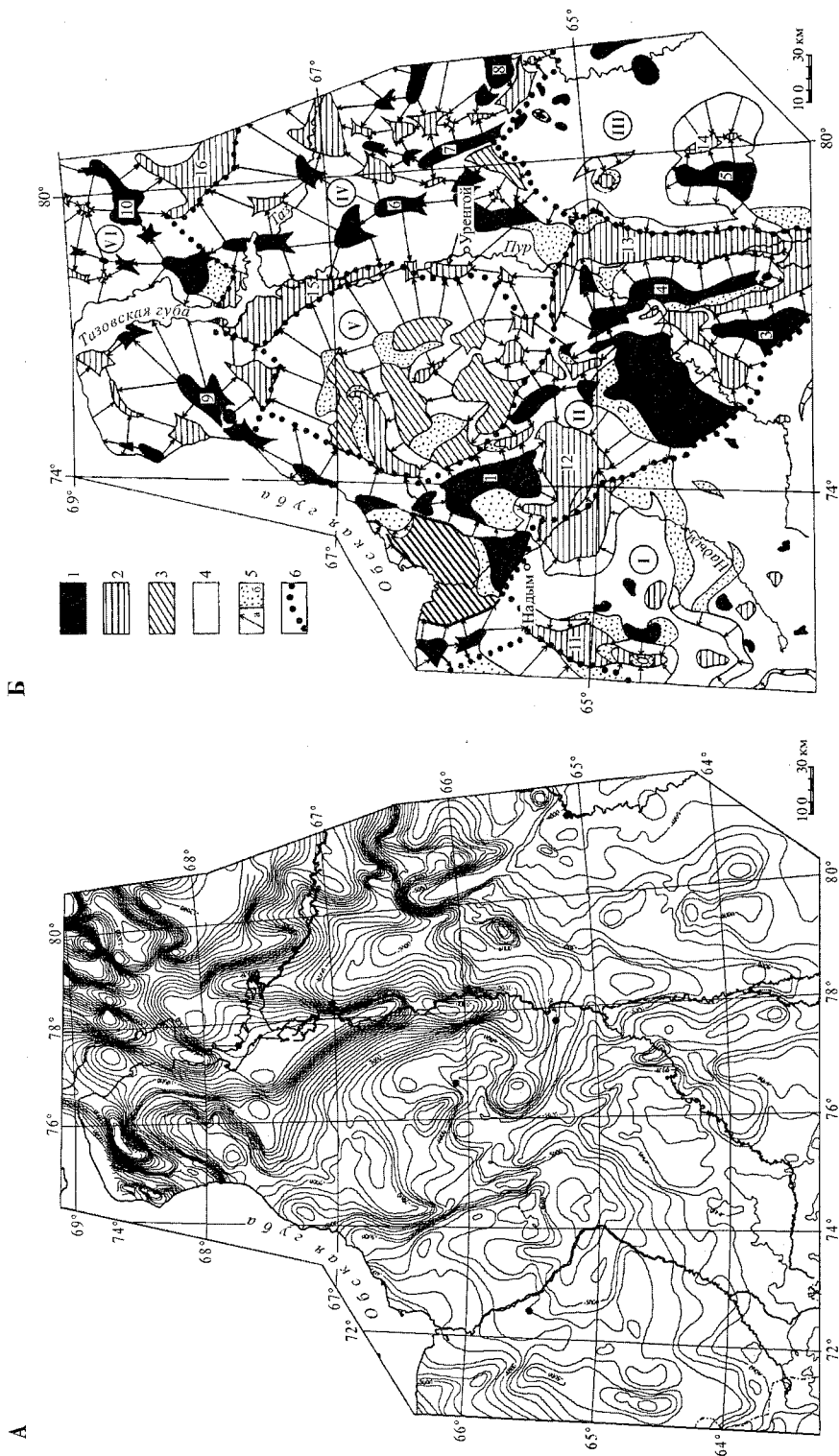


Рис. 2. А – структурная карта подошвы осадочного чехла (отражающий горизонт А) Западно-Сибирской плиты Надым-Газовском междуречье, сечение изогипс 200 м [Дев и др., 2000]. Б – схема морфотектонического районирования подошвы осадочного чехла Западно-Сибирской плиты в пределах Надым-Газовского междуречья. 1 – вершинные склоновые площадки; 4 – области малоамплитудных поднятий и впадин; 5 – склоновые зоны; а – высокоградиентные формы; 3 – наиболее крупные склоновые площадки; 4 – области морфотектонических районов. Римскими цифрами обозначены морфотектонические районы (I-VI): I – Надымский, II – Таркосалинский, III – Толькинский, IV – Русско-Часельский, V – Уренгойский, VI – Мессояхский. Арабскими цифрами на схеме обозначены основные положительные (1-10) и отрицательные (11-16) структурные формы: 1 – Медвежья, 2 – Северная, 3 – Вынгапуровская, 4 – Етыпуровская, 5 – Харампурская, 6 – Хадырьяхинско-Газовская, 7 – Часельская, 8 – Красноселькупская, 9 – Ямбургская, 10 – Среднемессояхская, 11 – Хейгийская, 12 – Верхнеганловская, 13 – Пурская, 14 – Восточно-Харампурская, 15 – Уренгойская, 16 – Северо-Газовская.

и Мессояхский (рис. 2 Б). Первые три располагаются преимущественно в пределах верхней региональной ступени, следующие два – в пределах средней и последний – в нижней.

Надымский район охватывает территории бассейна р. Надым и верховьев р. Пякупур. Зоной флексуобразного перегиба северо-восточного простирания поверхность в пределах района разделяется на два самостоятельных блока: южный (Верхненадымский блок, или Северо-Сургутская моноклиналь) и северный (Средненадымский блок, или Надымская мегавпадина). В пределах Верхненадымского блока кровля фундамента погружается на север от –3500 до –4300 м. Общее погружение поверхности осложняется локальными (до 100 м) изометричными аномалиями рельефа и низкоградийными зонами. В центральной приподнятой части Средненадымского блока выровненная поверхность подошвы чехла расположена на глубинах 4500–4600 м и также осложнена локальными поднятиями и мульдами. К западу и востоку она погружается до глубин 5000–5500 м. Изменения от подошвы к кровельной части доломовых комплексов в пределах Надымского района выражаются в уменьшении контрастности расчленения рельефа структурных поверхностей, сокращении амплитуд и миграции границ отдельных структурных форм (морфоструктур) (см. рис. 2, 3). Так, при сохранении общей тенденции погружения на север поверхности отражающего горизонта Б, общий высотный перепад в пределах Северо-Сургутской моноклинали сокращается с 800 до 300 м, в пределах Надымской мегавпадины – с 700–1000 м до 200–300 м.

Толькинский район (Толькинская моноклиналь) обособляется в юго-восточной части НТМ. В его пределах рельеф рассматриваемых поверхностей (см. рис. 2, 3) характеризуется средней расчлененностью и общим моноклинальным погружением «нормированной» поверхности в запад-северо-западном направлении при перепаде высот от –3800 до –5000 м и от –2100 до –3300 м, соответственно. Амплитуды структурных форм, осложняющих общее моноклинальное залегание отложений, закономерно сокращаются вверх по разрезу. К примеру, амплитуда Харампурского вала убывает с 400 до 140 м, Восточно-Харампурской впадины – с 700 до 240 м, Северо-Толькинского вала – со 100 до 60 м.

Уренгойский район географически приурочен к междуречью Ягенетты и Хадут-

тэ. В его пределах подошва чехла погружается на северо-запад от 5000 до 7200 м; погружение осложнено флексурными перегибами северо-восточного простирания и расположенными между ними уплощенными площадками с абсолютными отметками –5000...–5900, –6000...–6100 и –7000...–7200 м.

Таркосалинский район расположен в междуречье рр. Надыма и Пура. Его площадь увеличивается к северу в объеме рассматриваемого комплекса отложений за счет слияния собственно Таркосалинского района с Уренгойским (см. рис. 2, 3). Рельеф граничных поверхностей в пределах района представляет собой поясную эшелонированную систему контрастно выраженных крупных валообразных поднятий и разделяющих их прогибов, ориентированную в субмеридиональном направлении. Для большинства морфоструктур характерен в той или иной мере асимметричный профиль и часто ступенчатое строение, а их амплитуды от подошвы чехла к кровле юры сокращаются приблизительно в два раза. К примеру, Етыпуровский мегавал в рельефе отражающего горизонта А имеет амплитуду около 700 м, а в рельефе горизонта Б – 300 м, Пякупурско-Ампутинский мегапрогиб – 800–900 м и 400–450 м, соответственно. Амплитудно-градийные характеристики склонов структурных форм являются аномальными для платформенных обстановок, что, вероятно, указывает на их связь с зонами дизъюнктивов [Чиков и др., 1997].

Севернее Толькинского расположен **Русско-Часельский район**. В рельефе подошвы чехла в его пределах проявлена система контрастно выраженных структурных форм преимущественно меридиональной ориентировки (Хадырьяхинско-Тазовский, Часельский, Красноселькупский мегавалы, Тазовский и Западно-Часельский мегапрогибы). Перепады высот между наиболее поднятыми и опущенными частями расположенных рядом морфоструктур зачастую достигают 1–3 км. В центральной части района эта система, в целом, сохраняется в пределах всего объема доломовой части чехла с уменьшением перепадов высот структурной поверхности Б до 600–1000 м. Существенно здесь изменяются морфотектонические характеристики лишь в западной и восточной частях района, где формируются области моноклинального ступенчатого погружения.

Наибольшие морфоструктурные изменения в объеме чехла, ограниченного отражаю-

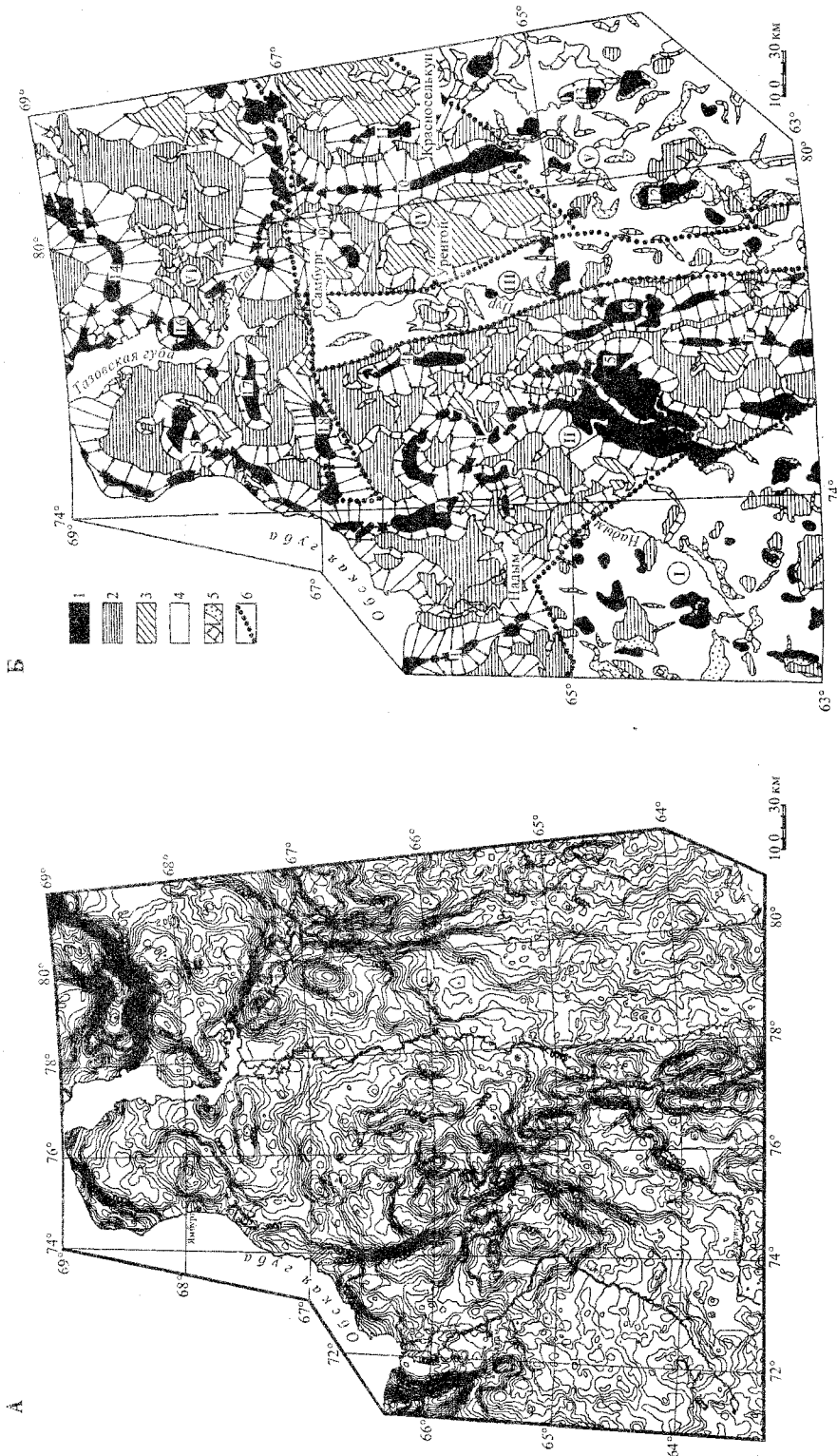


Рис. 3. А – фрагмент «Карты рельефа кровли юрского комплекса северной части Западно-Сибирской плиты» по [Belyaev et al., 2001]. Сечение изогипс 40 м. Б – схема морфотектонического районирования кровли среднетриас-верхнеюрского структурного подъяруса чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье по [Деев, Зиновьев, 1999]. 1 – вершинные поверхности поднятий; 2 – днища впадин; 3 – наиболее крупные склоновые площадки (ступени); 4 – области малоамплитудных поднятий и впадин; 5 – склоновые зоны; 6 – высокоградентные, 6 – низкоградентные; 6 – границы морфотектонических районов. Морфотектонические районы (I-VI): I – Надымский, II – Таркосалинский, III – Пурский, IV – Русско-Часельский, V – Толькинский, VI – Большехетский. Основные положительные структурные формы (1-18): 1 – Ярудейская, 2 – Медвежья, 3 – Танловская, 4 – Нижнепурская, 5 – Пурлейская, 6 – Етыпуровская, 7 – Вынгапуровская, 8 – Тагринская, 9 – Заполярная, 10 – Часельская, 11 – Красноселькупская, 12 – Харампурская, 13 – Северо-Толькинская, 14 – Мессояхская, 15 – Ямбургская, 16 – Юрхаровская, 17 – Оликуминская, 18 – Песцовая.

щими горизонтами А и Б, наблюдаются в северной части НТМ. В рельефе подошвы чехла здесь обособляется *Мессояхский морфотектонический район*, в пределах которого структурная поверхность наиболее расчленена и представляет собой эшелонированную систему сопряженных контрастных вытянутых в северо-восточном направлении «горстовидных» поднятий и разделяющих их «грабенообразных» прогибов (см. рис. 2). Структурные формы осложнены поперечными градиентными зонами с высотными перепадами до 3000–5000 м.

Но уже в объеме чехла, ограниченном отражающими реперами Iв-Б (рис. 3, 4), в пределах района преобладают контрастные структурные формы субширотной ориентировки. Так, в рельефе отражающего горизонта Б (см. рис. 3) в центральной части района выделяется Мессояхский мегавал S-образной формы (амплитуда до 1400 м). С юга и с севера от него расположены Антипаютинская и Большехетская мегавпадины, с максимальными амплитудами глубин до 500 м. Таким образом, в результате перестройки структурного плана снизу вверх по раз-

резу домеловых отложений, на месте Мессояхского и, частично, северных частей Русско-Часельского и Уренгойского районов «формируется» новый (*Большехетский*) морфотектонический район. Характерной его чертой является несоответствие морфотектонического плана по отношению к морфоструктурам сейсмокомплекса А-Iв, проявляющееся в смене общей ориентировки структурных форм, наличии «погребенных» и новообразованных морфоструктур.

В рельефе кровли юры обособляется еще один морфотектонический район – *Пурский*, в пределах которого структурная поверхность представляет собой наклонный субмеридионально ориентированный желоб (средняя ширина 60 км, длина более 400 км) и погружается на север от –3200 м до –4200 м. Формирование района в объеме домеловых комплексов является результатом последовательного заполнения системы прогибов, расположенных в пределах различных ступеней рельефа поверхности фундамента и разделенных между собой градиентными зонами с перепадами высот в сотни метров – первые километры (см. рис. 2-4).

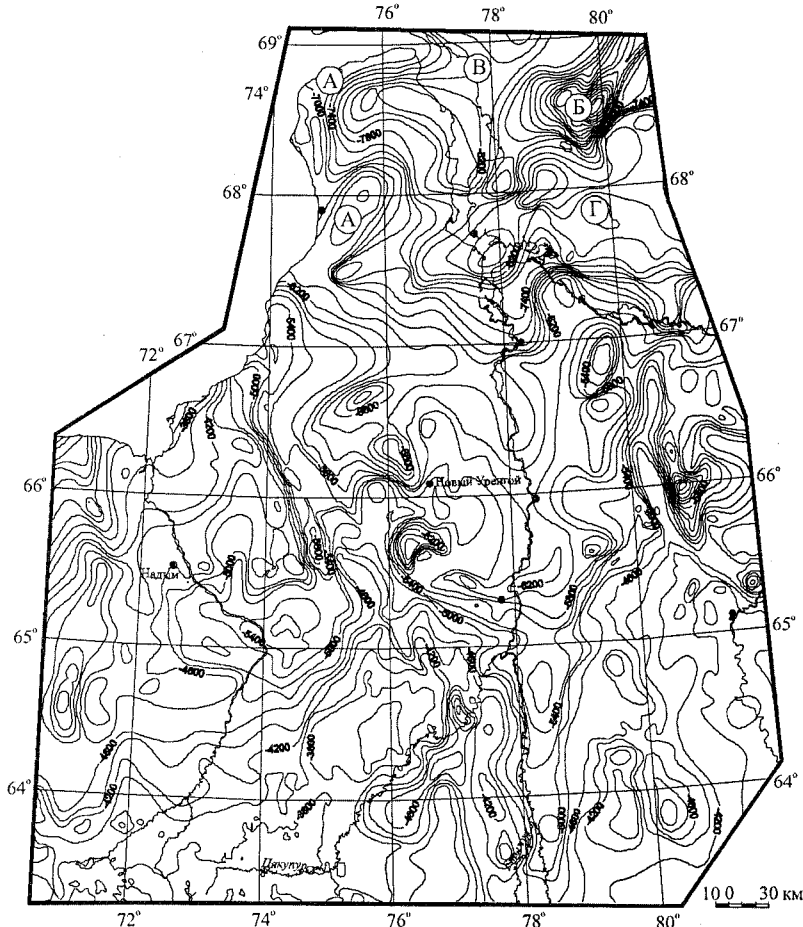


Рис. 4. Структурная карта подошвы среднетриас-верхнеюрского структурного подъяруса чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье (отражающие горизонты А-Iв).

Составлена Е.В. Деевым, С.В. Зиновьевым, С.Н. Новиковой с использованием материалов ПГО «Ямалгеофизика» [Соседков и др., 1986]. Сечение изогипс 200 м. Основные структурные формы, выраженные в рельефе отражающего горизонта Iв (А-Г): А – Нижнемессояхско-Ямбургский свод; Б – Танамско-Усть-Портовский свод; В – Антипаютинская мегавпадина; Г – Большехетская мегавпадина.

Таким образом, районирование рельефа структурных поверхностей позволило выявить морфотектонические характеристики домеловой части чехла, от наиболее крупных (морфотектонические районы) до разнопорядковых структурных форм, показать в северной части НТМ несоответствие морфотектонических характеристик интервалов чехла, ограниченных сейсмогоризонтами А-Ів и Ів-Б.

Структурная модель домеловых комплексов

Основные черты тектоники домеловых комплексов чехла отражает их структурная модель, фиксирующая два главных момента: 1) распределение в объеме множества типовых тектонических элементов (в соответствии с общей классификацией) и 2) их связи и отношения (выше, ниже, постепенные переходы и т.п.). Структурная модель является законченным (на момент исследования) представлением о геологической ситуации, разработанным на основе научного анализа геолого-геофизических данных с учетом ранее полученных результатов аналогичных работ.

Комплексы домелового возраста составляют нижнюю часть чехла ЗСП. Они залегают с региональным несогласием на полиформационных преимущественно палеозойских образованиях фундамента плиты. «Слой» домеловой части чехла в пределах изученной территории НТМ характеризуется общим увеличением мощности с юга на север от 1000–1200 м до величин порядка 6–8 и более тысяч метров. При этом до 66 параллели мощности отложений нарастают достаточно плавно от 1000–1200 м до 2000–2400 м. Их увеличение происходит как за счет общего возрастания мощностей самостоятельных стратиграфических интервалов, так и за счет расширения стратиграфического диапазона нижнеюрской части. Севернее 66 параллели происходит резкий скачок мощностей, величины которых достигают 6–8 и более тысяч метров в отдельных депрессиях. Такие изменения в порядке величин мощностей обусловлены, прежде всего, тем, что в северных районах НТМ происходит надстройка чехла ЗСП снизу за счет триасовых и, возможно, верхнепалеозойских отложений.

Приведенные выше сейсмоструктурная модель, результаты изучения литолого-формационных, морфотектонических и деформацион-

ных характеристик в исследуемом районе позволяют говорить о наличии в составе домеловой части чехла ЗСП в пределах НТМ двух обособленных интервалов. Явными отличиями обладает самый нижний интервал, соответствующий сейсмокомплексу А-Ів (см. рис. 1 Б). Его специфические морфотектонические и формационные характеристики, а также существенно ограниченная область распространения, позволяют рассматривать эту часть чехла в качестве самостоятельного верхнепалеозойско(?)–нижнетриасового структурного яруса.

Сейсмоструктура и морфотектонические характеристики оставшегося объема домелового «слоя», в целом, конформны более молодой части чехла, что позволяет рассматривать их в качестве единого среднетриас-кайнозойского структурного яруса. Ярус сложен морскими, прибрежно-морскими и континентальными терригенными формациями. Однако характер их слоистой структуры в пределах яруса не остается постоянным. Именно критерий «слоистой структуры» позволяет провести дальнейшее расчленение яруса на структурные подъяруса. Так, в нижней части чехла наиболее четко выражен контраст в характере наложения между среднетриас-верхнеюрскими и преимущественно неокотскими отложениями. Слоистая структура первых подчеркивается на сейсмических разрезах серией выдержанных субпараллельных отражений в интервале Ів-Б, вторых – клиноформными отражениями сейсмокомплекса Б-М (см. рис. 1 Б). Но, так как верхнеюрские отложения слагают лишь небольшую часть неокотского подъяруса на востоке исследуемой территории (яновстанская свита $J_{km_2-v_1}$), в работе рассмотрена только нижняя часть (среднетриас-верхнеюрский подъярус) среднетриас-кайнозойского структурного яруса.

Верхнепалеозойско(?)–нижнетриасовый структурный ярус (сейсмокомплекс А-Ів)

В пределах НТМ отложения яруса развиты преимущественно севернее 66 параллели (рис. 5 А). Они залегают на не охарактеризованных бурением палеозойских комплексах фундамента. Отложения яруса располагаются в пределах нижней и, частично, средней региональных высотных ступеней рельефа кровли фундамента (рис. 1 А) [Деев и др., 2000]. Это свидетельствует о том, что ступени в рельефе поверхности фундамента заложились уже к кон-

цу палеозоя – началу триаса и оказывали существенное влияние на процессы седиментации. Кроме этого, рельеф подстилающего фундамента в области распространения яруса интенсивно расчленен; перепады абсолютных отметок горизонта А между вершинными поверхностями и днищами смежных структурных форм достигают 3–5 тыс. м.

Структурные формы (см. рис. 2, 5 А) в центральной части области распространения яруса представляют собой систему сопряженных контрастных мегавалов (Нижнемессояхский, Ямбургско-Ярояхинский, Хадырьяхинско-Тазовский, Танамский) и мегапрогибов (Антипаюгинский, Уренгойско-Яртояхинский, Танамский), север-северо-восточной ориентировки. По периферии система окаймляется Усть-Портовским сводом и Большехетской мегавпадиной. В целом конфигурации системы подчиняются ориентировки морфоструктур следующих порядков. Большинство форм имеет ступенчатое строение с перепадами абсолютных отметок подошвы чехла в зонах поперечных осложнений до 1–3 тыс. м. Высокоградиентные зоны на границах структурных форм и на участках их поперечных осложнений, вероятно, совпадают с концентрациями разрывных нарушений.

Мощности яруса (см. рис. 5 А) нарастают в север-северо-восточном направлении и достигают своих максимальных значений в пределах Уренгойско-Яртояхинского и Танамского мегапрогибов (6 и 8 тыс. м, соответственно). Характер распределения мощностей коррелируется с морфотектоническими особенностями яруса. При этом проявляются резкие колебания мощностей от сводовых частей положительных форм к днищам мегапрогибов, достигающие 3–5 тыс. м.

Сейсмическая расслоенность яруса позволяет предположить, что его формационную основу составляют осадочные формации, возможно, являющиеся аналогами континентальных терригенно-углистых отложений тунгусской серии. Однако в его структуре присутствуют и тела магматогенных образований (красноселькупская серия). В то же время, геофизические материалы не дают ясных представлений о форме этих тел, об их соотношениях с окружающими породами и площадной распространенности. Поэтому структурная позиция триасовых тел магматической природы является на сегодняшний день одним из дискуссионных вопросов региональной геологии ЗСП. Так, по мне-

нию В.С. Бочкарева и его соавторов [Брехунцов и др., 2001; Бочкарев и др., 2003], красноселькупская серия выполняет изолированные грабены на северо-востоке плиты. Один из таких грабенов (Коротчаевский) вскрыт СГ-6. Грабен локализован между пиротными сейсмическими профилями №№ 24-27 и вытянут вдоль линии сейсмопрофиля 106д на 100 км. Вмещающей «рамой» для него предполагаются верхнепалеозойские терригенные угленосные отложения. Такая модель достаточно хорошо согласуется с предлагаемой авторами настоящей работы структурной моделью.

В то же время, в СНИИГГиМСе на протяжении более трех десятков лет развивается идея о триасовой рифтовой системе ЗСП, выполненной вулканогенно-осадочными образованиями туринской серии, а СГ-6 как раз вскрывает вещественные комплексы одной из ветвей этой системы – Уренгойско-Колтогорского рифта. Однако такой модели противоречат, прежде всего, данные о более широкой непрерывной площадной распространенности сейсмокомплекс А-Ів, составляющих его сейсмопачек и распределении их мощностей (см. рис 1, 2 А, 5 А, с учетом соотношений вертикальных и горизонтальных масштабов). В принципе, это факт уже признается в одной из последних работ этого коллектива исследователей: “В Ямало-Тазовской области триасовая система залегает плащеобразно с «окнами» на контрастных структурах. В нижней части она представлена вулканогенно-осадочными, преимущественно континентальными образованиями (туринская серия); в верхней ... терригенными глинисто-алевролитопесчаными отложениями (тампейская серия)” [Казаков и др., 2000, с. 325].

*Нижний, T_2 - J_3 подъярус
(сейсмокомплекс Ів-Б), среднетриас-
кайнозойского структурного яруса*

Отложения подъяруса распространены на всей территории НТМ. В северных районах они залегают на породах нижнего структурного яруса, в южных – на эрозионной поверхности фундамента плиты.

Морфотектонический анализ граничных поверхностей подъяруса позволил выделить ряд морфотектонических районов, которые отражают наиболее крупные черты блоковой структуры комплекса отложений T_2 - J_3 (рис. 2-4) [Деев, Зиновьев, 1999]. Основными элементами яв-

ляются квазиоднородные блоки, объединяющие области распространения преимущественно малоамплитудных изометричных разного порядка и знака структурных форм, и поясовые системы блоков, в которых преобладают более контрастные удлиненные прогибы и поднятия. Квазиоднородное (мозаично-блоковое) строение имеют Надымский и Толькинский районы, в которых структура отложений осложнена преимущественно закономерно расположенными малоамплитудными поднятиями и впадинами, флексуобразными низкоградиентными зонами.

Для Таркосалинского, Русско-Часельского и Большехетского районов характерны контрастные морфоструктуры и их эшелонированно-поясовое распределение. В Таркосалинском районе вершинные поверхности валов и днища прогибов разделены склонами с большими амплитудами перепада отметок (от 400–500 до 1200 м). В центральной части Русско-Часельского района выделяются сопряженные морфоструктуры с высотными перепадами более 600 м. Дискордантно к субмеридионально ориентированным морфоструктурам Таркосалинского и Русско-Часельского районов расположены морфоструктуры Большехетского района субширотной ориентировки. Им свойственны большие перепады абсолютных отметок кровли юры в пределах одного склона; максимальные значения около 2 тыс. м достигаются на Мессояхском мегавалу. Морфоструктуры Большехетского района в ряде случаев являются «дискордантными» и по отношению к морфоструктурам нижнего структурного яруса чехла. Это проявляется в смене общей ориентировки структур, их морфологических характеристик, наличии в верхнепалеозойско-нижнетриасовых отложениях «погребенных», а в вышележащих – «бескорневых» форм. Высокие амплитудно-градиентные склоновые характеристики морфоструктур Русско-Часельского, Таркосалинского и Большехетского районов, вероятнее всего, указывают на дизъюнктивную природу их ограничений.

Мощности подъяруса в НТМ колеблются от 500 до 4500 м, сохраняя тенденцию к увеличению в северном направлении, а их распределение, в целом, подчеркивает блоковую неоднородность комплекса (рис. 5 Б).

В формационном отношении подъярус представлен набором терригенных формаций (см. табл. 2). В основании разреза залегает конгломерат-гравелит-аргиллитовая формация

(T_2I-J_1S , мощность до 500–600 м), распространение которой в южном направлении, как и отложений нижнего структурного яруса, совпадает с территорией нижней и средней ступеней в современном рельефе кровли фундамента. Среди формаций ниже-среднеюрского возраста проявлена субширотная зональность. На севере (Большехетский район) в объеме нижней и средней юры выделяется ритмично-горизонтально-слоистая песчано-аргиллитовая субугленосная формация. Южнее, в вертикальном разрезе, обособляются две самостоятельные формации: ритмично-горизонтально-слоистая песчано-аргиллитовая угленосная ($J_1h-J_1t_1$) и линзовидно-слоистая песчано-аргиллитовая угленосная ($J_1t_2-J_2k_1$). Мощности первой увеличиваются с юга на север от локальных зон полного выклинивания до 1200–1500 м, второй – от 300 до 800–1000 м. Келловей-нижневолжский интервал подъяруса сложен двумя формациями: на западе – аргиллитовой (мощность до 50 м), на востоке – ритмично-горизонтально-слоистой песчано-аргиллитовой (мощность от 50 до 200–300 м). Заканчивает вертикальный формационный ряд подъяруса формация битуминозных аргиллитов ($J_3v-K_1b_1$, мощность 25–50 м).

Заключение

Методика построения структурной модели чехла ЗСП основана на материалах сейсмопрофилирования с использованием приемов сейсмостратиграфических корреляций, сопоставления сейсмо- и литофаций, а также оригинальных приемов морфотектонического анализа внутричехольных структурных поверхностей; детальность построений соответствует детальности и точности сейсмопрофилирования, дополненного материалами бурения. В результате комплексного исследования нижней части чехла ЗСП на территории НТМ установлено:

1) В исследуемой части чехла обособлены два «тектонических слоя» с возрастными интервалами: поздний палеозой(?)–ранний триас и средний триас-поздняя юра. Первый из них соответствует сейсмокомплексу А-Ів, распространен преимущественно севернее 65° и представляет собой самостоятельный структурный ярус, а второй (сейсмокомплекс А(Ів)-Б) распространен повсеместно, но представляет только нижнюю часть (подъярус) вышележащего среднетриас-кайнозойского структурного яруса. Мощность нижнего яруса нарастает к северу,

достигая 6–8 км при относительно резких колебаниях значений (до 3–5 км); тенденция увеличения мощности характерна и для вышележащих отложений, в том числе в изученном диапазоне от 500 до 4500 м (см. рис. 5 А).

2) Общей характеристикой «тектонических слоев» является их субгоризонтальная расчлененность (см. рис. 1 Б, с учетом несоответствия масштабов); схема сеймостратиграфического расчленения слоистых толщ представлена в табл. 1. Характер расчлененности, как и деформированность структурных поверхностей, меняются по разрезу и от района к району; в ряде случаев наблюдаются сложные соотношения слоистых тел (см. врезки на рис. 1 Б).

3) Верхнепалеозойско(?)-нижнетриасовый интервал выполнен предположительно терригенным формационным комплексом с включением тел магматогенных образований (красноселькупская серия), вышележащий (среднетриас-верхнеюрский) – исключительно терригенными формациями.

4) Морфотектоника граничных поверхностей «тектонических слоев» отражает преимущественно блоковое строение нижней части чехла. Для нижнего яруса присущи высокоамплитудные вытянутые в север-северо-восточном направлении поднятия и прогибы (см. рис. 2). Основные блоковые системы малоамплитудного расчленения в пределах нижней части среднетриас-кайнозойского структурного яруса разделены поясами более контрастных морфоструктур с эшелонированным распределением прогибов и поднятий (см. рис. 2-4); в северных районах наблюдаются существенные расхождения в характере рельефа и морфотектонических планов структурных ярусов. Наиболее интенсивная деформированность отложений с высоким уровнем трещиноватости пород предполагается в относительно высокоградиентных зонах морфотектонических карт.

Список литературы

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П., Батурина Т.Н. Триасовый вулканогенный комплекс Западной Сибири // Докл. АН. 1998. Т. 362. № 3. С. 372–377.

Бегенина Т.С. Петрохимический состав пермо-триасовых базальтов в разрезе скважины СГ-6 // Тюменская сверхглубокая скважина. Пермь: КамНИИКИГС, 1996. С. 155–158.

Бочкарев В.С. Геологическое строение палеозойского и триасового комплексов в Пуровском ре-

гионе и перспективы их нефтегазоносности // Геология и нефтегазоносность Надым-Пур-Тазовского междуречья. Тюмень: Тарко-Сале, 1995. С. 179–206.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Децень Н.П. и др. Основные проблемы стратиграфии мезозойских нефтегазоносных отложений Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2000. № 1. С. 2–13.

Бочкарев В.С., Децень Н.П., Рыльков А.В., Ушатинский И.Н. Новые данные о литологии и возрасте пограничных отложений тампейской и красноселькупской серий триаса в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2003. № 4–5. С. 10–20.

Брехунцов А.М., Бородин В.Н., Бочкарев В.С. и др. Предварительные геологические данные, полученные по результатам бурения сверхглубокой скважины СГ-7 – Ен-Яхинской при забое 5050 м (Западная Сибирь) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2003. № 4-5. С. 20–30.

Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Густокашин А.Н., Ильин Ю.М. Региональные сейсмогеологические модели доюрских образований Надым-Тазовского региона Западной Сибири // Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геолого-разведочных работ. Пермь: КамНИИКИГС, 2001. С. 154–163.

Волкова Л.Н., Гиришгорн Л.Ш., Кабалык В.Г. и др. Основные результаты региональных сейсмических работ КМПВ на севере Тюменской области // Региональные геофизические исследования глубинного строения земной коры. М.: Недра, 1978. С. 63–68.

Геология СССР. Западно-Сибирская низменность / Ред. Н.Н. Ростовцев. М.: Недра, 1964. Т. 44. 550 с.

Гиришгорн Л.Ш., Кабалык В.Г., Краев А.Г. Некоторые особенности геологического строения нижней части осадочного чехла севера Западной Сибири // Материалы по тектонике глубоких горизонтов Западно-Сибирской плиты (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 60). Тюмень, 1972. С. 78–98.

Гиришгорн Л.Ш., Кабалык В.Г., Соседков В.С. Верхнепалеозойские отложения северо-востока Западной Сибири // Бюлл. МОИП. 1987. Отд. геол. Т. 62. Вып. 6. С. 76–90.

Деев Е.В., Зиновьев С.В. Морфотектоника кровли нижнего структурного яруса чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье // Геология нефти и газа. 1999. № 7–8. С. 2–9.

Деев Е.В., Зиновьев С.В., Новикова С.Н. Морфотектоника подошвы осадочного чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 6. С. 7–16.

Дружинин В.С., Соседков В.С., Карманов А.Б. и др. Строение верхней части земной коры в районе Тюменской сверхглубокой скважины // Сов. геология. 1988. № 4. С. 70–79.

Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н. Триасовые и юрские отложения в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины // Тюменская сверхглубокая скважина. Пермь: КамНИИКИГС, 1996. С. 146–155.

Казаков А.М., Могучева Н.К., Девятков В.П., Смирнов Л.В. Триасовая система в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 318–326.

Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И. Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 327–339.

Казанский Ю.П., Солотчина Э.П., Казанский А.Ю., Москвин В.И. Измененные вулканические породы триаса и перми(?) в Тюменской сверхглубокой скважине // Тюменская сверхглубокая скважина. Пермь: КамНИИКИГС, 1996. С. 135–145.

Киричкова А.И., Куликова Н.К., Овчинникова Л.Л. Биостратиграфическое расчленение мезозойских отложений, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 71–85.

Куликов П.К., Белоусов А.П., Латышев А.А. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система // Геотектоника. 1972. № 6. С. 79–87.

Кременецкий А.А., Гладких В.С. Низкокальциевые толеитовые базальты – индикатор эволюции палеогеодинамических обстановок и прогноза глубинного углеводородного сырья (по данным Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геохимия. 1997. № 6. С. 609–617.

Кунин Н.Я., Самойлюк Л.А. Строение земной коры севера Западно-Сибирской плиты // Сов. геология. 1982. № 8. С. 97–105.

Кунин Н.Я., Сафонов В.С., Луценко Б.Н. Основы стратегии поисков месторождений нефти и газа (на примере Западной Сибири). М.: ОИФЗ РАН, 1995. Ч. I. 132 с.

Нестеров И.И., Бочкарев В.С., Пуртова С.И. Уникальный разрез триаса Западной Сибири // Докл. АН. 1995. Т. 340. № 5. С. 659–663.

Нефтегазоносные комплексы Западно-Сибирского бассейна / М.Я. Рудкевич, Л.С. Озеранская, Н.Ф. Чистякова и др. М.: Недра, 1988. 303 с.

Певзнер Л.А., Силаев В.А., Чудинов Ю.В., Шихов Б.С. Некоторые особенности отражающих границ разреза Тюменской сверхглубокой скважины по данным ВСП // Тюменская сверхглубокая скважина. Пермь: КамНИИКИГС, 1996. С. 203–215.

Пуртова С.И. Детальное обоснование возраста раннего мезозоя и перми в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины // Тюменская сверхглубокая скважина. Пермь: КамНИИКИГС, 1996. С. 94–100.

Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины, Тюмень, 1990 г. Тюмень, 1991. 54 с.

Ростовцев Н.Н. Некоторые вопросы тектоники Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1966. № 1. С. 3–9.

Соседков В.С. Сейсмогеологическая характеристика ниже-среднеюрских отложений севера Западной Сибири // Сеймостратиграфические исследования при поисках месторождений нефти и газа. Алма-Ата: Изд-во «Наука» Казахской ССР, 1988. С. 168–175.

Соседков В.С., Сурков Ю.Н. Региональная сеймостратиграфия мезозоя севера Западной Сибири // Сейморазведка для литологии и стратиграфии. Тюмень, 1985. С. 30–41.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Чиков Б.М., Гайдебурова Е.А., Зиновьев С.В. Баженовский горизонт в структуре мезозойского комплекса // Геология нефти и газа. 1997. № 10. С. 4–10.

Шемин Г.Г., Бейзель А.Л., Левчук М.А. и др. Детальная корреляция нефтегазоносных отложений келловеев и верхней юры северных районов Западной Сибири // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 8. С. 1131–1144.

Belyayev S.Yu., Kontorovich A.E., Bukreyeva G.F. et al. Fold tectonics of jurassic complex of the mesozoic-cenozoic cover, northern West Siberian Plate / Symposium on petroleum geology of Tarim basin in China and Siberia platform in Russia. Petroleum Industry Press, 2001, Beijing, China. PP. 83–89.

Рецензент кандидат геол.-мин. наук В.С. Бочкарев