

57: 02-4 / 5-0

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ НЕФТИ И ГАЗА

На правах рукописи

ДЕЕВ Евгений Викторович

ТЕКТОНИКА ДОМЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ  
ЧЕХЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ  
В НАДЫМ-ТАЗОВСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ

25.00.03 - геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук



Научные руководители:  
д.г.-м.н., профессор Б.М.Чиков  
к.г.-м.н. С.Ю.Беляев

НОВОСИБИРСК 2001

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
Глава 1. ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТЕНИКЕ ЧЕХЛА ЗСП	
В НАДЫМ-ТАЗОВСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ.....	12
1.1. Начальный этап (до середины 50-х годов XX века) .....	12
1.2. Середина 50-х – середина 60-х годов XX века .....	18
1.3. Конец 60-х – середина 80-х годов XX века.....	38
1.4. Середина 80-х – 90-е годы XX века.....	63
Глава 2. МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ СТРУКТУРНОЙ МОДЕЛИ	
ДОМЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЧЕХЛА ЗСП	
В НАДЫМ-ТАЗОВСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ .....	76
2.1. Общие принципы построения структурных моделей	
платформенных чехлов .....	80
2.2. Методика построения модели структуры домеловых комплексов	
чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье.....	85
2.2.1. Анализ тектонической расслоенности чехла .....	86
2.2.2. Анализ морфологических неоднородностей	
структурных ярусов и подъярусов .....	89
Построение карт рельефа структурных поверхностей	
и карт мощностей .....	89
Морфотектонический анализ карт рельефа структурных	
поверхностей и формализованный анализ мощностей	
структурно-формационных подразделений чехла.....	91
Выделение и типизация структурных форм чехла .....	93
Выявление разломных деформаций и характера их	
распределения в объеме структурных ярусов .....	96
2.2.3. Формационный анализ структурных	
ярусов и подъярусов .....	98
2.2.4. Графическое представление структурной модели .....	101
Глава 3. ТЕКТЕНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ДОМЕЛОВЫХ	
КОМПЛЕКСОВ ЧЕХЛА ЗСП В НАДЫМ-ТАЗОВСКОМ	
МЕЖДУРЕЧЬЕ.....	103
3.1. Выделение границы фундамент – чехол на основе	
геофизических данных.....	105

3.2. Морфотектоническое районирование подошвы чехла .....	112
3.3. Сейсмоструктурная модель домеловых комплексов .....	120
3.4. Сейсмостратиграфическое расчленение домеловых комплексов .....	125
3.5. Тектоническая расслоенность домеловых чехольных комплексов....	132
Глава 4. ОСНОВНЫЕ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ФОРМАЦИОННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ СТРУКТУРНЫХ ЯРУСОВ И ПОДЪЯРУСОВ НИЖНЕЙ ЧАСТИ ЧЕХЛА ЗСП В НАДЫМ-ТАЗОВСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ .....	136
4.1. Тектоника верхнепалеозойско(?)-нижнетриасового структурного яруса .....	136
4.2. Тектоника среднетриас-верхнеюрского структурного подъяруса .....	148
Глава 5. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДОМЕЛОВЫХ ЧЕХОЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗСП В НАДЫМ-ТАЗОВСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ .....	181
5.1. Позднепалеозойско-раннетриасовый этап .....	181
5.2. Среднетриас-позднеюрский этап.....	185
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	191
ЛИТЕРАТУРА.....	194

## ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа посвящена изучению тектоники нижней части чехла Западно-Сибирской плиты для весьма крупной территории ее севера – Надым-Тазовского междуречья. Одним из наиболее важных направлений в тектоническом анализе чехла плиты является разработка его структурных моделей, основу которых, в силу специфики залегания чехольных комплексов, составляют геологические тела (структурные элементы), скрытые от непосредственного наблюдения.

Актуальность работы определяется тем, что в чехле Западно-Сибирской плиты (ЗСП) сосредоточены существенные запасы углеводородного сырья. Однако количество перспективных для поисков месторождений нефти и газа площадей в меловых и верхнеюрских отложениях в последние годы быстро сокращается, и определенные перспективы наращивания запасов углеводородного сырья связываются с более глубокими горизонтами, особенно в северной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. В связи с этим актуальной становится задача совершенствования теоретических основ поиска и разведки месторождений нефти и газа в глубоко залегающих отложениях. Решение таких сложных вопросов как региональный прогноз и оценка перспектив нефтегазоносности, постановка поисково-разведочных работ требует более совершенных методик определения тектонических особенностей и построения достоверных структурных моделей нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты.

В качестве объекта исследования выбрана домеловая часть чехла ЗСП между его подошвой (сейсмогоризонт А) и условно кровлей юрских отложений (сейсмогоризонт Б) в районе Надым-Тазовского междуречья (рис.1). Соответственно цель диссертационного исследования - построение структурной модели домеловых комплексов чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье. Создание структурной модели выбранного объекта требует последовательного решения трех задач:

1. Обоснование на основе существующих геолого-геофизических данных проведения нижней границы чехла ЗСП; выявление элементов ее морфотектоники;
2. Расчленение домеловых чехольных комплексов на структурные ярусы и подъярусы;

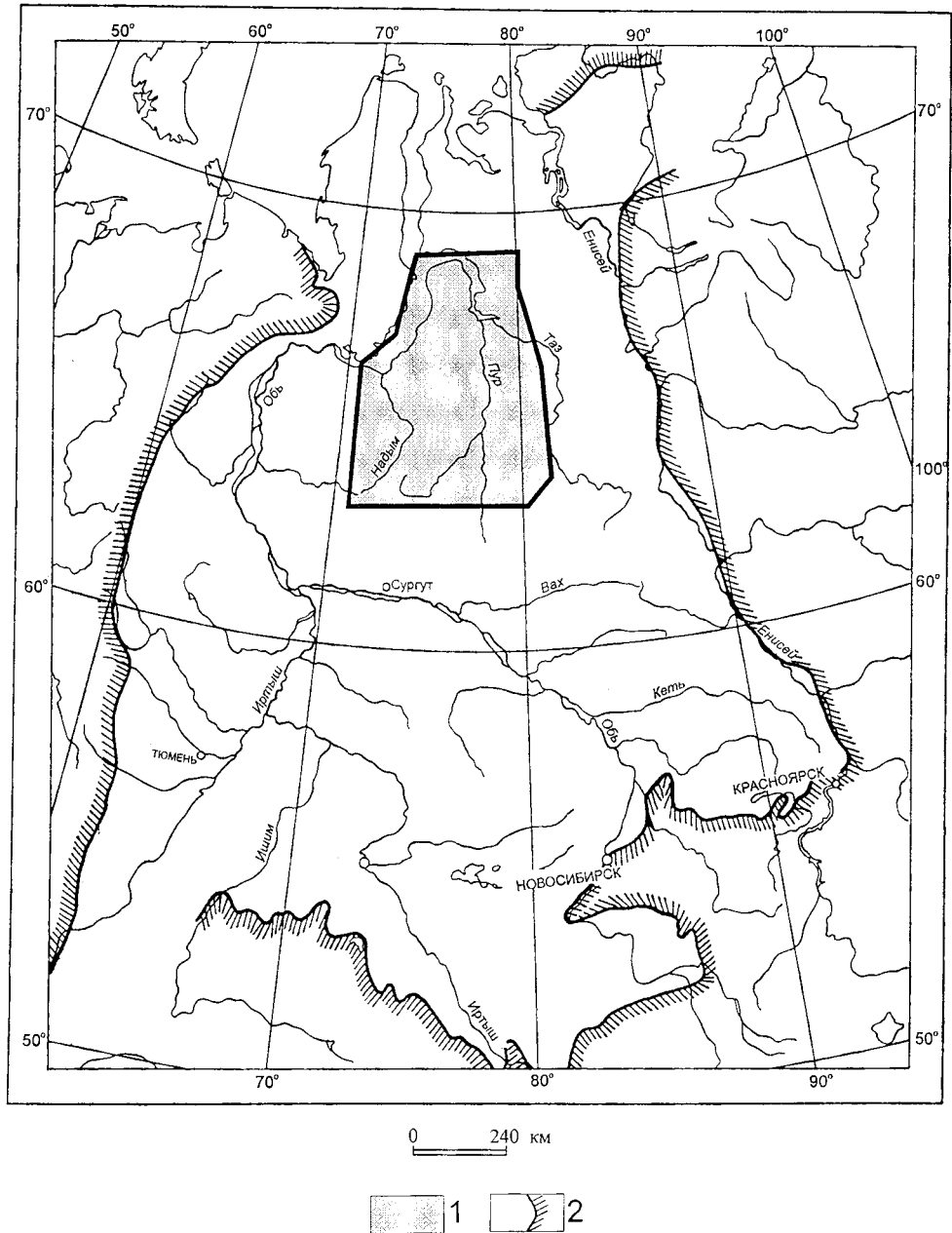


Рис. 1. Положение района исследований в пределах Западно-Сибирской плиты.

1- район исследований, 2 - граница Западно-Сибирской плиты.

3. Тектоническое районирование структурных ярусов на основе анализа их геометрических (морфотектонических) и вещественных (формационных) характеристик.

Методы исследований и фактический материал. Методической основой изучения тектоники выбранного объекта является методика объемного тектонического районирования платформенных чехлов, которая при участии автора разрабатывается с 1995 г. в лаборатории “Тектоники платформенных областей” Института геологии нефти и газа Сибирского отделения Российской Академии Наук (ИГНГ СО РАН). В свою очередь, она вписывается в рамки более общего структурно-вещественного методологического подхода к тектоническому районированию земной коры. Для выделения и описания тектонических элементов выбранного конкретного геологического объекта в рамках методики подобран ряд последовательных приемов и процедур, позволяющих выделять, ранжировать и описывать тектонические элементы чехла в соответствии с наблюдаемыми качественными и количественными параметрами их состава, геометрии и внутренней структуры. При этом использованы как достаточно традиционные собственно тектонические приемы и методы (методы построения структурных карт и карт мощностей, приемы выделения и типизации структурных форм и разрывных нарушений, тектонического районирования и картографии, формационный анализ), так и методы смежных научных дисциплин (например, составляющие методик структурно-формационной и сейсмостратиграфической интерпретации сейсмических данных). Кроме этого, при анализе структуры домеловых чехольных комплексов в Надым-Тазовском междуречье были применены методические наработки сотрудников Института (морфотектонический анализ поверхностей, формализованный анализ распределений мощностей и деформаций, методика компьютерной картографии), в разработке или развитии которых автор принимал непосредственное участие (Чиков, 1996; 1998; 2000; Беляев и др., 1998; Красавчиков и др., 1998; Чиков и др., 1999 а, б; Деев, Зиновьев, 1999; Деев и др., 2000).

Неоценимую помощь при морфотектоническом анализе рельефа структурных поверхностей оказал опыт работы с картографическими моделями современного рельефа (Деев и др., 1995) района Телецкого озера и полевые наблюдения за составляющими его формами, который был получен автором

при участии еще в студенческие годы (1995-96 гг.) в международном проекте INTAS 93-134 "Continental Rift Tectonics and Evolution of Sedimentary Basins".

Несомненную пользу для представлений о вещественном составе юрских отложений и комплексах фундамента принесли работы в составе полевого отряда ИГНГ СО РАН в 2000 г. в районе Нижневартовского свода.

Основу фактического материала для диссертации составили результаты анализа в рамках единого методического ключа большого количества опубликованных данных о геофизических, стратиграфических, литологических, петрохимических, палеомагнитных, петрофизических и других характеристиках домеловых комплексов чехла ЗСП как в исследуемом, так и в смежных районах. При создании сейсмоструктурной модели объекта, построении карт граничных поверхностей ярусов и подъярусов, характеристике структурных форм и разрывных нарушений, использовались региональные временные сейсмические разрезы МОГТ, выполненные преимущественно в начале 80-х гг. специалистами объединения ПГО "Ямалгеофизика", а также полученные на их основе структурные карты масштаба 1:1 000 000. Перечисленные материалы содержатся в отчетах объединения (Соседков В.С. и др., 1986, 1988), хранящихся в региональных геологических фондах. При характеристике морфотектонических особенностей среднетриас-верхнеюрского подъяруса была использована электронная версия "Структурной карты по отражающему горизонту Б (баженовская свита) северной части Западно-Сибирской плиты" (масштаб 1:1 000 000), составленная при участии автора в 1997 году в ИГНГ под редакцией А.Э.Конторовича. Кроме этого был изучен ряд фондовых отчетов сотрудников ЗапСибНИГНИ (Бочкарев В.С. и др., 1986, 1990; Брадучан Ю.В. и др., 1989, 1992; Высоцкий В.Н. и др., 1990), "Главтюменьгеологии" (Рудкевич М.Я. и др., 1983) и др.

Привлечение в рамках предлагаемого методического ключа широкого спектра геолого-геофизической информации существенно повышает достоверность полученных результатов, а саму предлагаемую модель делает легко проверяемой. Более того, при условии появления качественно новой информации основные параметры модели могут постоянно уточняться.

#### Защищаемые положения и научные результаты:

1. Основными структурными элементами домеловой части чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье являются верхнепалеозойско(?)-

нижнетриасовый и среднетриас-кайнозойский (в объеме среднетриас-верхнеюрского подъяруса) структурные ярусы.

2. а) В основании чехла выделяется верхнепалеозойско(?)-нижнетриасовый структурный ярус (соответствует сейсмокомплексу А-Ів), который распространен только севернее 65 параллели. Типовыми морфотектоническими элементами для него являются: в центральной части - высокоамплитудные вытянутые в север-северо-восточном направлении мегавалы и мегапрогибы, по периферии - своды и мегавпадины. Ярус выполнен осадочным формационным комплексом с включением тел магматогенных образований. Мощности яруса достигают 6-8 тыс. м, характеризуются значительными колебаниями – до 3-5 тыс. м и подчеркивают распределение структурных форм;
- б) Вышележащий среднетриас-верхнеюрский подъярус (соответствует сейсмокомплексу А(Ів)-Б) представлен терригенными формациями и развит на всей территории междуречья. По ориентировке структурных форм I-го и II-го порядков, их линейным и амплитудно-градиентным характеристикам в его пределах выделено шесть морфотектонических районов (Надымский, Таркосалинский, Пурский, Толькинский, Русско-Часельский и Большехетский). Мощности подъяруса увеличиваются в северном направлении от 500 до 4500 м и подчеркивают его морфотектоническую неоднородность.
3. Наиболее крупная морфотектоническая неоднородность современного рельефа кровли фундамента (сейсмогоризонт А) в пределах района исследований выражена в трех региональных высотных ступенях, которые отражают тенденцию погружения этой поверхности в север-северо-восточном направлении с перепадом высот более 10 км. Эти неоднородности проявились и контролировали пространственное распространение бассейна седиментации в позднем палеозое – средней юре, обеспечили в его пределах субширотную зональность состава и мощностей литологических формаций.

Научная новизна. Личный вклад:

- а) Разработана новая структурная модель домеловых комплексов чехла ЗСП в изученном регионе на основе использования комплекса методических



приемов, являющихся составными частями методики объемного тектонического районирования платформенных чехлов.

б) На основе региональной сейсмоструктурной модели и модели сейсмостратиграфической корреляции в региональной структуре чехла выделены верхнепалеозойско(?)–нижнетриасовый и среднетриас-кайнозойский структурные ярусы. С учетом неоднородности слоистой структуры среднетриас-кайнозойского структурного яруса, выраженной в поведении отражающих горизонтов, в его нижней части обособлены среднетриас-верхнеюрский и неокомский структурные подъярусы. Согласно модели сейсмостратиграфической корреляции домеловые комплексы составляют формационную основу верхнепалеозойско(?)–нижнетриасового яруса и низов среднетриас-кайнозойского яруса, в объеме его среднетриас-верхнеюрского подъяруса.

в) С применением разработанной в ИГНГ СО РАН методики компьютерной картографии (Беляев и др., 1998; Красавчиков и др., 1998) и стандартных программных пакетов для территории Надым-Тазовского междуречья в масштабе 1:1000000 построены карты рельефа подошвы осадочного чехла, нижней границы среднетриас-верхнеюрского подъяруса, карты мощностей верхнепалеозойско(?)–нижнетриасового структурного яруса и среднетриас-верхнеюрского подъяруса.

г) На основе карт рельефа граничных поверхностей ярусов и подъярусов с использованием принципов морфотектонического анализа построены схемы морфотектонического районирования подошвы осадочного чехла и кровли среднетриас-верхнеюрского подъяруса. На них обособлены морфотектонические районы, различающиеся по текстурному рисунку изолиний и ориентировке структурных форм, а также по характеру и степени расчлененности рельефа поверхностей. Кроме этого в рельефе кровли фундамента выявлены три региональные высотные ступени. С учетом особенностей морфотектонических районов и, исходя из морфологии рельефа граничных поверхностей, в пределах районов оконтурены характерные для них разнопорядковые структурные формы, различающиеся по соподчиненности, знаку, линейным размерам, даны их амплитудно-градиентные характеристики. Установлены существенные различия и дискордантность между структурными

формами верхнепалеозойско(?)–нижнетриасового и среднетриас-кайнозойского ярусов.

д) На основе выявленной тектонической расслоенности домеловых чехольных комплексов, с учетом формационных и морфотектонических характеристик структурных ярусов и подъярусов уточнены представления о развитии чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье на протяжении позднепалеозойско-раннетриасовой и среднетриас-позднеюрской эпох.

Практическая и теоретическая значимость. Структурные модели – одна из основ регионального прогноза нефтегазоносности. Поэтому, полученная структурная модель может служить основой для более корректного нефтегеологического районирования, регионального прогноза нефтегазоносности, планирования поисково-разведочных работ в нижних (домеловых) глубокопогруженных горизонтах чехла ЗСП на территории Надым-Тазовского междуречья. Модель позволяет: 1) определить морфотектонические особенности основных продуктивных комплексов (например, Шемин и др., 2001), 2) учитывать при нефтегеологическом районировании выявленные несоответствия морфотектонического плана для различных уровней чехла и закономерную смену формационных характеристик в вертикальном и латеральном направлениях, 3) устанавливать статистические связи между выявленными параметрами модели и распределением известных месторождений углеводородного сырья (например, Ершов и др., 1999; Belyaev et al., 2001), 4) в первом приближении оценивать гипсометрическое положение и вероятные мощности нефтегазоперспективных толщ, 5) использовать полученные картографические модели в качестве тектонической основы для создания региональных карт нефтегеологического районирования.

В теоретическом плане, полученные закономерности региональной геологической структуры домеловых комплексов чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье могут быть использованы для создания общей структурной модели плиты. Параметры структурных элементов чехла, выявленные их пространственные взаимоотношения являются фактическим материалом для историко-генетических сценариев развития северных районов ЗСП. Наконец, предложенный комплекс методических приемов и процедур с некоторыми адаптациями к конкретным объектам может быть использован при анализе выполнения сходных в тектоническом плане осадочных бассейнов.

Апробация работы. Результаты, полученные при написании работы, обсуждались на “Шестых Сибирских Губкинских Чтениях” (Новосибирск, 1996), XXXI Тектоническом совещании “Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты” (Москва, 1998), на второй международной конференции “Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа” (Москва, 1998), XXXIV Тектоническом совещании “Тектоника неогей: общие и региональные аспекты” (Москва, 2001). По теме диссертации опубликовано и находится в печати 20 работ.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из 5 глав, введения и заключения. Общий объем работы составляет 216 страниц, включая 4 таблицы и 44 рисунка, библиографию из 245 наименований.

Работа выполнена в лаборатории “Тектоники платформенных областей” Института геологии нефти и газа Сибирского отделения Российской Академии Наук (ИГНГ СО РАН) в соответствии с планами НИР 1997-2000 гг. по теме “Тектоническое и морфотектоническое районирование фундаментов и чехлов платформенных областей Сибири”.

Автор выражает искреннюю благодарность своим научным руководителям – доктору геол.-мин. наук, профессору Б.М.Чикову и кандидату геол.-мин. наук С.Ю.Беляеву за постановку исследовательской задачи, постоянное внимание и советы в процессе работы над диссертацией. Автор благодарен кандидату геол.-мин. наук С.В.Зиновьеву, чья дружеская поддержка и живое участие ощущались на различных стадиях исследования. Автор признателен академику А.Э.Конторовичу, докторам геол.-мин. наук А.К.Башарину, Г.Ф.Букреевой, О.А.Вотаху, Н.П.Запивалову, Ю.Н.Кародину, В.А.Каштанову, Н.В.Сенникову, Г.С.Фрадкину, Г.Г.Шемину, кандидатам геол.-мин. наук А.Л.Бейзелю, В.С.Бочкареву, К.В.Звереву, В.А.Казаненкову, Н.П.Кирде, В.О.Красавчикову, Б.Н.Лапину, П.С.Лапину, М.А.Левчуку, А.Ф.Фрадкиной, Б.Н.Шурыгину, научным сотрудникам А.Ю.Нехаеву, Ю.Ф.Филиппову и инженеру С.Н.Новиковой за консультации, плодотворные советы и замечания при обсуждении работы, В.П.Волковой, О.Г.Васильевой, А.А.Горячевой, Л.В.Загайновой, Д.В.Косякову, О.П.Тропиной, Т.Л.Халиной, Е.В.Бекрениевой, С.М.Каменецкой, Т.В.Морцевой, Н.Б.Сараевой за помощь в оформлении работы.

## ГЛАВА 1. ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ ЧЕХЛА ЗСП В НАДЫМ-ТАЗОВСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Надым-Тазовское междуречье охватывает существенную часть северных районов ЗСП и является одной из ключевых территорий в познании ее тектоники. Однако так исторически сложилось, что освоение плиты шло преимущественно с ее южных частей, постепенно смещаясь к северу. Соответственно становление и совершенствование методов и принципов тектонического анализа ЗСП, как вновь разрабатываемых, так и заимствованных из практики изучения подобных в тектоническом плане областей, происходило преимущественно на смежных с междуречьем территориях. Поэтому историю накопления знаний о структуре этого отдельно взятого района невозможно содержательно оценить в отрыве от становления региональной тектоники ЗСП в целом и от методов и результатов тектонического анализа других платформенных областей, тем более, что он и по сей день остается одним из наименее изученных в пределах Западной Сибири.

Не меньшее значение для понимания сложившихся представлений о структуре чехла ЗСП в любом из ее районов имеет и осознание того, что на развитие воззрений и на разрабатываемые методы анализа коренным образом влияет специализированная ориентация большинства тектонических построений на поиски нефтегазоконтролирующих структур и создание основы для нефтегазогеологического районирования.

Вся история изучения тектоники чехла плиты и ее северных районов условно может быть разделена на ряд этапов, которые характеризуются определенными результатами, а также основными проблемами, решаемыми на протяжении каждого из них. Как правило, начало этапа предопределялось внедрением в практику исследований новых методов, особенно геофизических, дающих качественно иную геолого-геофизическую информацию.

### **1.1. Начальный этап (до середины 50-х годов XX века)**

Интерес геологов к структуре, условиям и истории формирования ЗСП проявился еще задолго до открытия на ее территории богатейших нефтегазовых месторождений, сделавших Западную Сибирь одним из

важнейшим сырьевых районов. Основное внимание большинства исследователей на данном этапе исследований было сосредоточено на структуре фундамента плиты. Представления о нем базировались, главным образом, на попытках экстраполяции структурных элементов, выделенных в районах складчатого обрамления плиты, в ее внутренние районы. Среди них, как справедливо отметили М.Я.Рудкевич (1969) и Л.Я.Проводников (1975), можно выделить три основных альтернативы: 1) существенно герцинский возраст складчатых сооружений (схемы А.А.Борисяка, А.Д.Архангельского, М.М.Тетяева, М.А.Усова и др.); 2) преимущественно докембрийский возраст структур (Л.Кобер, В.Д.Наливкин, М.В.Муратов, И.П.Туаев и др.); 3) гетерохронность структур фундамента (А.Н.Мазарович, М.К.Коровин и др.).

Представления о структуре чехла плиты до середины двадцатого века имели не менее гипотетический характер. Так, к примеру, на вышедшей в 1933 г. "Схематической карте геологических районов СССР" Д.В.Наливкиным (1933) обособлена Западно-Сибирская низменность, в пределы которой не включена большая часть территории северных районов ЗСП, в современном понимании ее границ. В пределах очерченной территории не выделено каких-либо структурных элементов.

Но уже на карте А.Д.Архангельского и Н.С.Шатского (1933), датированной тем же годом, в южной части Западно-Сибирской низменности, обособлена Иртышская впадина, ось которой совпадает с средним течением р.Иртыш. Впадина характеризуется асимметричным строением и, по представлениям А.Д.Архангельского и Н.С.Шатского, выполнена третичными и, возможно, мезозойскими отложениями. Севернее нее расположена область, в которой древние складчатые образования залегают на меньших глубинах, чем в пределах впадины.

С начала сороковых годов появляется ряд обобщений по геологии Западно-Сибирской низменности. Экстраполяция данных по смежным районам низменности позволила Н.П.Туаеву (1941) предположительно показать характер распространения морских и континентальных отложений средней-верхней юры, нижнего мела и неогена в Надым-Тазовском междуречье. Помимо этого была высказана мысль о возможности широкого распространения в восточной части равнины тунгусской серии пермокарбонатовых осадков, которые погружаются под четвертичные и мезозойско-

кайнозойские отложения. Касаясь вопроса деформированности мезозойско-кайнозойских отложений, Н.П.Туаев отметил, что схематичность их расчленения препятствует установлению точной хронологии проявления тектонических движений и привязки их к международной шкале орогенеза. Поэтому достаточно условно намечены следующие фазы альпийского тектогенеза, оказавшие влияние на строение мезозойско-кайнозойских отложений: древнекимморийская, донецкая, андийская, австрийская, ларамийская, пиренейская, савская и аттическая. Деформации при этом могли проявиться двумя способами. Первый способ предполагает консеквентное развитие складок, т.е. унаследованность форм, когда древние структуры порождают молодые при оживлении своих первичных дислокаций. Согласно второму – каждая фаза складчатости развивается по новому плану. Отмечено также, что ряд исследователей придерживается точки зрения о горизонтальном залегании мезозойско-кайнозойских отложений, которые не подверглись складчатости.

При отсутствии информации о характере залегания отложений чехла на глубину для выявления их структуры привлекались результаты геоморфологических исследований. Так было установлено наличие в северных районах низменности Игарского, Аксарского и Кондинского валов, Хатангской, Куноват-Казымской впадин, оси которые имеют субширотную ориентировку ориентированных структур (Николаев В.А., 1949).

Но все же большая часть представлений о структуре чехла Западной Сибири базировалась на общегеологических соображениях и широких экстраполяциях скудных материалов по прибортовым частям низменности в сторону ее внутренних областей. Показательны в этом плане представления Б.А.Петрушевского (1951), который развивает идею о существовании гипотетической погребенной складчатой системы позднегерцинского возраста, протянувшейся от Новосибирска – Томска к Таймыру (рис. 2). Эта система, именуемая Обь-Енисейской, является одной из ключевых структур низменности. В ее пределах фундамент находится близко к дневной поверхности, а перепад абсолютных глубин его залегания в складчатой зоне и граничащих с ней Чулымо-Тазовской и Иртышско-Обской впадинах достигает 1500 м. В качестве подтверждения факта неглубокого залегания фундамента Б.А.Петрушевский приводит данные В.Н.Сакса, который указал на возможность

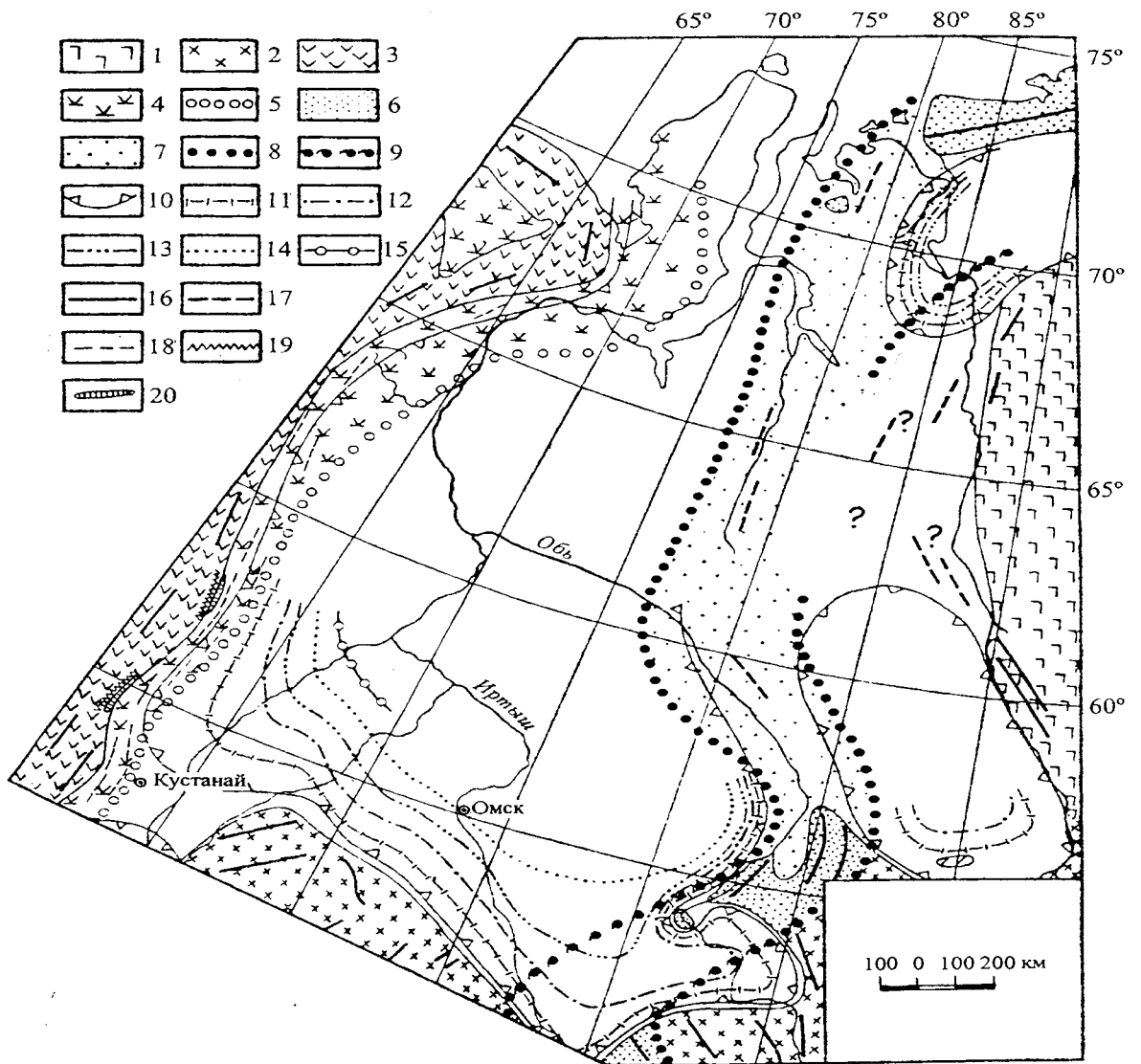


Рис. 2. Схема структуры Западной Сибири (Петрушевский, 1951).

## Подписи к рис. 2.

1 - области развития складчатых сооружений докембрийской стабилизации; 2 - области выхода на поверхность складчатых сооружений докембрийско-каледонско-герцинской стабилизации; 3 - то же герцинской; 4 - районы погребенных герцинид; 5 - границы герцинской складчатой системы; 6 - области выхода на поверхность складчатых сооружений позднегерцинской стабилизации; 7 - районы погребенных поздних герцинид (Обь-Енисейская система), среди которых могут быть как приподнятые, так и обширные глубоко опущенные участки; 8 - границы позднегерцинской складчатой системы; 9 - то же в районах, где сооружения этой системы переработаны позднейшими прогибаниями; 10 - контуры синеклиз; 11 - границы зон погружения домезозойского фундамента на 500 м от поверхности; 12 - то же для 1000 м; 13 - то же для 1500 м; 14 - то же для 2000 м; 15 - то же для 2500 м и больше; 16 - главные антиклинальные структуры в областях выхода на поверхность фундамента; 17 - предполагаемые антиклинальные структуры Обь-Енисейской складчатой системы и района между нею и Сибирской платформой; 18 - унаследованные антиклинали в полосе погребенных уральских герцинид; 19 - глубинные разломы; 20 - прогибы вдоль этих разломов (приразломные прогибы).



формирования каолиновых глин и песков плиоценового возраста, залегающих в бассейне р. Пур, за счет размыва молодых (герцинских) кислых интрузий, входящих в состав фундамента. Предполагается, что Обь-Енисейская зона была устойчивым орографическим барьером между впадинами, в пределах которого горный рельеф мог сохраниться еще в юрскую эпоху. Однако эта зона явилась препятствием не только для мезозойских и палеогеновых трансгрессий на восток из Иртышско-Обской впадины, но и для распространения мезозойских морей в юго-западном направлении из Хатангской впадины.

В качестве логического итога первого этапа, можно рассматривать “Тектоническую карту СССР и сопредельных стран” (1956). В объяснительной записке к ней (Тектоническая..., 1957) рассмотрены общие подходы к тектоническому анализу областей платформенного строения. В их вертикальном разрезе отмечается наличие двух структурных этажей - складчатого фундамента и платформенного чехла, разделенных крупным региональным несогласием. Так нижний этаж (ярус) в пределах ЗСП представлен в различной степени метаморфизованными и пронизанными интрузиями палеозойскими и допалеозойскими толщами, среди которых в перспективе могут быть выделены герцинские геосинклинальные зоны и более древние каледонские ядра. Верхний структурный этаж плиты - мезозойско-кайнозойский платформенный чехол. Кроме этого в западной и юго-западной частях ЗСП отмечено наличие системы грабенообразных впадин, осложняющих структуру фундамента и выполненных слабодислоцированными терригенными породами триаса и лейаса, среди которых присутствуют пластовые интрузии и покровы основных пород. В целом, отложения грабенов характеризуются несогласным залеганием как с породами фундамента, так и по отношению к отложениям чехла.

Показано, что латеральная структура платформенных областей представлена сочетанием тектонических структур различных порядков. К наиболее крупным из них относятся щиты, плиты, которые выделяются по присутствию или отсутствию отложений платформенного чехла. К этой же категории принадлежат антеклизы и синеклизы, обособляемые в пределах плит согласно критерию мощности их верхнего структурного этажа. Помимо структур первого порядка в пределах плит могут выделяться поднятия, впадины,

прогибы, седловины, валы, цепочки плакантиклиналей и т.п. Большинство из них являются структурами второго порядка. К структурам более высоких порядков отнесены, плакантиклинали, купола, флексуры, формы проявления соляной тектоники. Еще одним важным типом тектонических структур являются разломы. Конфигурация и главные особенности строения упомянутых структурных элементов выявляются на основе представлений о глубине залегания поверхности фундамента. Однако, в пределах ЗСП эта поверхность при построении карты изображена гипотетически. Но согласно ее гипсометрии обособлены Иртышская синеклиза, Касская впадина, а в пределах северных районов - Обь-Тазовская синеклиза (рис. 3). Прогнозируемые глубины залегания поверхности фундамента в пределах последней превышают 4000 м. Центральную часть плиты занимает Васюганская антеклиза, в сводовой части которой поверхность фундамента поднимается до глубин –1600-2000 м.

Таким образом, подводя итоги первого этапа исследований структуры ЗСП, необходимо отметить следующие его результаты. Большинство представлений о структуре ее территории имеют гипотетический характер. В вертикальном разрезе плиты по аналогии с другими платформенными областями выделяется два структурных этажа или яруса: фундамент, сложенный разновозрастными складчатыми зонами, и, отделенный от него региональным несогласием, мезозойско-кайнозойский платформенный чехол. Помимо них в ряде районов плиты установлено наличие грабенообразных впадин, отложения которых характеризуются несогласным залеганием как по отношению к комплексам фундамента, так и по отношению к отложениям осадочного чехла. По характеру распределения мощности последнего в нем выделяется ряд крупных структур. Для территории междуречья таковой является Обь-Тазовская синеклиза. По прогнозам мощность осадочного чехла в ее пределах превышает 4000 м.

## **1.2. Середина 50-х – середина 60-х годов XX века**

Второй этап исследований условно длится с середины 50-х по середину 60-х годов. Появление многочисленных построений, касающихся тектоники Западной Сибири, на данном временном отрезке было предопределено проведением мелко- и среднемасштабной аэромагнитной съемки, которой с начала 50-х по начало 60-х годов была охвачена большая часть территории

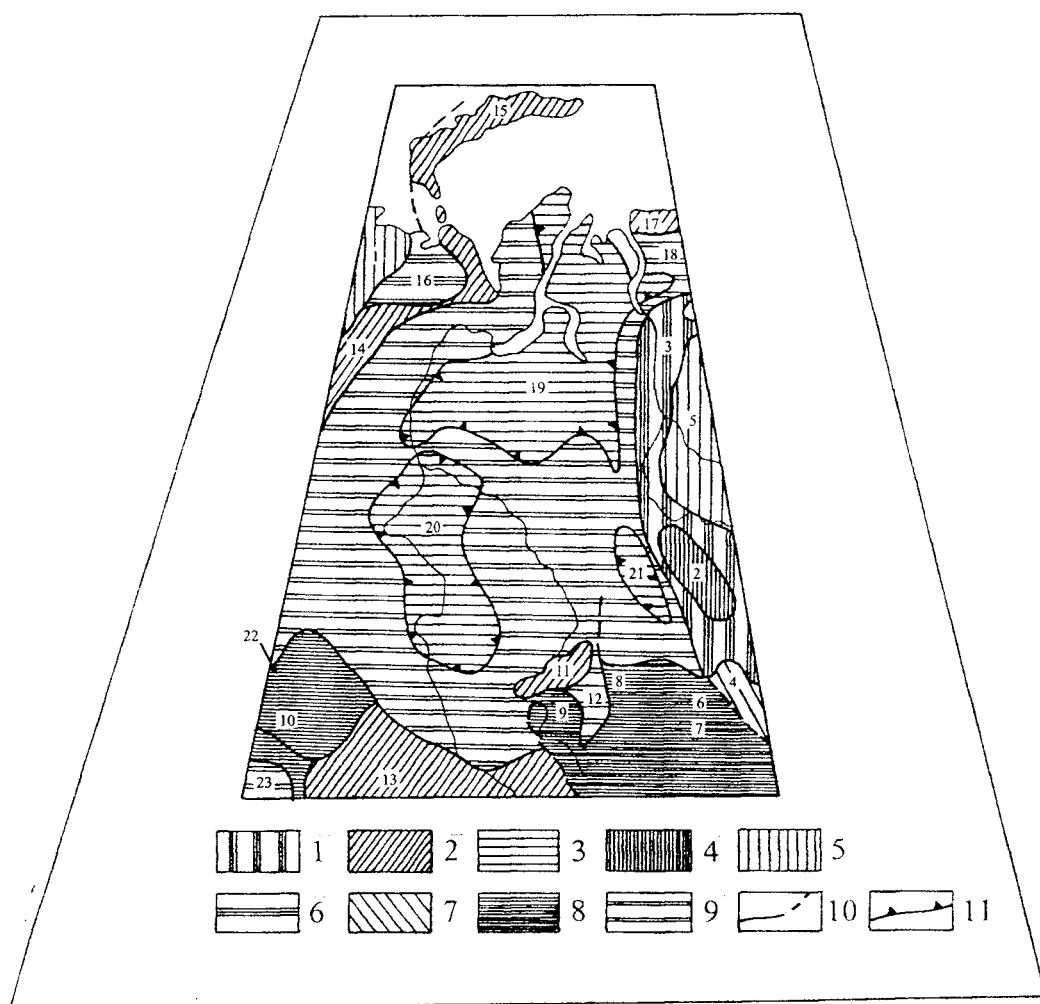


Рис. 3. Фрагмент "Тектонической карты СССР и сопредельных стран" (по Тектоническая..., 1957).

## Подписи к рис. 3.

1 - районы с неглубоким залеганием фундамента в пределах докембрийских платформ (подземные склоны щитов и антеклизы); 2 - районы с поверхностным залеганием герцинского складчатого комплекса; 3 - районы с глубоким залеганием палеозойского фундамента в пределах эпигерцинских платформ (синеклизы и впадины); 4 - выступы фундамента докембрийских платформ, сложенного байкальским складчатым комплексом; 5 - районы с глубоким залеганием фундамента в пределах докембрийских платформ (синеклизы); 6 - краевые прогибы герцинской складчатости; 7- районы с поверхностным залеганием складчатых пород в областях мезозойской складчатости; 8 - области с поверхностным залеганием каледонского складчатого комплекса, а также зоны ранней консолидации в областях герцинской складчатости; 9 - районы с относительно неглубоким залеганием палеозойского фундамента в пределах плит эпигерцинских платформ; 10 - границы геосинклинальной складчатости различных тектонических периодов; 11 - очертания внутренних впадин, синеклиз, антеклиз.

## Цифрами на схеме обозначены:

Русская платформа: 1- Печорская синеклиза. Сибирская платформа: 2 - Енисейское поднятие, 3 - Туруханское поднятие, 4 - выступ фундамента платформы в северной части Восточного Саяна, 5 - Тунгусская синеклиза. Области палеозойской складчатости: 6 - Восточный Саян, 7- Западный Саян, 8 - Кузнецкий Алатау, 9 - Салаир, 10 - западная зона Центрального Казахстана, 11 - Томь-Колыванская зона, 12 - Кузнецкий бассейн, 13 - восточная зона центрального Казахстана, 14 - Урал, 15 - Новая Земля, 16 - Предуральский краевой прогиб, 17 - южная зона Таймыра, 18 - Хатангский прогиб; Западно-Сибирская плита: 19 - Обско-Тазовская синеклиза, 20 - Иртышская синеклиза, 21 - Касская впадина; 22 - Тургайский прогиб; Туранская плита: 23 - Чуйская впадина.

плиты. Как и на предыдущем этапе, большое внимание было уделено анализу строения фундамента. Несмотря на наметившуюся тенденцию к сближению очертаний составляющих его блоков, дискуссионным остался сам возраст их “консолидации”, особенно для северных и центральных районов ЗСП. В пределах Надым-Тазовского междуречья различия сводятся преимущественно к соотношению полей докембрийской и герцинской складчатости. Преобладание областей докембрийской и байкальской складчатостей отмечается на схемах В.А.Дедеева и др. (1962), К.В.Боголепова (1962), Н.Н.Ростовцева (1958, 1961 б). Преимущественно герцинские образования выделяются на схеме Л.Я.Проводникова (1957), их сочетание – на схеме В.С.Суркова (1968). Более или менее однозначно трактуется исследователями лишь докембрийский возраст складчатости районов, расположенных к востоку от р.Таз.

Материалы аэромагнитной съемки дали весьма ценную информацию и для представлений о структуре чехла ЗСП. На их основе построены многочисленные карты и схемы рельефа поверхности фундамента, в качестве которого принимался рельеф поверхности магнитовозмущающих масс. Они, в свою очередь, были использованы для создания около трех десятков схем тектоники чехла ЗСП.

Выделяемые на схемах И.М.Агульника, Е.И.Бенько, Г.К.Боярских, Ф.Г.Гурари, И.В.Дербикова, Е.В.Еханина, В.П.Казаринова, И.В.Литвиненко, Н.Н.Михайлова, Д.В.Наливкина, В.Д.Наливкина, Л.Я.Проводникова, Н.Н.Ростовцева, М.Я.Рудкевича, Т.Н.Симоненко, В.Н.Соболевской, В.Н.Соколова, В.С.Суркова, Д.Ф.Уманцева, Н.Г.Чочиа, Н.С.Шатского и ряда других исследователей структуры чехла и их границы заметно отличаются и, зачастую, не подтверждаются современными данными. Подобные различия определялись разницей во взглядах их авторов на методику и теоретические установки при интерпретации существующих геофизических материалов (рис. 4), а также существующей величиной ошибки определений глубины залегания магнитовозмущающих масс, достигающей 20 и более процентов (Элементы..., 1960; Проводников, 1975 и др.). Анализируя многочисленные варианты строения поверхности фундамента, выполненные в период с конца 50-х до середины 60-х гг., и составленные на их основе схемы районирования чехла ЗСП, Л.Я.Проводников (1975) отмечает, что они сводятся преимущественно к

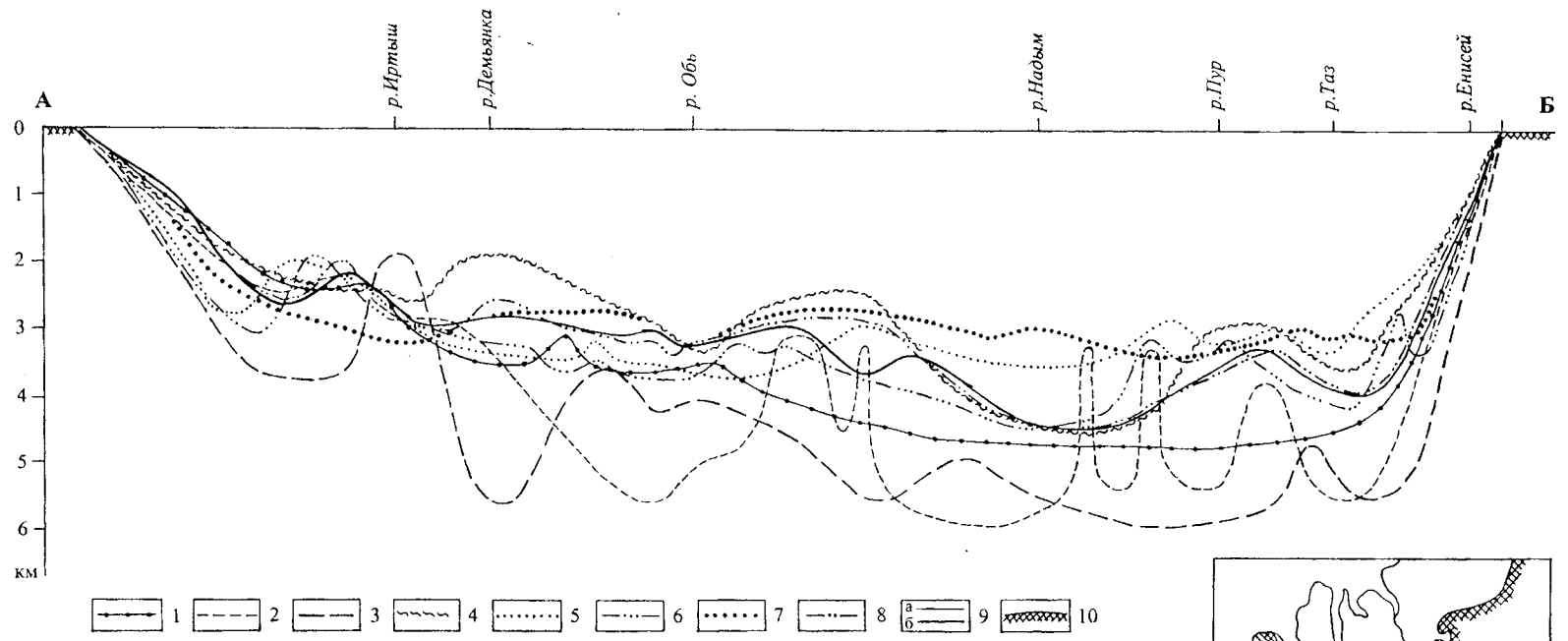
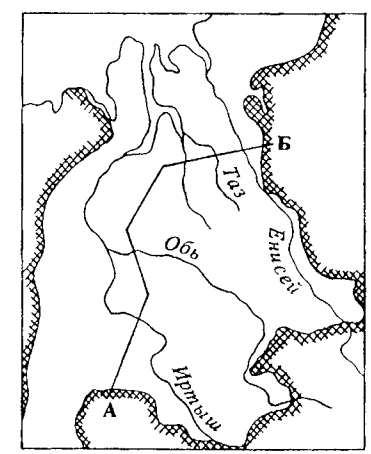


Рис. 4. Рельеф фундамента по разрезу Западно-Сибирской плиты (представления различных авторов по данным геофизических материалов) (по Проводникову, 1975).

1 - по Н.Н.Ростовцеву и др. (1956); 2 - по И.М.Агульнику и др. (1956); 3 - по И.М.Пудовкину (1956); 4 - по Л.Я.Проводникову (1956); 5 - по Н.Н.Ростовцеву и др. (1958); 6 - по И.В.Дербинову и др. (1958); 7 - по Г.И.Каратаеву (1959); 8 - по Л.Я.Проводникову (1959); 9: а - по Л.Я.Проводникову (1975), б - участки сейсморазведочных данных по Н.Н.Ростовцеву (1964); 10 - обнаженное складчатое обрамление.



наличию или отсутствию крупных положительных структур (сводов) в центральных и северных районах плиты. Это соответствовало наметившейся дискуссии о правомерности, способах выделения и оконтуривания структур первого порядка в пределах ЗСП (Материалы..., 1961; и др.). Осознавая малую информативность подробного рассмотрения большого количества разнообразных схем, остановимся лишь на двух из них чтобы продемонстрировать, насколько изменились за короткий промежуток времени детальность расчленения чехла северных районов плиты на структурные элементы, а также их конфигурация.

Одной из первых тектонических схем чехла, охватывающих северную часть ЗСП (рис. 5), была схема Е.И.Бенько, Г.К.Боярских, И.В.Дербикова, В.П.Казаринова и др. (Геология..., 1958). В основе ее построения лежит карта изогипс поверхности складчатого фундамента, которая составлена преимущественно по данным аэромагнитной съемки, дополненным материалами электроразведки. На схеме выделяются структуры первого, второго и третьего порядков.

В пределах Надым-Тазовского междуречья, на месте Обь-Тазовской впадины, выделенной на опубликованной в этом же году схеме Н.Н.Ростовцева, И.В.Литвиненко и Т.И.Симоненко (Тектоника..., 1958), показаны части Ханты-Мансийской, Пуровской и Усть-Енисейской впадин, а также Тазовского, Верхне-Тазовского и Усть-Вахского сводов. Своды объединяются в единую структуру - Обскую антеклизу, которая разделяет низменность на западную (Обь-Иртышская синеклиза) и восточную (Енисейская синеклиза) группы впадин.

Помимо этого, в пределах структур первого порядка намечены контуры зон поднятий, которые представляют собой в целом приподнятые участки, возможно представленные системами валов и прогибов.

Крупный вклад в изучение тектоники чехла Западно-Сибирской плиты внес Н.Н.Ростовцев (50-е – 70-е гг.). В 1959 г. под его редакцией в свет вышла "Дежурная тектоническая схема Западно-Сибирской низменности по подошве платформенных мезозойско-кайнозойских отложений с элементами палеотектоники" (рис. 6). Составлению карты предшествовало межведомственное совещание, посвященное проблемам тектоники Западно-Сибирской низменности, проведенное в том же году в г. Новосибирске. В

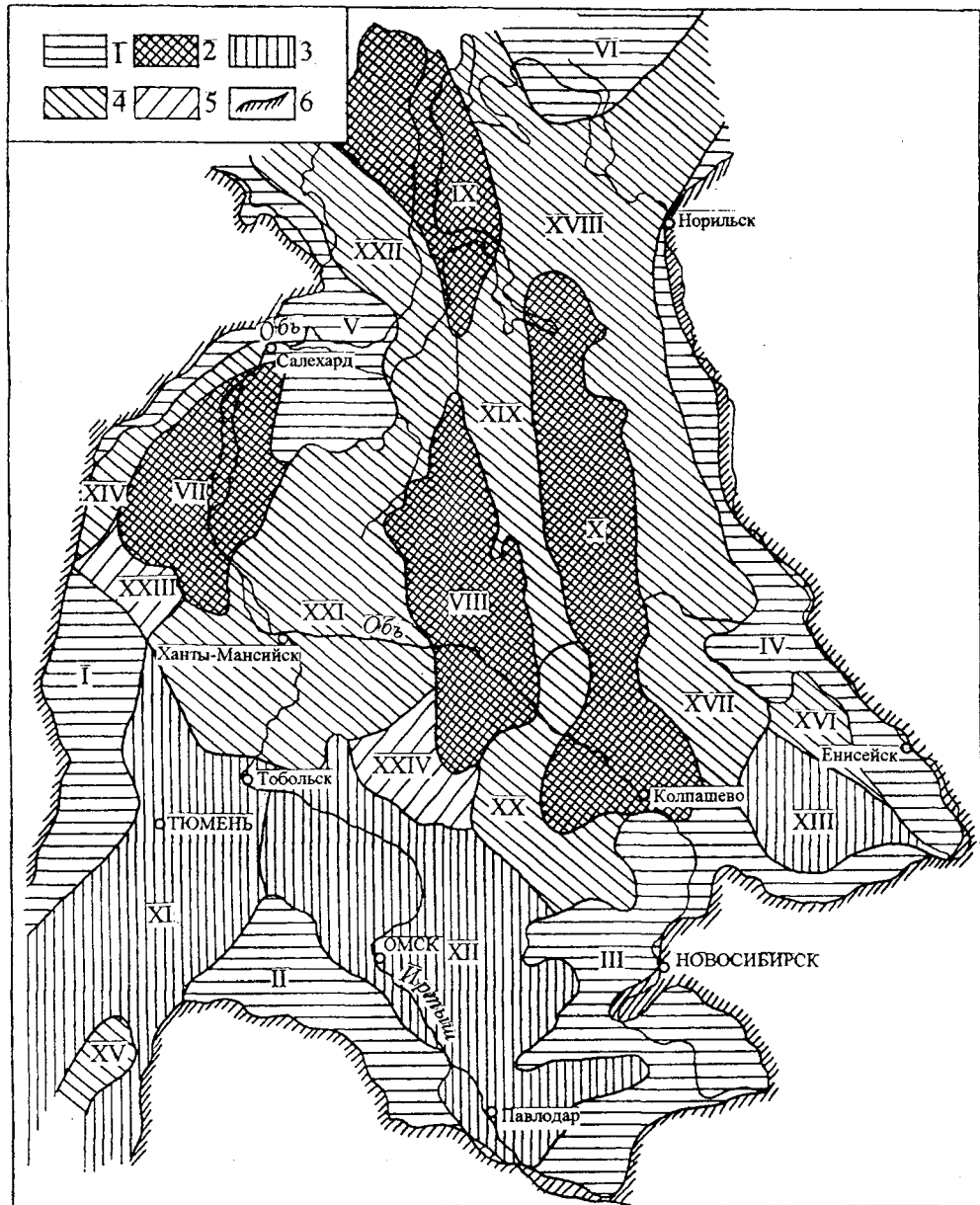


Рис. 5. Тектоническая схема мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности по Е.И.Бенько, Г.К. Боярских, И.В.Дербикову, В.П.Казаринову и др. (по Геология..., 1958) с упрощением.

1-6 - структуры первого порядка: 1 - выступы (I - Туринский, II - Казахский, III - Алтайский, IV - Енисейский, V - Щучинский, VI - Таймырский); 2 - своды (VII - Северо-Сосьвинский, VIII - Усть-Вахский, IX - Тазовский, X - Верхне-Тазовский); 3 - погружения (XI - Тобольское, XII - Иртышское, XIII - Чулымское); 4 - впадины (XIV - Ляпинская, XV - Тургайская, XVI - Касская, XVII - Кеть-Тымская, XVIII - Усть-Енисейская, XIX - Пуровская, XX - Чижанская, XXI - Ханты-Мансийская, XXII - Ямальская); 5 - седловины (XXIII - Тельымская, XXIV - Тарская); 6 - граница Западно-Сибирской плиты.



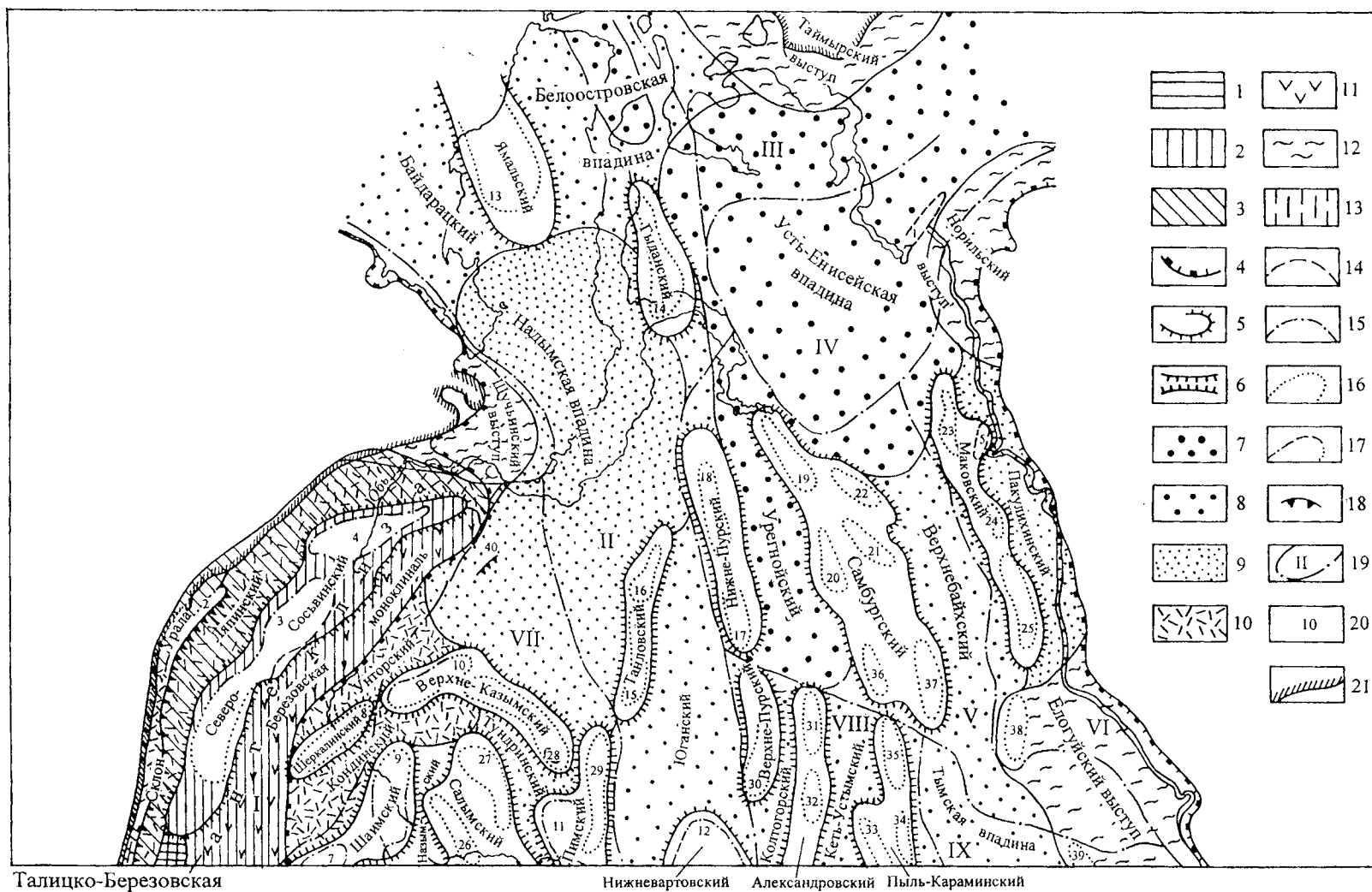


Рис. 6. Фрагмент дежурной тектонической схемы Западно-Сибирской низменности по подошве платформенных мезозойско-кайнозойских отложений с элементами палеотектоники, 1959 год, ред. Н.Н.Ростовцев (по Ростовцеву, 1961б).

## Подписи к рис. 6.

Региональные структуры: 1 – антиклизы и седловины юрского периода, переработанные в другие структуры в последующее время; 2 – антиклизы юрского периода, развивавшиеся в меловой и третичный периоды; 3 – желобы, развивавшиеся в юрский, меловой и третичный периоды; 4 – граница Западно-Сибирской юрской синеклизы. Структуры I порядка: 5 – пояса валов, групп разноориентированных локальных поднятий и отдельные валы; 6 – пояса прогибов и отдельные прогибы; 7 – прогибы и впадины, выполненные ниже- и среднеюрскими отложениями мощностью от 800 и более м; 8 – то же, мощностью примерно от 500-600 до 800 м; 9 – то же, мощностью примерно от 300 до 500-600 м; 10 – то же, мощностью до 300 м; 11 – прогибы, впадины, моноклинали, возникшие в верхнеюрскую эпоху и в валанжинский век; 12 – выступы, возникшие в конце среднеюрской эпохи; 13 – выступы и седловины, возникшие в готерив-альбские века и в верхнемеловую эпоху. Структуры II порядка: 14 – контуры валов и групп разноориентированных локальных поднятий, установленные по данным бурения и сейсморазведки; 15 – то же, но по сейсмозондированиям или одиночным сейсмопрофилям с учетом магнитных данных; 16 – то же, по данным магнитной съемки; 17 – валы, установленные различными методами исследований; 18 – ступени; 19 – контуры тектонических зон фундамента (I – Уральская, II – Ямало-Юганская, III – Таймырская, IV – Усть-Енисейская, V – Пур-Тазовская, VI – Тунгусско-Енисейская, VII – Уват-Казымская, VIII – Кулундинско-Обская, IX – Тургай-Тюменская); 20 – номера валов, групп разноориентированных локальных поднятий и ступеней; 21 – границы обнаженного палеозоя и докембрия с мезозойско-кайнозойскими отложениями.

## Структуры II порядка и их номера:

Валы, выявленные полностью или частично сейсморазведкой и бурением: 1 – Малохетский; 2 – Мансийско-Семьинский; 3 – Черногорский; 4 – Мужинский; 5 – Ермаковский; 6 – Северо-Сосьвинский; 7 – Шаимский; 8 – Шеркалинский; 9 – Красноленинский; 10 – Казымский; 11 – Пимский; 12 – Нижне-Вартовский.

Валы, выявленные по данным аэромагнитной съемки: 13 – Средне-Ямальский; 14 – Южно-Гыданский; 15 – Южно-Танловский; 16 – Северо-Танловский; 17 – Нижне-Пурский; 18 – Верхне-Пурский; 19 – Самбургский; 20 – Часельский; 21 – Красноселькупский; 22 – Сидоровский; 23 – Маковский; 24 – Средне-Туруханский; 25 – Нижне-Бахинский; 26 – Пыжьинский; 27 – Ляминский; 28 – Верхне-Казымский; 29 – Тромеганский; 30 – Верхне-Етыпурский; 31 – Верхне-Толькинский; 32 – Коликеганский; 33 – Пыль-Караминский; 34 – Колынигольский; 35 – Сабунский; 36 – Средне-Тазовский; 37 – Верхне-Тазовский; 38 – Дындывский; 39 – Верхне-Сымский.

Ступени: 40 – Полуйская.

обсуждении принципов построения подобных карт и вопросов терминологии приняли участие ведущие специалисты ряда научных организаций и территориальных геологических управлений (Материалы..., 1961). Участники совещания пришли к выводу о существенных различиях в строении чехлов древних платформ и молодой ЗСП (Ростовцев, 1961 а; Косыгин, 1961). В силу этого было высказано мнение о необходимости разработки новой классификации и терминологии для структур чехла этой плиты.

В качестве основы для построения указанной тектонической схемы были составлены структурная карта по подошве платформенных мезозойско-кайнозойских отложений и схематическая карта отложений, залегающих на фундаменте с изопахитами ниже-среднеюрских образований (Ростовцев, 1961 б). При составлении структурной карты Н.Н.Ростовцевым (1961 а) было предложено учитывать:

а) данные карт геофизических аномалий, поскольку установлено, что простирание линейно вытянутых структур второго порядка совпадает с ориентировкой геофизических аномалий; магнитные положительные аномалии в одних районах соответствуют валам, в других - прогибам, однако имеются обратные случаи, что выдвигает задачу проведения специализированного районирования территории Западной Сибири;

б) ориентировку осей и положение структур, выделенных по подошве верхнеюрско-валанжинской глинистой толщи, так как осевые части антиклинальных и синклинальных перегибов в нижней части чехла лежат в вертикальной плоскости.

Таким образом, по мнению Н.Н.Ростовцева, все структурные карты, построенные по различным уровням чехла должны быть взаимосвязаны, т.е. в районах, где выявленные структуры прослеживаются по всему его вертикальному разрезу, их местоположение на каждой структурной поверхности должно быть показано рисовкой изогипс вне зависимости от того по какой выше- или нижележащей поверхности они выделены.

Непосредственно на тектонической схеме изображены структуры мезозойско-кайнозойского чехла I, II и III порядков (см. рис. 6). В качестве структур I порядка рассматриваются пояса валов (в пределах междуречья - Танловский, Верхне- и Нижне-Пурский, Гыданский, Самбургский) и соответствующие им пояса прогибов и отдельные прогибы (Юганский,

Уренгойский), впадины (Надымская, Усть-Енисейская), выступы, седловины и моноклинали, II порядка – валы, прогибы, ступени, мульды, группы разно ориентированных локальных поднятий, III – локальные поднятия. Границы структур I-го порядка проводятся следующим образом. Выделенные валы и прогибы группируются в пояса валов и противопоставляемые им пояса прогибов, а оставшиеся между ними участки выделяются в качестве впадин и моноклиналей. Кроме вышеперечисленных структур, в чехле плиты выделены региональные элементы (антеклизы, синеклизы, седловины и желоба), являющиеся элементами юрской палеоструктуры, переработанные впоследствии и не отражающиеся в современном структурном плане.

Ряд основных структурных элементов чехла, обозначенных на карте, нашел свое отражение в характере изменения мощностей нижне-среднеюрских отложений, залегающих непосредственно на фундаменте. В пределах Надым-Тазовского междуречья наибольшие мощности этого комплекса приурочены к Уренгойскому прогибу, где они превышают 800 м.

Помимо структур чехла, на схеме изображены тектонические зоны фундамента, которые различаются характеристикам геофизических полей и представляют собой единые в геологическом отношении блоки фундамента, влияющие на тектонику перекрывающих платформенных отложений.

Наиболее значимой сводкой в конце второго этапа, в которой освещен ряд вопросов, касающихся тектоники ЗСП, явился вышедший под редакцией Н.Н.Ростовцева том “Геологии СССР” (Геология..., 1964). В структуре плиты авторами монографии обособлено два самостоятельных структурных яруса: платформенный чехол, сложенный юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями, и фундамент, в состав которого входят породы в основном палеозойско-триасового возраста. При этом в верхней части фундамента в ряде районов вычленен промежуточный (парагеосинклинальный) этаж, объединяющий, помимо формаций триасовых грабенов, палеозойские чехлы и комплексы орогенных впадин. Широкое распространение этого этажа прогнозируется в северных районах плиты.

На структурной карте по подошве чехла ЗСП отображается в виде единой депрессии, наиболее прогнутая часть которой расположена в области северного полярного круга. Однако местоположение центра прогибания на протяжении геологической истории не оставалось постоянным. В юрское время

он находился в полосе вдоль р.Енисей. В дальнейшем зона основного прогибания переместилась сначала на запад (раннемеловая эпоха), а затем на юго-запад и юг (позднемеловая эпоха, палеоген и неоген).

Отмечено, что формирование крупных элементов чехла происходило в основном унаследовано. Эти элементы показаны на прилагающейся к тому "Тектонической схеме мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты" (рис. 7). В основу ее составления были заложены ставшие уже достаточно традиционными принципы: 1) структурные формы выделены по изогипсам подошвы осадочного чехла, построенным преимущественно по результатам расчета глубины залегания верхней кромки магнитовозмущающих масс с учетом морфологии и знака аномалий магнитного поля; 2) выделенные структуры подразделены на несколько порядков, но при этом не дано строго однозначного определения структур I и II порядка.

В дополнение морфологического принципа разделения структур предпринята попытка их группирования по особенностям геологического развития, выявленным в результате палеогеографических и палеотектонических реконструкций. Так отрицательные структуры классифицируются по времени их "наиболее энергичного опускания", а положительные структуры – по времени их "окончательного вовлечения" в общее прогибание, которое устанавливается по возрасту наиболее древних отложений, перекрывающих сводовые части поднятий. К примеру, структуры Средне-Хадуттейского, Тазовского, Вынгапурского поясов валов, Ныдовской и Пурпейской групп поднятий, Верхне-Пурского вала перекрываются осадками в среднеюрскую эпоху, а Нижне-Пурский и Ярудейский валы – в позднеюрскую. Основными этапами прогибания Пякупурского и Уренгойского прогибов были среднеюрский, позднемеловой и палеогеновый, Надымской впадины – позднемеловой и палеогеновый, Табьяхинского и Новопортовского прогибов – позднемеловой, Усть-Енисейской впадины – юрский и раннемеловой. Кроме этого, в южных и юго-восточных районах, а также в Приенисейской части отмечено наличие структур, которые испытали кратковременные поднятия в различные промежутки геологического времени. Авторы схемы предположили, что наибольшее распространение это явление должно получить в центральных и северных районах Западной Сибири.

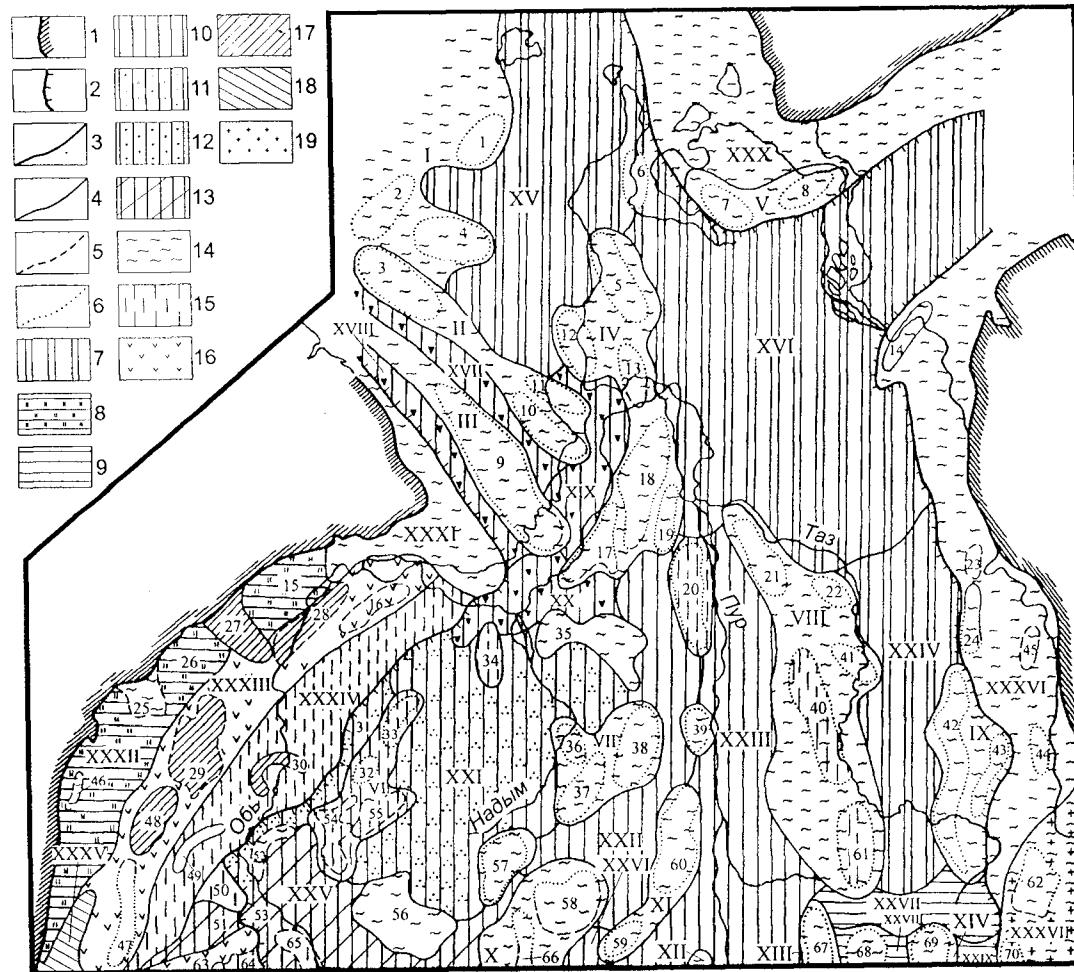


Рис. 7. Фрагмент “Тектонической схемы мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно - Сибирской плиты” (по Геология..., 1964).

## Подписи к рис. 7.

1 – граница палеозойского обрамления; 2 – граница между внешним поясом и внутренней областью Западно-Сибирской плиты; 3 – контуры крупных структурных элементов: моноклиналей, выступов, поясов валов и групп поднятий, впадин, крупных прогибов; 4-6 – внешние контуры валов, групп поднятий, структурных носов, мульд, установленных: 4 – по данным сейсморазведки и бурения, 5 – по данным сейсмозондирования, электроразведки, частично бурения, 6 – по данным магниторазведки; 7-13 – структурные формы отрицательного знака (впадины, прогибы, мульды), главные этапы прогибания которых приходятся на: 7 – юрский период и нижнемеловую эпоху с незначительным прогибанием в верхнемеловую эпоху и палеогеновый период, 8 – юрский, меловой и палеогеновый периоды (прогибание происходило непрерывно и относительно равномерно), 9 – среднеюрскую и нижнемеловую эпохи с незначительным прогибанием в верхнемеловую эпоху и палеогеновый период, 10 – нижнемеловую эпоху со значительным прогибанием в среднеюрскую и верхнемеловую эпохи и в палеогеновый период, 11 – то же, что и 10, но прогибание в среднеюрскую эпоху было незначительным, 12 – то же, что и 11, но прогибание в палеогеновый период было незначительным, 13 – меловой и палеогеновый периоды с незначительным прогибанием в среднеюрскую эпоху; 14-18 – структурные формы положительного знака (моноклинали, выступы, пояса валов и групп поднятий, валы, структурные носы), полностью перекрытые осадками соответственно: 14 – в среднеюрскую эпоху, 15 – в верхнеюрскую эпоху, 16 – в валанжинский век, 17 – в готеривский и барремский века, 18 – в аптский и альбский века; 19 – структуры, пережившие инверсию тектонического режима в мезозое, выраженную в выходе на дневную поверхность отдельных участков в верхнеюрскую эпоху.

## Цифрами на карте обозначены:

I – Северо-Ямальская группа валов, II – Таркосалинский пояс валов, III – Южно-Ямальский пояс валов, IV – Средне-Хадуттейский пояс валов, V – Дорофеевский пояс валов, VI – Казымский пояс валов, VII – Пурпейская группа поднятий, VIII – Тазовский пояс валов, IX – Больше-Ширтинская группа валов, X – Сургутское сводообразное поднятие, XI – Вынгапурский пояс валов, XII – Нижне-Вартовское сводообразное поднятие, XIII – Пыль-Караминский пояс валов, XIV – Комсесъеганский пояс валов, XV – Усть-Обская впадина, XVI – Усть-Енисейская впадина, XVII – Марресальский прогиб, XVIII – Байдарацкий прогиб, XIX – Новопортовский прогиб, XX – Табъяхинский прогиб, XXI – Надымская впадина, XXII – Пякупурский прогиб, XXIII – Уренгойский прогиб, XXIV – Худосейский прогиб, XXV – Ханты-Мансийская впадина, XXVI – Ярсомовский прогиб, XXVII – Толькинский прогиб, XXVIII – Тымский прогиб, XXIX – Касский прогиб, XXX – Таймырский выступ, XXXI – Щучинский выступ, XXXII – Ляпинский прогиб, XXXIII – Северо-Сосьвинский мост, XXXIV – Березовская моноклираль, XXXV – Туринский выступ, XXXVI – Пакулихинская моноклираль, XXXVII – Елогуйский выступ.

1 – Северо-Ямальский вал, 2 – Шарский вал, 3 – Мордыяхский вал, 4 – Средне-Ямальский вал, 5 – Верхне-Юрибейский вал, 6 – Явайский вал, 7 – Водораздельный вал, 8 – Дорофеевский вал, 9 – Южно-Ямальский вал, 10 – Таркасалянский вал, 11 – Яптиксалинский вал, 12 – Трехбугорный вал, 13 – Южно-Гыданский вал, 14 – Малохетский вал, 15 – Шурышкарская мульда, 16 –

Салемальский вал, 17 – Верхне-Хадуттейская группа поднятий, 18 – Средне-Хадуттейский вал, 19 – Эдей-Харвутский вал, 20 – Нижне-Пурский вал, 21 – Тазовский вал, 22 – Сидоровский вал, 23 – Ермаковский вал, 24 – Костровский вал, 25 – Хальмерюйский структурный нос, 26 – Хулгинская мульда, 27 – Войкарский структурный нос, 28 – Мужинский вал, 29 – Черногорская группа поднятий, 30 – Алясовский вал, 31 – Унторский прогиб, 32 – Куноватский вал, 33 – Полуйский вал, 34 – Ярудейский вал, 35 – Ныдовская группа поднятий, 36 – Танловский вал, 37 – Южно-Танловский вал, 38 – Пурпейский вал, 39 – Верхне-Пурский вал, 40 – Средне-Тазовский вал, 41 – Красноселькупский вал, 42 – Больше-Ширтинский вал, 43 – Нижне-Баихский вал, 44 – Верещагинский вал, 45 – Фарковский вал, 46 – Мансийский вал, 47 – Сосьвинский вал, 48 – Сартыньинский вал, 49 – Игримский вал, 50 – Шухтунгортский вал, 51 – Камская мульда, 52 – Шеркалинский вал, 53 – Ендырьский вал, 54 – Амиинский вал, 55 – Казымский, 56 – Ляминская группа поднятий, 57 – Верхне-Казымская группа поднятий, 58 – Тромъеганская группа поднятий, 59 – Ватьеганский вал, 60 – Вынгапурский вал, 61 – Чатылькинский вал, 62 – Келлогская группа поднятий, 63 – Тугровский вал, 64 – Ошмарьинский прогиб, 65 – Красноленинский вал, 66 – Чернореченский вал, 67 – Пыль-Караминский вал, 68 – Кулынигольский вал, 69 – Комсесъеганский вал, 70 – Верхне-Сымский вал.



Как следует из описания отдельных структур, абсолютные отметки подошвы осадочного чехла в пределах Надым-Тазовского междуречья колеблются от  $-3 - (-3,5)$  км в пределах положительных структур до  $-4 - (-4,5)$  км в наиболее погруженных частях сопряженных впадин и прогибов; не исключается возможность увеличения мощности чехла в их пределах и до 6 км. В отрицательных структурах нижние горизонты чехла представлены ниже-среднеюрскими отложениями тюменской свиты, которые выклиниваются к сводовым частям большинства поднятий.

Но уже в 1966 г. Н.Н.Ростовцев (Ростовцев, 1966) на основе единичных точечных зондирований МПВ, сведений о залегании магнитных масс и редких материалов МОВ высказал предположение о значительном увеличении мощности осадочного покрова в северных районах ЗСП. Осадочные толщи в этих районах, согласно Н.Н.Ростовцеву, перекрывают резко дифференцированный рельеф фундамента, абсолютные отметки рельефа которого варьируют в диапазоне от  $-3 - (-4)$  км в пределах крупных поднятий до  $-7 - (-10)$  км в наиболее глубоких частях окружающих их прогибов. При этом резкое увеличение мощности чехла происходит за счет отложений заводоуковской серии, мощность которой в пределах прогибов достигает 4-5 км, а нижняя возрастная граница опускается до середины триаса. Однако Н.Н.Ростовцев не отрицает, что часть прогибов может быть выполнена челябинской серией, соответственно чему эти отложения должны быть включены в разрез фундамента.

Создание в 60-е годы большого количества схем тектоники чехла ЗСП, а также выделение на них разнообразных структурных форм, естественно поставило перед исследователями проблему выработки для форм чехла единой общепринятой классификации. Практически в каждой работе обсуждаются принципы и критерии разделения структур и предлагаются свои собственные разработки.

Большое внимание изучению проблемы классификации структур чехлов платформ уделял В.Д.Наливкин. Наиболее важной, по его мнению, является генетическая классификация (Наливкин, 1962). Однако в своей работе он пишет, что, несмотря на попытки выделить структуры, формирование которых обусловлено процессами, идущими от фундамента, и процессами, происходящими непосредственно в объеме чехла, на данном этапе

исследования “генетическая классификация... разработана слабо и отчетливые критерии определения типов структур почти не установлены” (там же, с. 24). В соответствии с этим предлагается развивать морфологическую классификацию структур, в качестве определяющих критериев при построении которой выдвигаются размеры структур, степень их удлиненности, форма в плане и выдержанность по различным горизонтам чехла. Первостепенное значение среди вышеописанных признаков В.Д.Наливкин отводит размеру структур, объясняя это двумя причинами: во-первых, “чем больше размеры, тем, как правило, на большей глубине находятся причины структурообразования”, во-вторых, “...размеры структур определенного генезиса имеют определенные пределы, за которые они не выходят” (там же, с. 24-25). Другими словами, согласно В.Д.Наливкину, генетический тип предопределяет размеры формируемых структур. По критерию размерности предлагается выделять четыре группы структур: 1) крупнейшие, имеющие размеры многие сотни и первые тысячи километров; 2) крупные – сотни километров; 3) средние – десятки и первая сотня километров; 4) мелкие - единицы и первые десятки километров.

По форме В.Д.Наливкин разделяет структуры всех размеров на три группы: 1 - округлые (отношение длины к ширине не более чем 2 к 1); 2 - вытянутые (отношение длины к ширине более чем 3 к 1), которые, как правило, связаны с разломами или являются унаследованными от складчатых структур фундамента; 3 - структуры, имеющие одно крыло. В последнюю группу включены уступы и террасы (крупные структуры), флексуры и ступени - средние. В основном структуры этой группы образуются за счет движения по разломам и линейным ослабленным зонам.

Независимо от размеров и генетической принадлежности, в отдельную категорию обособляются незамкнутые структуры, которые наиболее характерны для краевых частей бассейнов седиментации. В качестве терминов для их обозначения В.Д.Наливкин предлагает “полусвод”, “полувпадина” и т.д.

В зависимости от выдержанности структур по различным горизонтам чехла, по мнению В.Д.Наливкина, целесообразно разделять выделенные структуры на три группы: 1) отраженные (выраженные по всем горизонтам в виде структур одного знака); 2) погребенные (структуры над которыми более

молодые горизонты залегают моноклиально); 3) навешанные (проявляющиеся только в верхних горизонтах).

Кроме всех вышеперечисленных классификаций для нефтегазоносных территорий важной является классификация, отражающая время роста структур. Разделение структур на такой основе "...помогает проводить тектоническое районирование и восстанавливать геологическую историю" (Наливкин, 1962, с. 28).

В 1963 году состоялось Межведомственное совещание, посвященное проблеме выработки единой классификации структур чехлов платформ (Решение..., 1963). Авторы выработанной на совещании классификации (табл. 1) отмечают ее морфологическую сущность и используют при построениях те признаки платформенных структур, которые, по их мнению, больше всего связаны с причинами структурообразования и являются наиболее важными при разведочных работах на нефть и газ. Из дальнейшего рассмотрения видно, что при ее составлении в большой степени были реализованы идеи В.Д.Наливкина, который являлся одним из авторов проекта классификации.

Одним из наиболее важных критериев в предложенной классификации служит размер структур. Согласно признаку размерности выделено шесть групп структур: региональные; крупнейшие (надпорядковые), имеющие площадь более 60-100 тыс. км<sup>2</sup>; крупные (I порядка) – от 6-10 до 60-100 тыс. км<sup>2</sup>; средние (II порядка) – от 200 до 6000-10000 км<sup>2</sup>; мелкие (III порядка) – 20-200 км<sup>2</sup>; мельчайшие (IV порядка) – до 20 км<sup>2</sup>. Справедливости ради необходимо отметить, что авторы указывают на условность установленных пределов и поэтому "...не следует совершенно однотипные структуры лишь по одному формальному признаку относить к разным группам" (Решение..., 1963, с. 5).

В качестве еще одного важного классификационного признака используется форма структур. Она оценивается по таким параметрам как вытянутость и замкнутость. Кроме того, в отдельную группу выделяются "однокрылые структуры". По критерию прослеживаемости в разрезе чехла выделяются "сквозные", "погребенные" и "дисгармоничные" структуры. Далее рассмотрены основные типы выделяемых структур, применяемая для их обозначения терминология, а также основные группы разрывных нарушений, среди которых выделены крупнейшие, крупные, средние, мелкие и внутричехольные.

Классификация платформенных структур (Решение..., 1963)

Таблица 1.

Форма Размеры	Округлые, изометричные (короче, 1:3)		Вытянутые линейные (длиннее, 1:3)		Незамкнутые		Однокрылые	Соотношение структурных планов в разрезе		Сочленяющие структурные формы
					I вариант	II вариант		с соответствием	с несоответствием	
Региональные	<b>Щиты</b> Балтийский, Центрально- Казахский	<b>Плиты</b> Русская, Турано- Скифская, Западно- Сибирская	<b>Кряжи</b> Уральский		<b>Перикратонные опускания</b> Западно-Уральское, Северо-Кавказско- Копетдатское					
Крупные (надпоряд- ковые) более 60-100 тыс. км <sup>2</sup> 50-6000х х600-1000 км	<b>Антеклизы</b> Волгоураль- ская - Р Туркменская - Т.С. Анабарская - С	<b>Синеклизы</b> Московская -Р Амударьин- ская - Т.С. Нижнеобская- З.С. Тунгусская - С	<b>Гряды</b> Донецко-Алайская - Т.С.		<b>Желоба</b> Мезенско-Вычегодский - Р Северо-Туркменский -Т.С. Колтогорско- Уренгойская -З.С. <b>Авлакогены</b> Большие Днепровско-Донецкий - Р		Геммантеклизы, гемисинеклизы	Ко всем терминам прибавляется приставка "пол" или "теми"	Моноклинали Уступы Ступени Сквозные Погребенные Дисгармоничные	Седловины
Крупные (I-порядка) от 6-10 до 60- 100 тыс.км <sup>2</sup> 50-200х х150-500 км	<b>Своды</b> Татарский - Р Центрально- Каракумский - Т.С. Нижнеуртовский- З.С. Оленекский -С	<b>Впадины</b> Мелекесская - Р Азово-Кубан- ская - Т.С. Ханты- Мансийская-З.С. Канско- Тасеевская - С	<b>Крупные валы (мегавалы)</b> Коневско-Бе- резанский -Т.С. Парабель- ский - З.С. Хантайско-Ры- бинский - С	<b>Сложные валы</b> Сокско-Шеш- минский - Р Мангышлак- ский - Т.С. Непский - С	<b>Прогибы</b> Верхнеузбойский - Т.С. Усть-Тымский - З.С. <b>Авлакогены</b> малые: Пачелмский - Р	Выступы, понижения				
Средние (II порядка) от 200 до 6000- 10000 км <sup>2</sup> 5-40х х40-300 км	<b>Куполовидные</b> Шкаповское - Р Зиаглы-Дарва- зинское - Т.С. Межовское - З.С. <b>Горстообраз- ные поднятия</b> Жирновско- Линевское - Р Каганское - Т.С.	<b>Котловины</b> Роментанская - Т.С. Миндерлык- ская - З.С. <b>Грабено- образные котловины</b> Карамышская- Р	<b>Валы</b> Краснокамско- Полазнен- ский - Р Старо-Солдат- ский - З.С. Жигаловский - С <b>Дизъюнк- тивные валь</b> Елховско-Бо- ровский - Р Староминско- Павловский - Т.С.	<b>Антикли- нальные зоны</b> На Турано- Скифской плите <b>Дизъюнктивные депрессии</b>	<b>Депрессии</b> Ставропольская - Р Тарско-Муромцевская - З.С. <b>Дизъюнктивные депрессии</b>					

Продолжение таблицы 1

Форма Размеры	Округлые, изометричные (короче, 1:3)		Вытянутые линейные (длиннее, 1:3)		Незамкнутые		Однокрылые			Соотношение структурных планов в разрезе		Сочленяющие структурные формы	
					I вариант	II вариант				с соответствием	с несоответствием		
Мелкие (III порядка) локальные структуры 20-200 км <sup>2</sup> 3-20 км	<b>Купола</b>  Соколовогорский - Р Кугультинский - Т.С. Березовский - З.С.	<b>Мульды</b>	<b>Брахисинклинали</b>  Голышурминская - Р Сердюковская - Т.С. Алясовская - З.С.	<b>Брахисинклинали</b>	Структурные мысы (носы); структурные заливы	Ко всем терминам прибавляется приставка "пол" или "геми"	Моноклинали	Уступы	Ступени	Сквозные	Погребенные	Дисгармоничные	Пережимы
Мельчайшие (IV порядка) до 20 км <sup>2</sup> 2-4 км	Применяются термины свободного пользования - вершины и опускания												
Термины свободного пользования (широкого понимания)	Структура, складка, дислокация, нарушение, поднятие, опускание, вершина (свода, брахиантиклинали, купола и т.п.), грабен, горст, флексура												

Принятые сокращения: Р - Русская плита; Т.С. - Турано-Скифская плита; З.С. - Западно-Сибирская плита; С - Сибирская плита

Таким образом среди основных результатов исследований данного этапа можно отметить составление “магнитоструктурных” карт рельефа поверхности фундамента для большей части ЗСП; они составлены по результатам расчета глубин залегания верхних кромок магнитовозмущающих масс. Текстурный рисунок аномалий магнитного поля, в свою очередь, позволил обозначить контуры большого количества самостоятельных структур, что, в конечном итоге, дало возможность детализировать структуру чехла плиты. В пределах Надым-Тазовского междуречья обособлен ряд морфологически выраженных элементов структуры чехла, сформированных в различные этапы геологической истории. Эти элементы отражают резко дифференцированный рельеф фундамента, который в наиболее глубоких депрессиях залегает на глубинах до 10 км. При этом увеличение мощности чехла происходит преимущественно за счет нижне-среднеюрских, а возможно и триасовых отложений.

Разнообразие выделяемых морфологических элементов, составлявших основу карт и схем тектоники чехла ЗСП, выдвинуло на повестку дня вопросы, связанные с поиском критериев и способов их разграничения и рисовки, создания для них единой классификации. Создание общепризнанной классификации не только для морфологических элементов чехла ЗСП, но и для чехлов других платформенных областей оказалось важной задачей еще и потому, что она позволила бы упростить процедуру сравнительного анализа чехольных комплексов и регионального прогноза их нефтегазоносности.

### **1.3. Конец 60-х – середина 80-х годов XX века**

Конец 60-х – начало 80-х годов характеризуется резким увеличением интереса к общим проблемам тектоники молодых платформ и, в частности, к общим закономерностям строения ЗСП. Наряду с многочисленными статьями, в свет выходит ряд обобщающих монографий, тематических сборников и карт (Молодые..., 1965; Рудкевич, 1969, 1974; Атлас..., 1970; Геологическое..., 1970; Дизъюнктивная..., 1970; Основные..., 1970; Гурари и др., 1971; Крылов, 1971; Гарецкий, 1972; Соболевская, 1973; Геология..., 1975; Молодые..., 1975; Сурков, Жеро, 1981; Карогадин, Прокопенко, 1984; Тектоника..., 1984; и др.). В качестве основных проблем в этих работах рассматриваются: обособление “молодых платформ” как класса тектонических объектов, вопросы проведения

их границ; сравнительный анализ тектоники молодых и древних платформ; проблемы выделения структурных ярусов, формаций и формационных рядов чехлов, наличия промежуточного комплекса; совершенствования способов графического представления конечных результатов тектонического районирования и использования этих результатов для целей регионального прогноза нефтегазоносности и др. Эти аспекты исследований имеют принципиальное значение для анализа тектоники ЗСП и Надым-Тазовского междуречья как одной из внутренних ее территорий. Далее остановимся на тех из них, которые имеют непосредственное отношение к чехлу плиты.

Активизация тектонических наблюдений в конце 60-х – середине 80-х годов связана прежде всего с постановкой на территории ЗСП региональных сейсмических исследований методами ГСЗ, КМПВ, МОВ и особенно его модификации МОГТ. Их результаты для территории Надым-Тазовского междуречья изложены в ряде публикаций (Вайполин, 1966; Волкова и др., 1978; Гиршгорн, 1966; Гиршгорн и др., 1975, 1977; Голионко, Бояр, 1978; Чекалев, 1986, 1989; Чернышев и др., 1978; и др.). Вторым моментом, сыгравшим положительную роль, стало распространение сети поискового бурения из южных и центральных районов плиты на ее север.

**Выделение структурных ярусов и подъярусов**, соответствующих основным этапам эволюции структуры чехлов молодых платформ по аналогии с тем, как это делается на древних платформах, является одной из ключевых проблем, при анализе их строения. Как правило, такие подразделения в чехле ЗСП ранее не выделялись, в связи с представлением о унаследованности развития структур в разрезе чехла. Р.Г.Гарецкий (1972) указал на принципиальную возможность проведения этой процедуры. Имеющаяся информация позволила Р.Г.Гарецкому помимо нижнего структурного яруса чехла ЗСП, представленного туринской (нижний подъярус) и челябинской (верхний подъярус) сериями, обособить (с определенной долей условности) еще два: юрско-миоценовый и плиоцен-антропогеновый. По его представлениям, первый состоит из нижне-среднеюрского, верхнеюрско-неокомского, иногда разделяющегося на верхнеюрский и неокомский, апт-сеноманского, верхнемелового, палеоцен-нижеолигоценового, среднеолигоцен-миоценового подъярусов (см. рис. 15). Второй ярус залегает на размытой поверхности меловых и палеогеновых отложений и носит характер

почти горизонтального покрова. Границы между ярусами и подъярусами в одних районах плиты представлены в виде размывов, перерывов или угловых несогласий, в других – сильно затушеваны или не улавливаются вовсе.

Расчленение чехла ЗСП на структурные подразделения выполнено и в работе М.Я.Рудкевича (1974). Оно проведено на основе палеотектонических реконструкций, которые представляют собой анализ мощностей различных интервалов чехла, дополненных данными по литологии отложений. В результате обособлены юрский, берриас-сеноманский, турон-датский, палеогеновый, неогеновый и верхнеплиоцен-четвертичный структурные подэтажи (см. рис. 15). Юрский подэтаж состоит из нижне-среднеюрского и верхнеюрского структурных ярусов, берриас-сеноманский – из неокомского и апт-сеноманского, палеогеновый – из палеоценового, эоценового и олигоценового. Границы между подэтажами выражены региональными или зональными перерывами в осадконакоплении, а между ярусами – резкой сменой характера осадков и иногда стратиграфическими несогласиями.

С обособлением структурных ярусов в составе чехлов тесно связана **проблема выделения формаций, их вертикальных и латеральных рядов**. Анализ формаций и их рядов является одним из важнейших составных элементов регионального тектонического анализа, который позволяет определить вещественный состав и условия формирования тектонических структур чехла.

Сопоставление формационных рядов молодых платформ (Крылов, 1970) показало их существенное сходство, проявившееся в наборе формаций и в порядке их смены в вертикальном разрезе. При этом типовыми являются платформенная известняковая, мергельно-меловая, карбонатно-терригенная, кремнисто-терригенная, эвапоритовая, глинистая, песчано-глинистая, песчано-глинистая глауконитовая, песчано-глинистая угленосная и песчано-глинистая пестроцветная формации. В целом формации молодых платформ характеризуются широким распространением и отражают тектонический режим крупных участков плит, включающих различные структурные элементы. Лишь эвапоритовая и, в меньшей степени, нижняя угленосная формации связаны с определенными крупными структурами и являются индикаторами конкретных категорий элементов. К примеру, нижняя угленосная формация распространена в зонах раннего прогибания и характеризуется наибольшим градиентом



изменения мощности. Остальные формации не связаны с какими-либо структурами и развитие самих структур фиксируется лишь по изменениям мощностей формаций и по их фациальным характеристикам.

На основе анализа распределения формаций в чехле ЗСП Н.А.Крыловым выделено несколько циклов его развития: раннеюрско-валанжинский (иногда разделяющийся на два подцикла – ранне-среднеюрский и позднеюрско-валанжинский); неокомско-раннеолигоценый с неокомско-туронским и сантонско-раннеолигоценовым подциклами; олигоцен-миоценовый; плиоцен-четвертичный.

Формационному аспекту исследований при изучении чехла ЗСП в настоящее время незаслуженно уделяется недостаточно внимания. Объясняется это видимо тем, что среди геологов-нефтяников бытует мнение о ведущей роли в оценке перспектив нефтегазоносности, а, следовательно, в первую очередь подлежащими изучению, таких тектонических критериев, каковыми являются морфологические особенности структур и их нарушенность разрывными нарушениями. Тем не менее, из общего списка выделяется ряд работ, в которых, начиная с публикации В.П.Казаринова и Л.А.Сигал (Геология..., 1958), проблеме формационного анализа чехла ЗСП уделялось большое внимание. Достаточно упомянуть работы Ю.П.Казанского (1963), К.В.Боголепова (1967), А.В.Гольберта и его соавторов (Палеоландшафты..., 1968; Палеоклиматы..., 1977; Гольберт, 1987), также ряд исследований, выполненных под руководством М.Я.Рудкевича (Атлас..., 1970; Основные..., 1970).

Исследование вертикальных и латеральных рядов мезозойско-кайнозойских формаций Сибири позволило К.В.Боголепову (1967) сделать ряд общих заключений об условиях формирования чехла ЗСП. В явном виде им представлены две главных группы литологических формаций: 1) преимущественно "наземные" (субконтинентальные) формации окраинных частей плиты и 2) формации шельфового моря и низменных, периодически заливаемых морем равнин, характерных для ее внутренних частей. Сложно сочетающиеся формации этих групп образуют ограниченное количество (пять) латеральных формационных рядов. По его представлениям, закономерности их размещения обусловлены "темпом тектонического развития отдельных субмеридиональных зон" и их соотношениями с областями сноса. Соотношение

областей сводовых поднятий и областей сноса "...привело к существованию асимметрии в распространении основных типов формаций" (Боголепов, 1967, с. 82). Латеральные ряды позволили наметить диссимметрию седиментации и развития тектонических структур Приуральской, Центральной и Приенисейской частей плиты.

В результате анализа вертикальных рядов формаций К.В.Боголепов выделил эпохи наиболее интенсивного привноса грубого терригенного материала во внутренние части мезозойско-кайнозойского бассейна, что соответствует общему повышению "коэффициента песчаности" в отложениях - это ранняя и средняя юра, апт (?) - альб и середина - вторая половина олигоцена.

Проведение формационного анализа отложений чехла являлось составной частью методики составления "Атласа структурных, палеотектонических карт и геологических карт среза для территории Западно-Сибирской низменности" (1970). В объяснительной записке к нему (Основные..., 1970) указывается, что помимо суммарных мощностей в основу составления серии палеотектонических карт положены формационные характеристики исследуемых интервалов чехла. В составе платформенных формаций чехла ЗСП выделены две большие группы: морская и континентальная. Первая группа включает в себя существенно глинистую, алевроито-глинистую, глинисто-алевритовую, песчано-глинистую, песчано-глауконитовую и глинисто-кремнистую формации и подформации. Во вторую - входят формации песков и глин (лагунно-континентального генезиса), молассоидная угленосная, осадочно-вулканогенная, трапповая. Для более полной характеристики формаций на картах показан ряд дополнительных их признаков: интрузии и покровы базальтов и долеритов, битуминозность, углепроявления, содержание полезных ископаемых и т.д.

Следует в этой связи также отметить работу М.Я.Рудкевича и его соавторов (Нефтегазоносные..., 1988), в которой предложена классификация характерных для чехла ЗСП формаций (табл. 2) и рассмотрена их связь с процессами нефтегазообразования.

Следующий круг вопросов тесно связан с вещественным составом, характером залегания и структурой доюрских отложений северных районов ЗСП. Новые геофизические данные подтвердили предположения о том, что в

Таблица 2

Классификация осадочных формаций мезозойской части  
платформенного чехла западно-сибирской плиты (Нефтегазоносные..., 1988)

Формация	Преобладающие фации	Стратиграфическая приуроченность	Тектоническое положение
Глубоководно-морская, глинистая, тонкоплитчатая, темноцветная, битуминозная	Дна плоского глубоководного полузамкнутого моря с сероводородным заражением	Баженовская (волжский ярус – нижний берриас), тутлеймская (верхний берриас и нижний валажин) свиты	Большая часть Внутренней тектонической области (Мансийская синеклиза) и Северо-Сосьвинская моноклиза
Глубоководно-морская, глинистая, массивная и толстоплитчатая, сероцветная и темноцветная	Дна глубокой части открытого морского бассейна	Части абалакской (келловей-оксфорд), георгиевской (кимеридж), мегнионской, фроловской, ахской, алясовской свит (горизонты неокома), кузнецовская свита (турон)	Палеоосевые зоны Мансийской, Ямало-Гыданской, Надым-Тазовской синеклиз
Глубоководно-морская песчано-алевритовая с градационной слоистостью, темноцветная	Турбидитов	Ачимовская толща (горизонты неокома)	То же
Глубоководно- и мелководно-морская, кремнистая и кремнисто-глинистая, массивная, светлая	Аналогов континентальных склонов и дна открытого относительно глубоководного морского бассейна	Березовская, ипатовская, славгородская свиты (коньяк-кампан)	Большая часть Внутренней тектонической области, Северо-Сосьвинская моноклиза
Мелководно-морская, алеврито-глинистая, массивная и грубоплитчатая, сероцветная	Аналогов континентальных склонов открытого морского бассейна	Точинская, яновстанская свиты (верхняя юра), куломзинская, нижнехетская, части мегнионской, вартовской, ахской, фроловской свит (горизонты неокома), части алымской и ханты-мансийской свит (апт-альб), дорожковская, насоновская свиты (турон-сантон)	Присутствует почти на всех крупнейших структурах
Мелководно- и прибрежно-морская, Песчано-глинистая, ритмично-горизонтально-слоистая, сероцветная	Шельфовых террас, пляжей, авандельт, прибрежных баров, отмелей, подводных валов	Васюганская, сиговская свиты (верхняя юра), части мегнионской, суходудинской, вартовской свит (горизонты неокома)	Главные ареалы распространения: борта неглубоких синеклиз, антеклизы, части глубоких синеклиз
Прибрежно-морская, песчано-алевритовая, горизонтально-тонкослоистая, сероцветная	Выравненных низких пляжей, авандельт, аналогов очень пологих континентальных склонов	Часть алясовской свиты (готерив-баррем), викуловская (апт), уватская (сеноман) свиты	Мансийская неглубокая синеклиза, Приуральская часть Внешнего пояса
Прибрежно-морская и лагунная, песчано-алеврито-глинистая, линзовиднослоистая, сероцветная и зеленоцветная	Заливов, лагун, дельт	Части вартовской, суходудинской свит (горизонты неокома)	Зоны антеклиз и Надым-Тазовской и Усть-Енисейской глубоких синеклиз

Продолжение таблицы 2

Формация	Преобладающие фации	Стратиграфическая приуроченность	Тектоническое положение
Прибрежно-морская и континентальная, песчано-алеврито-глинистая, ритмично-горизонтально-слоистая, сероцветная и темноцветная, субугленосная	Дна и побережья мелкого опресненного озера – моря и прибрежных озерно-болотных равнин	Большехетская серия (нижняя – средняя юра), тинопчинская свита (верхний готерив – апт)	Ямало-Тазовская мегасинеклиза (для ранне-среднеюрского времени), Ямало-Гыданская глубокая синеклиза (для готерив-аптского времени)
Прибрежно-континентальная, песчано-алеврито-глинистая, линзовидно-слоистая, сероцветная и темноцветная, субугленосная	Озер, болот, речных бассейнов	Заводоуковская серия (нижняя-средняя юра), малохетская, яковлевская свиты (баррем-альб)	Обская «мегаантеклиза» (для ранне-среднеюрского времени), Усть-Енисейская и частично Надым-Тазовская глубокие синеклизы (для баррем-альбского времени)
Прибрежно-континентальная, алеврито-песчаная, массивная и косослоистая, сероцветная	Наземной части дельт и крупных речных артерий	Юрацкая (валанжин), покурская (апт-сеноман), долганская (сеноман) свиты	Центральная и восточная части плиты
Континентальная, песчано-алеврито-глинистая, линзовидно-слоистая, пестроцветная и красноцветная	Озер, болот и рек в аридной климатической области	Татарская (келловей), илекская (неоком), киялинская (верхний валанжин – баррем), леньковская (апт-сеноман) свиты	Южная и юго-восточная части плиты
Континентальная, алеврито-глинисто-песчаная грубослоистая, сероцветная, угленосная	Озер, болот и рек всхолмленных равнин в области гумидного климата	Яныманьинская, оторьинская, макаровская, итатская свиты (нижняя – средняя юра)	Ляпинский мегапрогиб Северо-Сосьвинской моноклизы, Чулымская синеклиза

пределах Надым-Тазовского междуречья поверхность фундамента находится на глубинах до 8 и более км (Вайполин, 1966; Гиршгорн, 1966; Копелев, 1970; и др.). Это дало пищу для дальнейших размышлений о составе и структуре нижних горизонтов чехла и их соотношениях с подстилающими комплексами.

Л.Ш.Гиршгорн, В.Г.Кабалык и А.Г.Краев. (1972), проведя анализ геолого-геофизических данных, сделали вывод о наличии в нижней части Обь-Тазовской синеклизы двух структурных ярусов, отделенных друг от друга угловым и стратиграфическим несогласиями.

Нижний ярус сложен осадочным комплексом пород и предположительно датируется триасом. Главной его особенностью является прерывистое залегание на поверхности палеозойского(?) складчатого основания. Это выражается в сокращении мощности отложений от депрессионных зон, где она достигает нескольких километров, к сводовым частям крупных поднятий, вплоть до полного выклинивания.

Перекрывающий структурный ярус представлен юрским осадочным комплексом. Его нижне-среднеюрская часть (мощность 1,5-2 км) сложена ритмичным чередованием глинистых и песчаных толщ. Выделенные в них отражающие границы, приуроченные к резким литологическим границам, разделяющим крупные ритмы седиментации, прослеживаются по всей территории и указывают на согласное залегание отложений в пределах яруса. Л.Ш.Гиршгорн и его соавторы отрицают возможность существования меридиональной зональности в распределении мощностей осадков юрского яруса, поскольку общая мощность платформенного чехла от поднятий к прогибам меняется в основном за счет нижней триасовой толщи. Поэтому, по их мнению, выделяемые на предыдущих схемах, представляющих собой районирование прежде всего складчатого фундамента на основе интерпретации гравимагнитных данных, Хантейская, Вах-Тазовская антеклизы, Мансийская синеклиза и Пуровский желоб, являются морфологически оправданными только для отложений триаса, тогда как для вышележащих комплексов единой региональной структурой служит Обь-Тазовская синеклиза. Позднее, на основе сейсморазведочных данных (Гиршгорн, Кабалык, 1979), была выявлена система флексур, ограничивающих с запада, севера и юга область резкого нарастания мощности доюрской толщи.

Существенное увеличение суммарной мощности чехла за счет отложений триаса, выполняющих грабенообразные прогибы, расположенные в северной части Западно-Сибирской плиты было показано и на “Схематической карте отложений, залегающих на складчатом фундаменте Западно-Сибирской плиты” (Брадучан и др., 1972).

С триасовым комплексом северных районов ЗСП связана **проблема тафро- или рифтогенеза**. Рассматривая тектонику районов, простирающихся к северу от Широкого Приобья, П.К.Куликов, А.П.Белоусов и А.А.Латыпов соглашались с мнением, что между палеозойскими “геосинклинально-параплатформенными” комплексами и юрско-неогеновым чехлом здесь широко распространены континентальные триасовые образования тафрогенного комплекса (Куликов, 1972, 1984; Куликов и др., 1972; Белоусов и др., 1972). Они выполняют протяженные грабенообразные депрессии, разделенные выступами фундамента. Эти блоковые структуры, в свою очередь, служат основанием для выделяемых по сейсмическим горизонтам, приуроченным к вышележащим уровням чехла, линейно вытянутых прогибов (Пурского, Колтогорского, Ярсомовского, Пякупурского) и контрастирующих с ними валов. Валы и прогибы находятся в четком обратном соотношении с магнитными аномалиями. Учитывая, что геоэлектрические свойства тафрогенного комплекса подобны таковым у отложений туринской серии, а также, принимая во внимание наличие внутри него магнитных тел, определенных по расчетам глубин залегания магнитных масс, в противоположность точке зрения Н.Н.Ростовцева, Л.Ш.Гиршгорна и других исследователей, был сделан вывод о сопоставлении этих пород не только с отложениями челябинской серии, но и с вулканогенно-осадочной туринской серией. Туринская серия в центральных и северных районах ЗСП формирует единую вулканогенно-осадочную формацию, мощность которой в отдельных грабенах достигает 2500-3000 м. Присутствие триасовых базальтов в этих районах косвенно подтверждается и тем, что они со всех сторон окружены областями значительного проявления триасового базальтового вулканизма (Приуралье, Сибирская платформа, Таймыр, ряд площадей в пределах ЗСП). Все депрессии, выполненные вулканогенно-осадочной формацией (рис. 8), образуют “...единое, территориально строго очерченное структурное

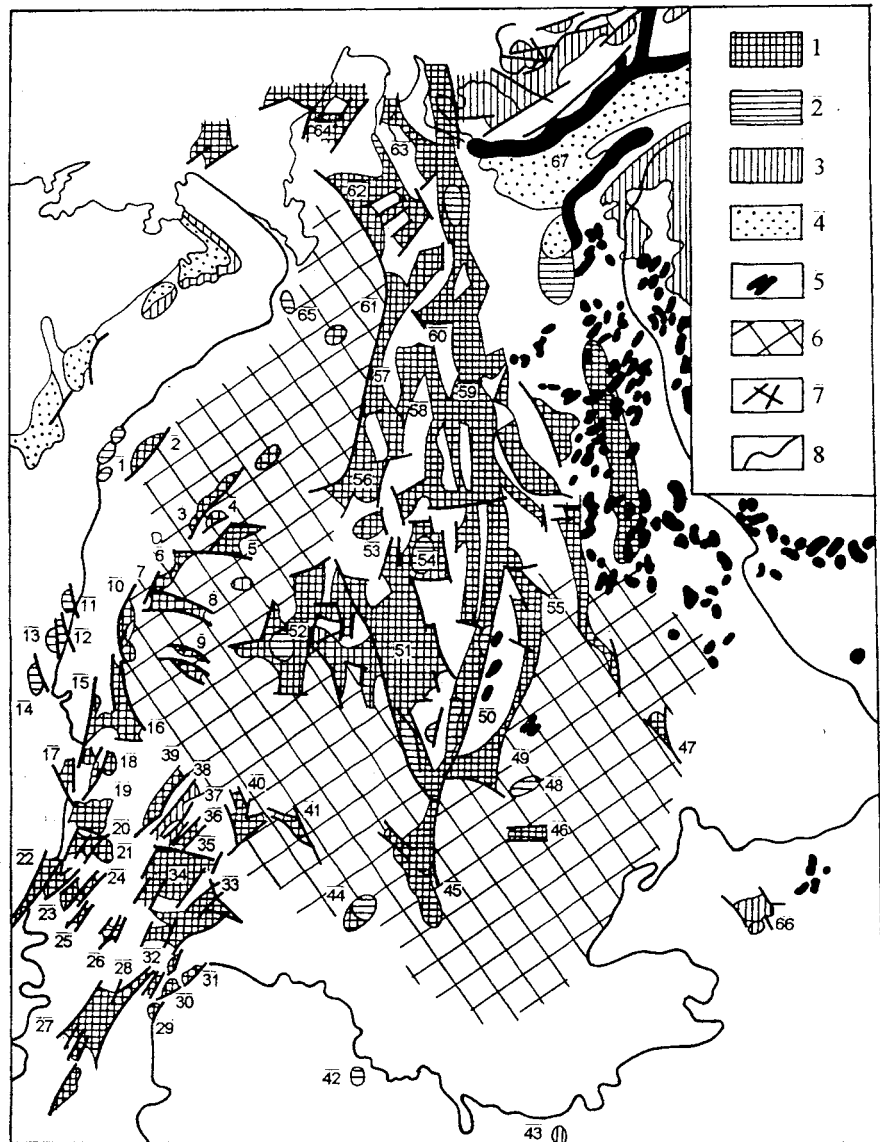


Рис. 8. Схема распространения триасовых образований в Западной Сибири (Куликов и др., 1972).

## Подписи к рис. 8.

1 - вулканогенно-осадочная туринская серия ( $T_{1-2}$ ); 2 - челябинская серия ( $T_3$ ); 3 - поля эффузивных траппов в Кузбассе, на Таймыре и Сибирской платформе ( $T_1$ ); 4 - молассы остаточных передовых прогибов ( $T$ ); 5 - интрузии основного состава ( $T_{1-2}$ ); 6 - области вероятного распространения интрузий базальтоидов, 7 - разломы, 8 - граница Западно-Сибирской плиты.

Цифрами на схеме обозначены триасовые депрессии: 1 - Ятринские, 2 - Усть-Ляпинская, 3 - Чемашевская, 4 - Шеркальская, 5 - Мало-Атлымская, 6 - Тугровская, 7 - Верхне-Кондинская, 8 - Южно-Потанайская, 9 - Половинкинская, 10 - Ереминская, 11- Ивдельская, 12 - Волчанская, 13 - Богословско-Веселовская, 14 - Мостовая, 15 - Бичурская, 16 - Ново-Троицкая, 17 - Буланаш-Елкинская, 18 - Анохинская, 19 - Катайская, 20 - Галкинская, 21 - Новопетропавловская (Архиповская), 22 - Челябинская, 23 - Назаровская и Севастьяновская, 24 - Юламановская, 25 - Кочердыкская, 26 - Звериноголовская, 27 - Убаганская, 28 - Карашиликская, 29 - Биесойганская, 30 - Узункульско-Куприяновская, 31 - Бурлукская, 32 - Какшарская, 33 - Пресновская, 34 - Воргашинская, 35 - Дроновская, 36 - Упоровская, 37 - Липихинская, 38 - Покровская, 39 - Тюменская, 40 - Аромашевская, 41 - Викуловская, 42 - Тениз-Коржункульская, 43 - Семейтауская, 44 - Омская, 45 - Муромцевская, 46 - Западно-Кельгачская, 47 - Белоярская, 48 - Пудинская, 49 - Нюрольская, 50 - Колтогорская, 51 - Ярсомовская, 52 - Цынгалинская, 53 - Тундринская, 54 - Айкаеганская, 55 - Ларьякская, 56 - Верхен-Казымская, 57 - Усть-Танловская, 58 - Пякупурская, 59 - Уренгойская, 60 - Хадуттейская, 61 - Епоковская, 62 - Сеяхинская, 63 - Средне-Гыданская, 64 - Северо-Ямальская, 65 - Лаборовская, 66 - Кузнецкая, 67 - Предтаймырский верхнепермско-триасовый передовой прогиб.

Депрессии, обозначенные номерами 1-32, 34-53, 55, 65, установлены бурением и геологическими съемками, номерами 33, 54, 56-64 различными геофизическими методами.



сооружение, которое может быть названо Западно-Сибирской рифтовой системой” (Куликов и др., 1972).

Рассмотренный комплекс перекрывается ниже-среднеюрской тюменской свитой, которая залегает в виде сплошного чехла, перекрывая нижележащие отложения со структурным и стратиграфическим несогласием, и имеет мощность, не превышающую 1000-1500 м.

Точка зрения П.К.Куликова и его соавторов о “грабен-рифтовой” природе триасовых вулканогенно-осадочных отложений севера ЗСП была поддержана рядом исследователей (Сурков, Жеро, 1981; Сурков и др., 1982 и др.).

Но каким бы не были состав и структура доюрских отложений, развитие которых прогнозировалось в северных районах, неизбежно встал вопрос об их отнесении к фундаменту или чехлу плиты. Решение этого вопроса оказалось весьма неоднозначным. В центральных и южных районах ЗСП дискуссионным в этом плане постоянно было положение триасово-юрских отложений, выполняющих грабенообразные депрессии. Так, Н.Н.Ростовцев (Тектоника..., 1958) считал, что они входят в состав верхнего этажа фундамента. Позднее, он вместе с другими исследователями выделял их в самостоятельный “парагеосинклинальный” этаж, в который входят также палеозойские пологоскладчатые покровы и отложения орогенных впадин (Геология..., 1964). В.Н.Соболевская (1973) предлагала рассматривать образования грабенов в качестве самостоятельного тафрогенного этажа. Коллектив монографии “Тектоника Евразии” (1966) считал их типично платформенными. Более того, наличие отложений (именуемых промежуточными, переходными), структурное положение которых остается не вполне ясным, как выяснилось при сравнительном анализе не является особенностью только ЗСП; они были выделены практически на всех эпипалеозойских плитах. В эту группу включались разнообразные в тектоническом плане комплексы, отличающиеся от типичных отложений чехла и фундамента (Гарецкий, 1972; Молодые..., 1975; и др.).

Особенно актуально **проблема выделения промежуточных комплексов**, объединяющих, помимо триасовых образований, также палеозойские комплексы, представленные платформенными формациями, встала для северных районов ЗСП после проведения на их территории региональных сейсмических исследований методами ГСЗ, КМПВ, ТЗ МОВЗ

(Гиршгорн и др., 1977; Голионко, Бояр, 1978; Волкова и др., 1978; Чернышев и др., 1978; Чекалев, 1989; и др.).

В результате сейсмических исследований было установлено, что вслед за преломленной волной, увязываемой с подошвой осадочного чехла, в верхней части земной коры выделяется одна или две протяженные границы. Наличие этих границ, по мнению ряда исследователей, говорит о присутствии между осадочным чехлом и “кристаллическим” (“ортогеосинклинальным”, “складчатым”) фундаментом отложений промежуточной толщи (промежуточного структурного этажа (ПСЭ)), мощность которых в отдельных депрессиях достигает 6-8 км (Рудкевич, Латыпова, 1979). Сведения о ее составе, возрасте, вещественной неоднородности и деформационных характеристиках, как правило, основывались на скоростных характеристиках среды, изменениях мощности сеймокомплексов, интерполяции геологической ситуации окружающих районов, но чаще на принимаемой априори модели развития исследуемого региона.

На возможность присутствия среди терригенных отложений магматических образований в верхней части ПСЭ, возрастной диапазон которой в построениях различных авторов укладывается в рамки палеозоя-триаса, указывалось в большом количестве опубликованных работ (Гиршгорн и др., 1977, 1987 а, б; Чернышев и др., 1978; Волкова и др., 1978; Рудкевич, Латыпова; 1979; Кунин, Самойлюк 1982; и др.). Так Н.М.Чернышев и его соавторы (1978) отметили, что к верхней части этажа в большинстве случаев приурочены кромки магнитовозмущающих масс. Н.Я.Кунин и Л.А.Самойлюк (1982), в свою очередь, предприняли попытку количественной интерпретации данных магниторазведки. Результаты их интерпретации показали, что магнитные аномалии района обусловлены воздействием трех групп магнитовозмущающих тел, две из которых приурочены к ПСЭ. Первая группа объединяет тела, содержащиеся в верхней части. Они распространены приблизительно на 10% площади и, предположительно, являются силлами пермо-триасового возраста. Тела второй группы сосредоточены преимущественно в нижней части промежуточной толщи. Площадь их развития составляет 10-20%, а представлены они основными интрузивами досреднепалеозойского возраста.

Однако Н.Я.Кунин и Л.И.Иогансон (1984) прогнозируют развитие в верхней части ПСЭ глинистых битуминозных, черносланцевых, соленосных и

карбонатных пород. Формирование соленосных отложений, по их мнению, приходится на девон, в течение которого на севере Западной Сибири происходит оформление солянокупольной впадины. Развитие соляных диапиров в пределах впадины приходится на эпохи интенсивного погружения и осадконакопления в регионе (триас, юра). Следствием диапиризма является формирование крупных высокоамплитудных конседиментационных поднятий (Ямбургское, Заполярное и др.) и сопряженных с ними компенсационных мульд. В качестве дополнительных обоснований гипотезы выдвигаются специфические характеристики волновых полей и приуроченность к крупным поднятиям отрицательных значений гравитационного поля.

Большее единство между исследователями наблюдается при взглядах на состав нижней части ПСЭ. Предположительно она сложена терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями докембрийского и палеозойского возраста (Гиршгорн и др., 1977; Рудкевич, Латыпова, 1979; Кунин, Самойлюк, 1982; и др.). Отмечен и факт резких изменений мощности всего ПСЭ, достигающих первых километров.

Именно наличие промежуточной толщи стало камнем преткновения в проведении границы фундамент-чехол, поскольку отсутствие информации о составе отложений и их внутренней структуре позволило исследователям создать на данном этапе и впоследствии несколько взаимоисключающих моделей структуры ЗСП, соответственно которым разными являются и представления об этапности развития плиты.

В ряде работ (Рудкевич, Латыпова, 1979; Подсосова, 1986; Каштанов и др., 1993; и др.) комплексы, слагающие ПСЭ, рассматриваются как квазиплатформенные, субплатформенные, платформенные, т.е. формирующие единый деформированный платформенный чехол (палеоплитный комплекс) или чехол крупного "массива древней консолидации", структура которого осложнена наложенными деформационными процессами. В других публикациях предполагаемый вещественный состав и изменение мощностей толщи использованы как признаки формирования отдельных ее комплексов в рифтогенные этапы развития северных районов ЗСП (Гиршгорн и др., 1987 б; Гиршгорн, 1988). Наконец, часть исследователей полностью или частично отрицает структурное значение ряда преломляющих границ (например,

Геология..., 1975; Мегакомплексы..., 1986), что ставит под сомнение само существование ПСЭ.

Не остался без внимания исследователей этого периода и **вопрос о наличии в чехле ЗСП разрывных нарушений**. Вне всякого сомнения, наибольший интерес в этом плане представляет составленная в 1970 году коллективом СНИИГГИМСа, совместно с рядом научных и производственных организаций "Карта дизъюнктивной тектоники мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты", а также сопровождающая ее монография Ф.Г.Гурари, К.И.Микуленко, В.С.Старосельцева и др. (Дизъюнктивная..., 1970). В работе рассмотрены методические вопросы выделения разрывных нарушений на основе комплексной интерпретации данных геофизических, геологических, гидрогеологических, геохимических, геотермических и ландшафтных исследований. Выделенные разрывные нарушения разделены на типы в соответствии с их распространением в вертикальном разрезе фундамента и чехла, протяженности и ориентировки. Рассмотрены закономерности пространственного размещения разломов, их связь со структурными формами, а также вопросы влияния дизъюнктивных нарушений на нефтегазоносность отложений.

Дополнить сложившуюся к середине 80-х годов картину представлений о тектонике чехла ЗСП позволяет краткий анализ взаимосвязанных **проблем классификации и картографического изображения его структур**.

Вообще проблема построения общей классификаций структур платформенных чехлов не потеряла своей актуальности до сего дня. В период с конца 60-х по середину 80-х годов, при сравнительном анализе молодых платформ отмечается, что, несмотря на многочисленные попытки создания классификаций, отсутствуют общепринятые критерии разделения платформенных структур и, как следствие, отсутствует их единая классификация (Гарецкий, 1972; Соболевская, 1973; и др.). В связи с этим были предприняты попытки создания таковой. Широкую известность приобрела классификация Р.Г.Гарецкого, А.Е.Шлезингера и А.Л.Яншина (1965) и ее последующие модификации (Гарецкий, 1972; Гарецкий и др., 1977). На рис. 9 представлен один из ее вариантов.

Собственную классификацию для структур чехла ЗСП предложил коллектив авторов "Геологии нефти и газа Западной Сибири" (1975). В качестве

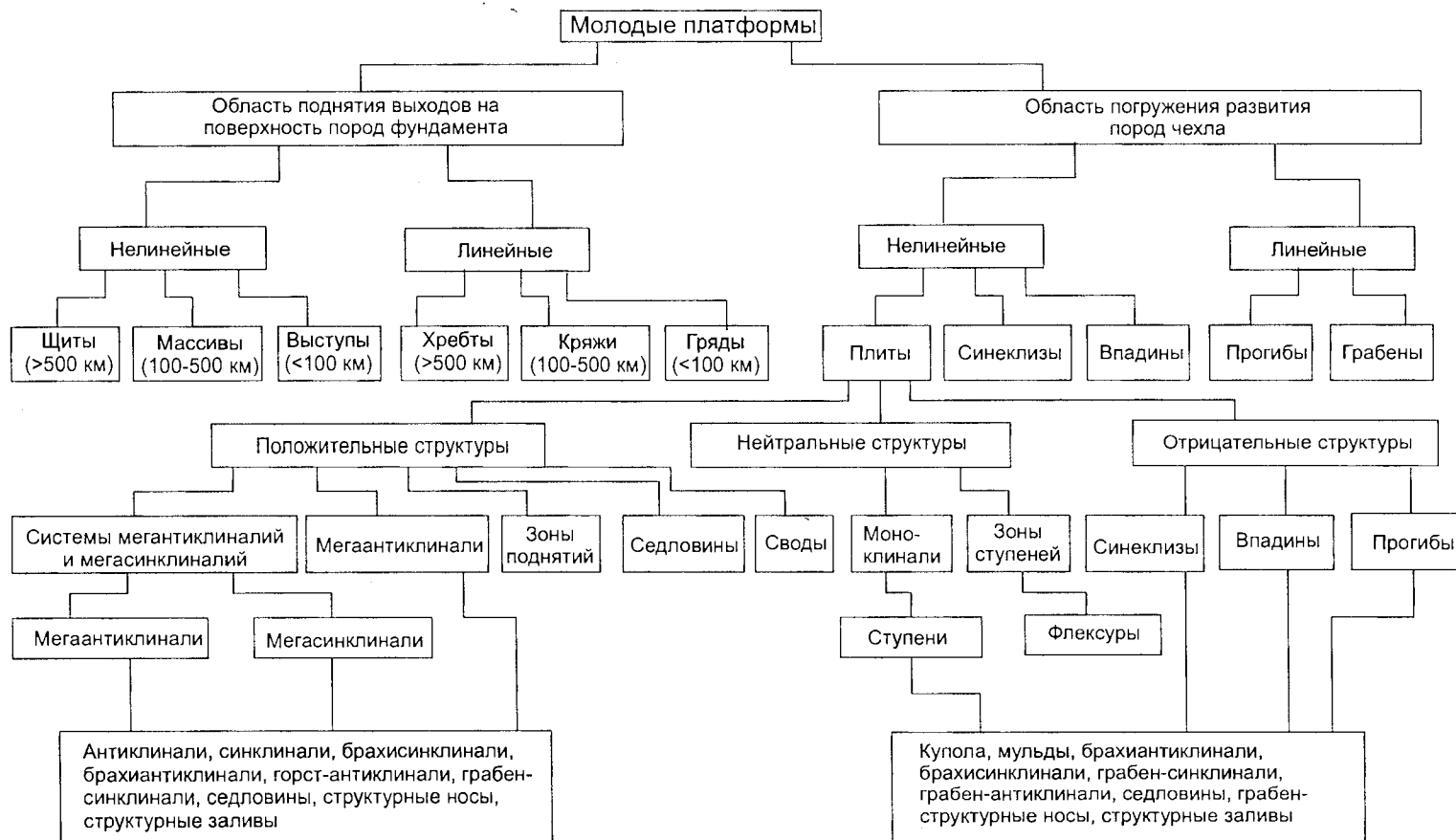


Рис. 9. Блок-схема тектонических элементов молодых платформ (Р.Г.Гарецкий и др., 1977).

руководящих признаков (табл. 3) при выделении структур взяты их размеры, соподчиненность, форма, знак, замкнутость структур, прослеживаемость в разрезе чехла и т.п. Как следует из приведенной классификации, все разнообразие тектонических элементов Западно-Сибирской плиты согласно критерию соподчиненности делится на семь групп, каждая из которых, в свою очередь, распадается на типы положительных и отрицательных структур. Наиболее крупными элементами Западно-Сибирской плиты являются Внешний тектонический пояс, ранее выделявшийся различными исследователями (Рудкевич, Зорькин 1961; Геология..., 1964; Боярских, Карагодин и др., 1965), и две тектонические области (Центральная и Северная), соответствующие ранее выделяемым Обской ступени и Ямало-Тазовской региональной депрессии (Гурари и др., 1971). В составе тектонических областей могут быть выделены тектонические зоны, объединяющие элементы I и II порядков. Необычным среди групп структур является уровень I+II. Как следует из описания, к этой категории структур относятся купола сводов и мегавалов, соответствующие им по рангу днища мегавпадин и мегапрогибов, а также склоны сводов, мегавалов, мегавпадин и мегапрогибов. Далее выделяется еще две группы структур – III и IV порядка.

При необходимости для детализации классификации помимо формы, размеров и знака структур, вводятся дополнительные признаки, позволяющие разделять обособленные типы на подклассы. В частности, по положению относительно контура седиментационного бассейна выделяются подклассы “примыкающих” и “не примыкающих структур”, по признаку замкнутости – замкнутые, частично замкнутые, полузамкнутые и незамкнутые. Возможно выделение классов, различающихся по признакам их осложненности и нарушенности на различных срезах чехла, прослеживаемости по разрезу.

Важный результат, полученный в течение рассматриваемого этапа - построение региональных структурных карт по основным отражающим горизонтам в чехле (Б, С, Г, М и др.) и карт изопахит между ними. Показательными в этом плане является цикл работ коллективов ЗапСибНИГНИ, СНИИГГиМС и ряда других организаций под общим руководством М.Я. Рудкевича (Рудкевич, 1969, 1974; Атлас..., 1970; Основные..., 1970; Рудкевич и др., 1976).

Таблица 3.

Классификация структур чехла Западно-Сибирской плиты (Геология., 1975)

ГРУППЫ	ТИПЫ		КЛАССЫ И ПОДКЛАССЫ
	ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ	ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ	
Региональная	Тектонический пояс	Тектоническая область	—
Зональная	Тектонические зоны	Тектонические зоны	1а. Примыкающие к обрамлению седиментационного бассейна. 1б. Не примыкающие к обрамлению седиментационного бассейна.
I порядка	Моноклизы Своды Мегавалы Мегаседловины Выступы	Мегавпадины Мегапрогибы Мегаседловины	2а. Замкнутые. 2б. Частично замкнутые. 2в. Полузамкнутые. 2г. Незамкнутые. 3а. Нарушенные. 3б. Ненарушенные.
I - II порядка	Склоны сводов Склоны мегавалов Купола сводов Купола мегавалов	Склоны мегавпадин Склоны мегапрогибов Днища мегавпадин Днища мегапрогибов	4а. Осложненные. 4б. Неосложненные. 5а. Объединяющиеся вверх по разрезу. 5б. Разъединяющиеся вверх по разрезу. 6а. С уменьшающейся вверх по разрезу амплитудой. 6б. С постоянной или уменьшающейся вниз по разрезу амплитудой.
II порядка	Куполовидные поднятия Валы Структурные носы Седловины	Впадины Прогибы Структурные ложбины Седловины	7а. Сквозные. 7б. Частично затухающие вверх по разрезу. 7в. Затухающие вверх по разрезу. 7г. Быстро затухающие вверх по разрезу. 8а. Несмещенные.
III порядка	Локальные поднятия (структуры)	Локальные прогибания	8б. Частично смещенные. 8в. Смещенные. 8г. Инверсионные. 9а. Унаследованные. 9б. Частично унаследованные. 9в. Неунаследованные.
IV порядка	Структурные осложнения Структурные мысы	— Структурные заливы	

В отличие от предыдущего этапа, когда структуры чехла выделялись на основе морфологии поверхности фундамента плиты, основным графическим документом для целей тектонического районирования чехольного комплекса и планирования поисково-разведочных работ в центральных и северных районах стала карта рельефа отражающего горизонта Б, который сопоставлялся с кровлей ниже-среднеюрской заводоуковской серии (Рудкевич, 1969; Основные..., 1970), а позднее был увязан с пачкой битуминозных аргиллитов баженовской свиты (Рудкевич, 1974). Лишь в зонах отсутствия юрских отложений в прибортовых частях ЗСП для построения сводной карты использовался рельеф отражающего горизонта А, соответствующий поверхности фундамента. Именно создание карт рельефа отражающего горизонта Б позволило исследователям существенно уточнить рисовку структур, присущих чехлу. Здесь, среди большого разнообразия карт, следует отметить две, а именно “Тектоническую карту мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты” масштаба 1:2 500 000 под редакцией И.И.Нестерова (1975 г.) и “Карту тектоники мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты” масштаба 1:2 000 000 под редакцией Ф.Г.Гурари (1970 г.). Многие из оконтуренных на этих картах структур сохранили в последующем свои очертания, а сами карты на долгое время послужили основой для привязки результатов региональных геолого-геофизических исследований.

Однако уже М.Я.Рудкевич (1969) отмечает, что построения, основанные только на одной карте рельефа отражающего горизонта Б, не дают полного представления о современной структуре чехла, поэтому для изучения его строения предлагается создание набора структурных карт по ряду литологических и сейсмических маркирующих горизонтов. Построение набора карт имело под собой и сугубо практический интерес, так как они позволили бы детализировать структурные планы выделенных нефтегазоносных ярусов. С этой целью был выбран ряд регионально прослеживаемых сейсмических реперов, в который помимо горизонта Б вошли также: горизонт Г, сопоставляемый с подошвой кузнецовской свиты; С, фиксирующий подошву опоковидных глин ганькинской свиты; М, примерно соответствующий кровле неокома – низам апта. Кроме них, при построениях в ряде районов



использовались и другие сейсмогоризонты, а также данные о региональных литологических реперах, выделяемых по результатам бурения.

Построение ряда структурных карт позволило перейти к анализу мощностей отдельных интервалов осадочного чехла (Рудкевич, 1969, 1974; Рудкевич и др., 1976; Основные..., 1970). Карты отстраивались по современным значениям мощностей пород без учета уплотнения осадков в процессе литогенеза, палеорельефа бассейнов осадконакопления и ряда других факторов, ограничивающих прямое их использование для анализа развития структур чехла. Тем не менее, результаты этих работ, показанные в виде карт распределения мощностей и скоростей прогибания для отдельных интервалов чехла, гистограмм распределения объемов осадков, графиков, колонок, роз-диаграмм скоростей роста структур, изобахических треугольников, палеотектонических профилей позволили сделать ряд важных заключений об истории формирования чехла ЗСП и самостоятельных его структур.

К примеру, рассмотрение характеристик мощностей отдельных интервалов дало возможность представить историю развития структур чехла в северных районах ЗСП (Атлас...1970; Основные..., 1970). Так высказано мнение, что в начале триаса здесь заложилась Ямал-Тазовская синеклиза, в пределах которой на протяжении всей триасовой эпохи формировались крупные депрессии (Антипаютинская, Хадуттейская, Большехетская впадины, Пурский прогиб и др.) и поднятия (Гыданский мегавал, Нижне-Пурский свод, Русский вал и др.). В ходе последующей эволюции плиты, выделенные структуры испытали ряд этапов активизации и структурных перестроек: средне-позднетриасовый, поздне меловой, палеоцен-раннеолигоценовый, олигоцен-неогеновый.

Выделенная этапность развития структур была введена в качестве одного из критериев классификации структур чехла при построении тектонических карт и схем. К примеру, на "Схеме структурно-тектонического районирования платформенного чехла Западно-Сибирской плиты по морфологическим и историко-геологическим показателям" (Атлас..., 1970), выделенные структуры были разделены на основе главных этапов их образования. Главный этап формирования структуры определялся временем, прошедшим от начала ее формирования до момента, когда она достигает 75% современной амплитуды в рельефе подошвы юрского комплекса или меловых горизонтов в областях

выклинивания юрских толщ (Основные..., 1970). Авторы полагают, что такой подход позволяет разделять платформенные складки, подобно тому, как элементы геосинклиналей можно разделять по времени главного этапа структурообразования (возраста завершающей складчатости). Соответственно данной методике большинство валов на территории Надым-Тазовского междуречья достигли 75% современной амплитуды к концу меловой эпохи и испытали последующее активное воздымание в среднем олигоцене - неогене. Отрицательные структуры разделились на группу с основным этапом прогибания в юрско-раннемеловую эпоху и сеноманский век (Танловская, Хадуттейская) и группу, характеризующуюся равномерным прогибанием в юрскую и меловую эпохи (Пурский, Пякупурский, Средне-Тазовский мегапрогибы, Большехетская, Антипаютинская впадины). Причем в пределах трех последних структур непрерывное прогибание сменилось активным воздыманием в среднеолигоцен-неогеновое время.

Изучение динамики изменения амплитуд структур по выделенным среди отложений опорным горизонтам использовалось в качестве одной из составных частей методики тектонического анализа Ф.Г.Гурари и его соавторами (Гурари и др., 1967; 1971). Результаты их исследований для северных районов ЗСП с применением данной методики нашли свое отражение на "Карте тектоники мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты" масштаба 1:2 000 000 под редакцией Ф.Г.Гурари (1970 г.).

Анализ соотношений амплитуд структурных форм чехла по разноуровненным реперным поверхностям был применен и для решения вопроса об их унаследованности от структур фундамента. В.С.Сурков (1970), опираясь на идеи А.Л.Яншина (1965), высказал предположение о том, что характер унаследованности определяется возрастом структурных зон фундамента. Для подтверждения этого использовалась статистическая обработка значений отношения амплитуд структур по отражающим горизонтам платформенного чехла к их амплитуде по поверхности фундамента (Сурков, Жеро, 1981). В зависимости от возраста и типа наследуемых структур фундамента, по мнению В.С.Суркова и О.Г.Жеро, сформированные над ними структурные формы чехла должны называться по-разному.

И все же многочисленные построения (Рудкевич, 1969, 1974; Гурари и др., 1971; Геология..., 1975; и др.) показывают, что тектонические карты чехла

Западно-Сибирской плиты на самом деле, как и на предыдущем этапе, являются в большинстве своем схематизированными картами морфологии какой-либо одной отражающей или хроностратиграфической поверхности. Комбинации выделяемых на основе таких построений морфологических элементов (“тектонических структур”), иногда дополняемые подобными элементами других поверхностей, транслируются на весь чехольный комплекс плиты и, в совокупности с дизъюнктивами, составляют, по мнению большинства авторов, основу тектоники чехла.

В основе методики построения такого рода тектонических карт лежит морфологический принцип выделения структурных форм (“структур”) платформенного чехла разных порядков (Наливкин, 1962; Решение..., 1963; Геология, 1964; Геология..., 1975; и др.). Существенное влияние на отнесение конкретной структуры к тому или иному уровню (порядку) оказывает ее размер. Дальнейшее разбиение структур одного иерархического уровня осуществляется на основе характерных черт (критериев) их морфологии: замкнутости, степени изометричности, знака и т.п. Известны попытки дальнейшего усложнения классификационных построений на основе прослеживания морфологии структур в объеме чехла (Наливкин, 1962, Решения, 1963), определения степени их унаследованности от структур фундамента (Сурков, 1970; Сурков, Жеро, 1981), изучения динамики роста структур (Гурари и др., 1967, 1971, 1972; Рудкевич, 1974; Рудкевич и др., 1976), введения в классификации элементов палеотектоники (Ростовцев, 1961 б) и т.п. Эта информация выносится на результирующие карты путем введения дополнительных штриховых и краповых условных обозначений, масштабных колонок и т.п.

Сложившееся положение объясняется специализацией тектонических карт чехлов в связи с поиском нефти и газа в 60-80-е годы. “Нефтяная специализация” и на этом этапе диктует необходимость отображения на них лишь тех тектонических критериев, которые оказывают непосредственное влияние на нефтегазоносность (среди них морфологический является в свою очередь доминирующим). Как правило, спектр таких критериев достаточно широк и, судя по публикациям, весьма различается (например, Дикенштейн и др., 1980; Старосельцев, 1980). Специфичность критериев усложняет, а зачастую делает невозможным вписание получаемых специализированных

карт в рамки собственно общетектонических моделей. Г.Х.Дикенштейн, Ю.Н.Швембергер и И.М.Алиев, подводя итоги краткого обзора основных подходов к тектоническому районированию, указывают, что закладываемые в основу построения карт принципы "...наиболее эффективны для выявления крупных этапов формирования структуры земной коры или для решения специфических задач геотектоники...", и поэтому составленные на их основе карты "...для целей нефтяной и газовой геологии... могут быть использованы лишь частично, поскольку не отражают всю необходимую, а часто и главную, тектоническую информацию о составе, строении и истории формирования осадочного чехла платформенных областей, представляющего наибольший интерес для поисков месторождений нефти и газа". Поэтому "речь идет о создании таких тектонических карт, которые могли бы служить основой для научного прогнозирования перспектив нефтегазоносности" (Дикенштейн и др., 1980, с. 7). В свою очередь Л.Н.Розанов (1980) прямо указывает, что при составлении во ВНИГРИ мелкомасштабной "Тектонической карты нефтегазоносных областей СССР" были использованы две различные легенды: одна для нефтегазоносных и перспективных земель, другая – для бесперспективных. Такой подход к составлению карты, по мнению автора, "подчеркивает целенаправленность и прикладное значение этой карты".

Однако для более корректного показа внутренней структуры чехла в уже неоднократно упомянутых работах М.Я.Рудкевича и его соавторов была использована методика построения взаимосвязанного набора карт (Атлас..., 1970; Основные..., 1970 и др.). Такой набор, помимо схемы тектонического районирования, включает карты рельефа ("структурные карты") основных реперных поверхностей, отражающих структуру чехла на различных уровнях, и производные от них карты мощностей ("палеотектонические карты"). Кроме этого комплект дополнен геологическими картами-срезами, выполненными через определенные интервалы глубин. Составление наборов структурных карт и карт мощностей, а также карт-срезов традиционно использовалось при тектонических построениях, касающихся чехлов других платформ (Мушенко, 1960; Яншин, Гарецкий, 1960; Семов и др., 1984). В то же время, в геологической литературе обсуждается еще ряд вариантов тектонического районирования чехлов, например, построение карт методами выделения

доминантных комплексов, картирования базальных горизонтов осадочного чехла (Дикенштейн и др., 1980; Семов и др., 1984).

Существенно дополняют представления о чехле совмещение структурных карт и карт мощностей с его литофациальными и формационными характеристиками (Атлас..., 1970, Рудкевич, 1974; Нефтегазоносные..., 1988). Такая информация может быть реализована не только в виде изображения полей распространения отдельных вещественных единиц в горизонтальной плоскости, но и на серии структурно-формационных разрезов (Атлас..., 1988; Тектоника..., 1988; Нефтегазоносные..., 1988). Пример такого рода разрезов приведен на рис. 10.

Подводя краткие итоги рассмотренного этапа (конец 60-х – середина 80-х годов), необходимо отметить, что он явился ключевым в развитии представлений по большинству аспектов тектоники чехла ЗСП. На его протяжении был накоплен огромный багаж геолого-геофизической информации, блестяще обобщенный и использованный для тектонических построений рядом авторов и авторских коллективов. Их публикации позволили разработать ряд важных проблем строения осадочного чехла плиты, в том числе и в ее северных районах. В частности, наиболее интересными результатами для территории Надым-Тазовского междуречья являются:

1. Выделение основных формаций, слагающих чехол; их пространственное распределение показано на ряде горизонтальных срезов и структурно-формационных профилях. Картирование формаций и их рядов позволило дополнить представления об этапности развития осадочного чехла, а также выделить в его составе ряд структурных подразделений;

2. Выявление широкого поля распространения триасовых формаций, которые выполняют глубокие прогибы и характеризуются значительными колебаниями мощности. Представления о них базировались лишь на существующей геофизической информации, поэтому сформировалось несколько точек зрения на состав и генезис отложений триаса. Крайними точками являются: а) их осадочный состав и принадлежность к чехлу плиты; б) вулканогенно-осадочный состав и отнесение к самостоятельному рифтогенному комплексу;

3. Обособление ПСЭ, в который, помимо триасовых отложений, были включены и палеозойские комплексы. Большинство исследователей сходится

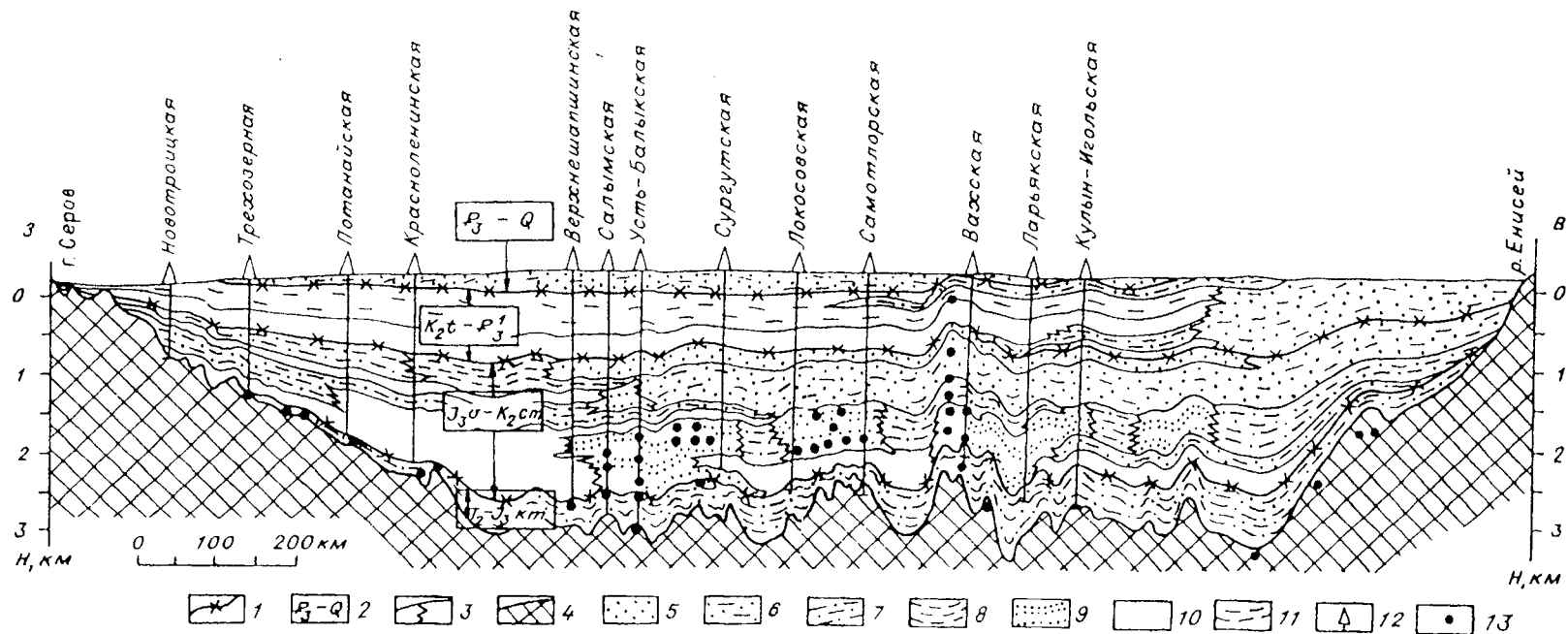


Рис. 10. Структурно-формационный разрез мезозойско-кайнозойского плитного комплекса Западно-Сибирской платформы. Составили В.С.Бочкарев, Е.М.Максимов, О.А.Вотах (Тектоника..., 1988).

1 - границы формационных комплексов; 2 - их стратиграфические объемы; 3 - границы геологических формаций; 4 - нерасчлененное палеозойское основание плитного комплекса; 5-11 - фациальный состав формаций (5 - песчаные, 6 - глинисто-песчаные, 7 - песчано-глинистые, 8 - глинисто-алевролитовые, 9 - песчано-глинистые континентально-морские, 10 - глинистые морские, 11 - глинистые и кремнистые); 12 - скважины; 13 - проявления нефти и газа.

во мнении, что его верхняя часть сложена вулканогенно-осадочными отложениями верхнего палеозоя-триаса, а нижняя - преимущественно терригенно-карбонатными комплексами палеозойского возраста. Отсутствие прямой геологической информации и неоднозначность интерпретации геофизических данных способствует сосуществованию нескольких моделей строения ПСЭ. Одни исследователи рассматривают составляющие его комплексы как субплатформенные, другие - как геосинклинально-складчатые, третьи - предполагают формирование части отложений в рифтогенные этапы развития северных районов плиты;

4. Построение ряда структурных карт по основным отражающим и литологическим реперам осадочного чехла, а также карт мощностей отложений, заключенных между ними. Эти карты позволили существенно уточнить рисовку структурных форм чехла в пределах Надым-Тазовского междуречья, а также подойти к выявлению основных этапов их формирования. В частности, большинство структур характеризуется многоэтапностью развития.

#### **1.4. Середина 80-х – 90-е годы XX века**

Появление с конца 80-х годов новой информации о структуре чехла ЗСП связано прежде всего с совершенствованием методики МОГТ. Применение цифровой техники обработки и многократных систем наблюдений резко повысило разрешающую способность сейсморазведки, а эффективная глубина исследований достигла 10 и более километров. Одновременно, с конца 70-х годов, для анализа осадочного выполнения различных в географическом и структурном плане бассейнов, активно стали применяться приемы сеймостратиграфической и структурно-формационной интерпретации геофизических материалов (Сейсмическая стратиграфия, 1982; Кунин, Кучерук, 1984; Гогоненков; Михайлов, 1984; Структурно-формационная..., 1990; Антипов, 1991; Шлезингер, 1998; Seismic Stratigraphy II, 1985; Vail, 1987; и др.). Именно эти методики оказали существенное влияние на изучение структуры чехла ЗСП. Их использование позволило получить представление об основных сеймокомплексах чехла, их сейсмофациальных характеристиках, привело к созданию сейсмогеологических моделей, которые послужили основой для литолого-стратиграфических корреляций и поиска перспективных на нефть и

газ объектов (Соседков, Сурков, 1985; Сейсмогеологический..., 1987; Сейсмостратиграфическая..., 1989; Сейсмогеологическое..., 1990; Нежданов, 1992; Кунин и др., 1995; и др.). Далее остановимся на тех результатах, которые имеют непосредственное отношение к домеловым комплексам чехла в северных районах ЗСП. Наиболее интересные из них связаны с прогнозом характера распространения, стратиграфии, литолого-фациального облика и структуры доюрских комплексов (Бочкарев, 1984; Кунин и др., 1986, 1995; Гиршгорн и др., 1986, 1987а, б; Вайполин, 1988; и др.).

В.С.Бочкарев (1984) на основе анализа сейсморазведочных профилей МОГТ показал севернее Сибирских увалов широкое поле распространения тампейской серии триасового возраста. Серия, наряду с туринской и челябинской сериями, входит в состав катаплатформенного структурного яруса чехла Западно-Сибирской геосинеклизы. С ее кровлей на сейсмических разрезах совпадает отражающий горизонт  $T_4$ , а с подошвой – отражающий горизонт А (преломляющий  $I_p$ , местами  $II_p$ ). Серия мощностью до 3-4 тысяч метров сложена преимущественно аргиллитами и алевролитами, характеризуется трансгрессивным строением, а ее нижняя возрастная граница, по представлениям В.С.Бочкарева, может быть датирована поздней пермью. Составленная структурная карта по ее подошве показала, что она выполняет плоскую депрессию местами осложненную молодыми сбросами.

Н.Я.Кунин, Л.И.Иогансон, Г.А.Дмитриева (1986) также выделяют тампейскую серию в интервале между отражающими сейсмическими горизонтами  $T_4$  и А (рис. 11). Наличие в пределах интервала субпараллельных и непрерывных отражений значительной интенсивности указывает, по их мнению, на ее морской генезис. Показано, что мощности отложений серии колеблются от 2-3 км в наиболее погруженных зонах до 0,5-1 км на крупных поднятиях. При этом сокращение мощностей происходит как за счет их общего уменьшения в сторону поднятий, так и в результате выпадения нижних частей триасового разреза. Это, по мнению авторов, указывает на длительное конседиментационное формирование положительных форм. Было высказано предположение и о возможной компенсационной природе триасовых мульд, их связи с явлениями соляного диапиризма в нижележащей палеозойской толще. Несмотря на это, показано, что триасовые отложения дислоцированы



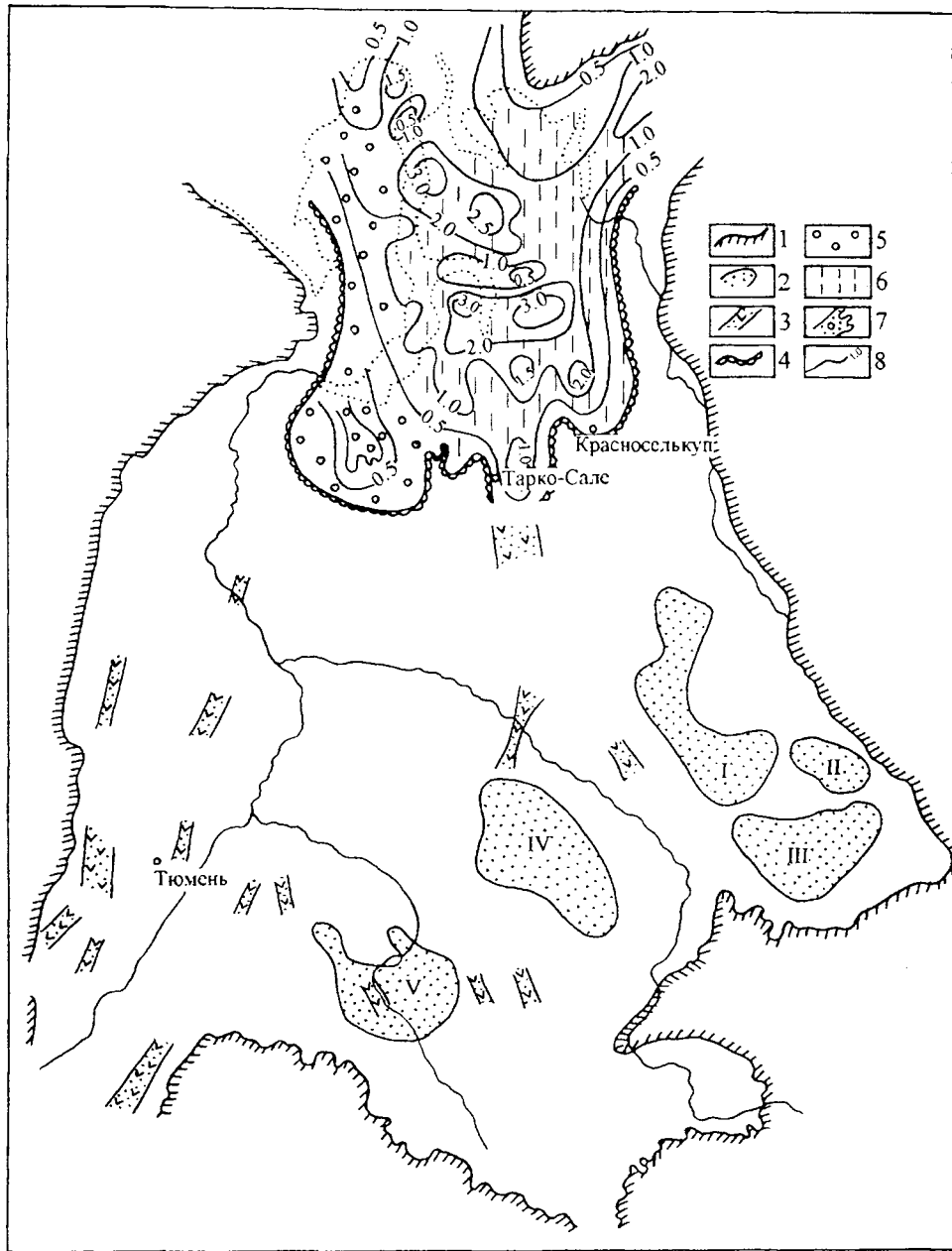


Рис. 11. Схема распространения различных типов разрезов триасовых отложений Западно-Сибирской плиты (Кунин и др., 1986).

1 - границы Западно-Сибирской плиты по выходам фундамента ее обрамлении; 2 - континентальные озерно-лагунные отложения во впадинах: I - Верхнетымской, II - Касской, III - Тегульдетской, IV - Среднеиртышской, V - Омской; 3 - континентальные осадочно-эффузивные образования триаса (туринская и челябинская серии); 4 - граница развития триасового морского бассейна; 5 - шельфовые отложения ямало-надымского типа; 6 - отложения открытого моря тотаяхинско-часельского типа; 7 - отложения ярудейского типа триаса; 8 - изопахиты триасовых отложений.

конформно с перекрывающимися и, поэтому, являются частью платформенного чехла.

Ряд работ посвятили изучению структуры доюрских отложений севера Западной Сибири Л.Ш.Гришгорн, В.Г.Кабалык и В.С.Соседков (Кабалык, 1985; Гришгорн и др., 1986, 1987а, б; Гришгорн, 1988). Экстраполируя мощность вскрытой части геттанга-тоара в Енисей-Хатангском районе во внутренние области ЗСП по сейсмическим материалам, авторы пришли к выводу о том, что кровля тампейской серии на сейсмических разрезах находится несколько ниже отражающего горизонта Ia, но из соображений картируемости может быть совмещена с ним. В то же время, подошва серии совпадает с поверхностью крупного регионального несогласия, маркируемого отражающим репером Ib. Это несогласие соотнесено с рубежом тектонической перестройки на границе индского и оленекского веков, фиксируемой в смежных районах Таймыра и Сибирской платформы.

Согласно представлениям Л.Ш.Гришгорна и его соавторов, серия сложена преимущественно породами, сформированными в континентальных или лагунных условиях, но допускается, что регионально выдержанные отражающие границы могут фиксировать уровни наибольших морских трансгрессий.

По конфигурации границ распространения серии в северной половине плиты ими обособлено два триасовых осадочных бассейна – Карский и Пур-Гыданский, разделенные широкой областью отсутствия триасовых отложений.

Ниже тампейской серии был выделен преимущественно вехнепалеозойский комплекс, ограниченный отражающими горизонтами Ib и Ibв. Он представляет собой субконформную толщу, смятую в крупные складки с углами наклона крыльев в первые градусы. Ее мощность колеблется от 3-4 км до 5-7 в надтроговых депрессиях. Но, несмотря на это, отмечено, что комплекс залегает в виде пологого слабо нарушенного дизъюнктивами покрова и носит платформенный характер. Поэтому он рассматривается в качестве самостоятельного яруса чехла Пур-Гыданской синеклизы. В качестве формационного аналога комплекса выбрана тунгусская серия Сибирской платформы. При этом в интервалах между отражениями Ib-IIa и IIб-IIв допускается широкое распространение вулканогенных образований.

Среди структурных форм, осложняющих залегание верхнепалеозойского комплекса, выделяется два типа. Структурам “древнего заложения” (Нижнепурский мегавал, Ямбургское, Тазовское, Заполярное поднятия) соответствует картина выклинивания отражающих горизонтов, характеризующих структуру верхнепалеозойских отложений, к сводам крупных поднятий. Такие структуры в позднем палеозое представляли собой поднятые блоки, служившие источниками сноса.

Другим типом структур являются инверсионные горсты (Часельский, Среднетазовский, Танамский, Мессояхский), на месте которых в позднем палеозое располагались осевые части крупных прогибов. В триасовую эпоху время, в результате блоковых инверсионных движений по разломам, опущенные участки были выведены из под уровня седиментации, а накопленные отложения размыты.

Однако чехол Пур-Гыданской синеклизы, согласно представлениям этой группы исследователей, не ограничен снизу и верхнепалеозойским комплексом. Под ним присутствует нижний структурный этаж чехла, сложенный преимущественно карбонатными отложениями верхнего протерозоя - среднего палеозоя (рис. 12, см. рис. 15). С кровлей этажа на сейсмических разрезах МОГТ увязан отражающий горизонт IIв. Кроме него этой поверхности отвечает преломляющая граница IIп, выделяемая по данным КМПВ. С подошвой этажа и поверхностью “геосинклинального фундамента” идентифицируется преломляющий горизонт IIIп.

Временные разрезы плохо характеризуют внутреннюю структуру этажа, так как соответствующий интервал сейсмической записи обладает низким соотношением сигнал-помеха. В связи с этим представления о его структуре основаны на аналогии с верхнепротерозойско-среднепалеозойским структурным этажом Енисей-Хатангского прогиба. В результате сопоставлений было высказано предположение, что в Пур-Гыданской синеклизе около половины мощности доверхнепалеозойских образований составляют отложения рифея-венда, а также то, что существенные колебания мощности всего этажа (см. рис. 12) происходят в основном за счет его верхней части - девонско-раннекаменноугольного “рифтогенного” комплекса. Но сейсмические разрезы дают представление лишь о части последнего, заключенной между отражающими горизонтами IIв и А. Таким образом, преимущественно

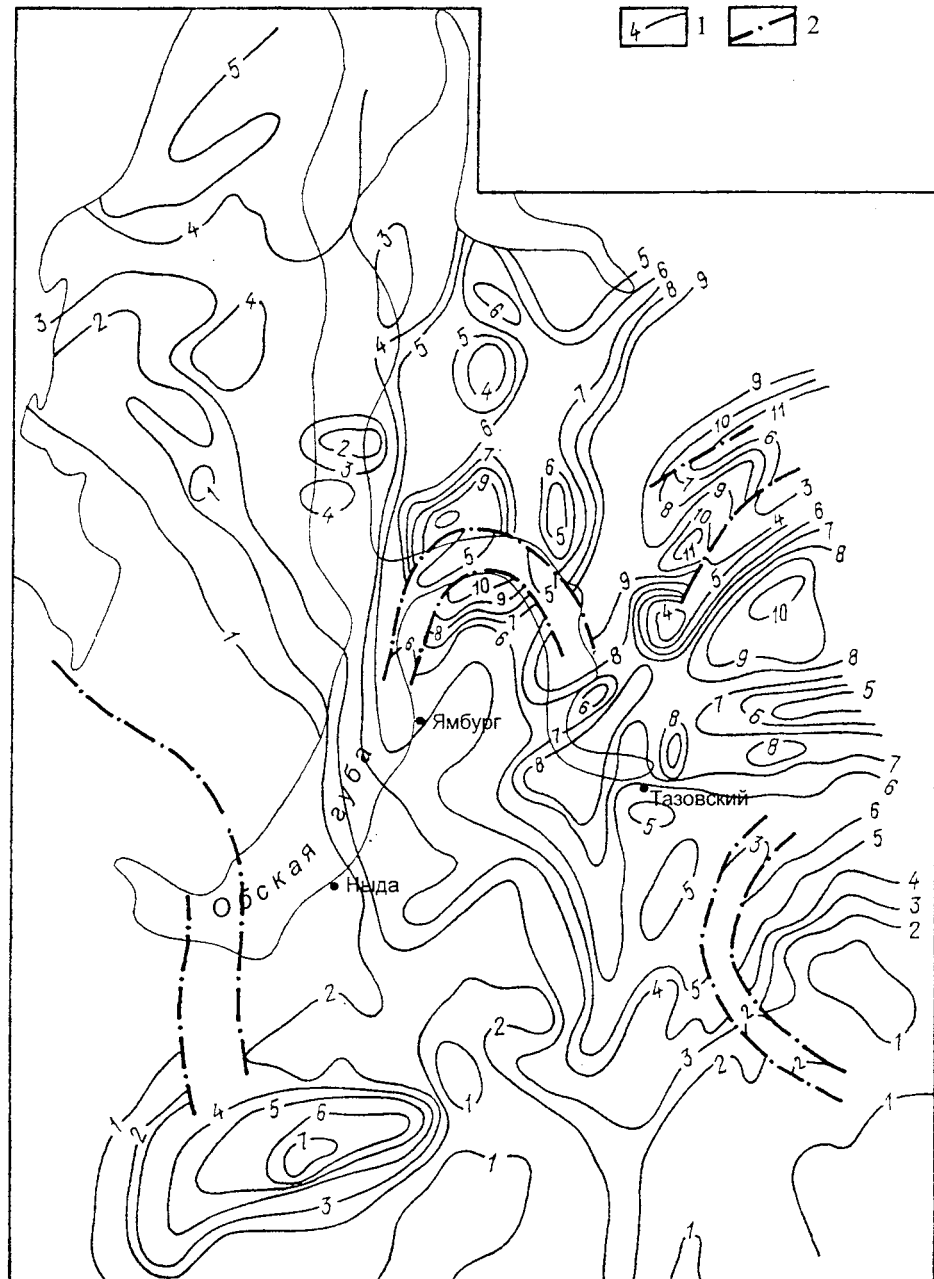


Рис. 12. Карта изопакит ниже-среднепалеозойского карбонатного комплекса севера Западной Сибири (по Гиршгорну и др., 1987 б).

1 - изопакиты, км; 2 - глубинные разломы.

карбонатные верхнедокембрийско - среднепалеозойские отложения образуют нижний структурный этаж чехла Пур-Гыданской синеклизы, а верхний структурный его ярус уже имеет рифтогенный характер.

В итоге, Л.Ш.Гришгорном, В.Г.Кабалыком и В.С.Соседковым была принята модель, согласно которой Пур-Гыданская синеклиза представляет собой северо-западное продолжение перикратонных опусканий Сибирской платформы, заложенных в рифее. Повторная регенерация рифейских палеорифтовых систем произошла в среднем палеозое. Между собой эти две фазы были разделены периодом общего "синеклизного прогибания". В пределах синеклизы обнаруживается сочленение дискордантных рифтовых систем (Енисей-Хатангской и Пур-Енисейской) домезозойского возраста. Кроме этого на продолжении Пай-Хойской складчатой системы развит Байдарацко-Ярудейский прогиб триас-раннеюрского возраста. В результате сменяющихся друг друга синеклизных и рифтогенных стадий в пределах Пур-Гыданской синеклизы сформировался многоярусный осадочный чехол мощностью от 10-15 до 18-22 км. Его структура дополнительно была осложнена инверсионными движениями, происходившими в основном в триасовую эпоху, хотя ряд инверсионных поднятий испытывал и последующие стадии роста.

Вместе с тем, В.С.Сурков, А.А.Трофимук, А.Э.Конторович и др. (Сурков и др., 1982, 1984, 1987; Мегакомплексы..., 1986; Нефтегазоносные..., 1994; и др.) продолжают развивать идею о ведущей роли в истории северных районов ЗСП триасового рифтогенеза. Они предполагают, что формирование Западно-Сибирского осадочного бассейна связано с деструктивными процессами, которые происходили на границе перми и триаса в пределах суперконтинента Пангея II. В результате этих процессов была сформирована Северо-Атлантическая мегасистема, над которой, в свою очередь, образовался ряд современных осадочных бассейнов, в том числе и Западно-Сибирский, занимающий крайнее восточное положение в этой мегасистеме (рис. 13).

Рифтовая система Западной Сибири, образование которой стало следствием континентального рифтогенеза, представляет собой веерообразную сеть глубоких "грабен-рифтов". Наиболее крупными в системе являются субмеридионально ориентированные Уренгойско-Колтогорский и Худосейский рифты, которые опережаются системой более мелких структур. Между ними располагаются приподнятые блоки фундамента. На основе

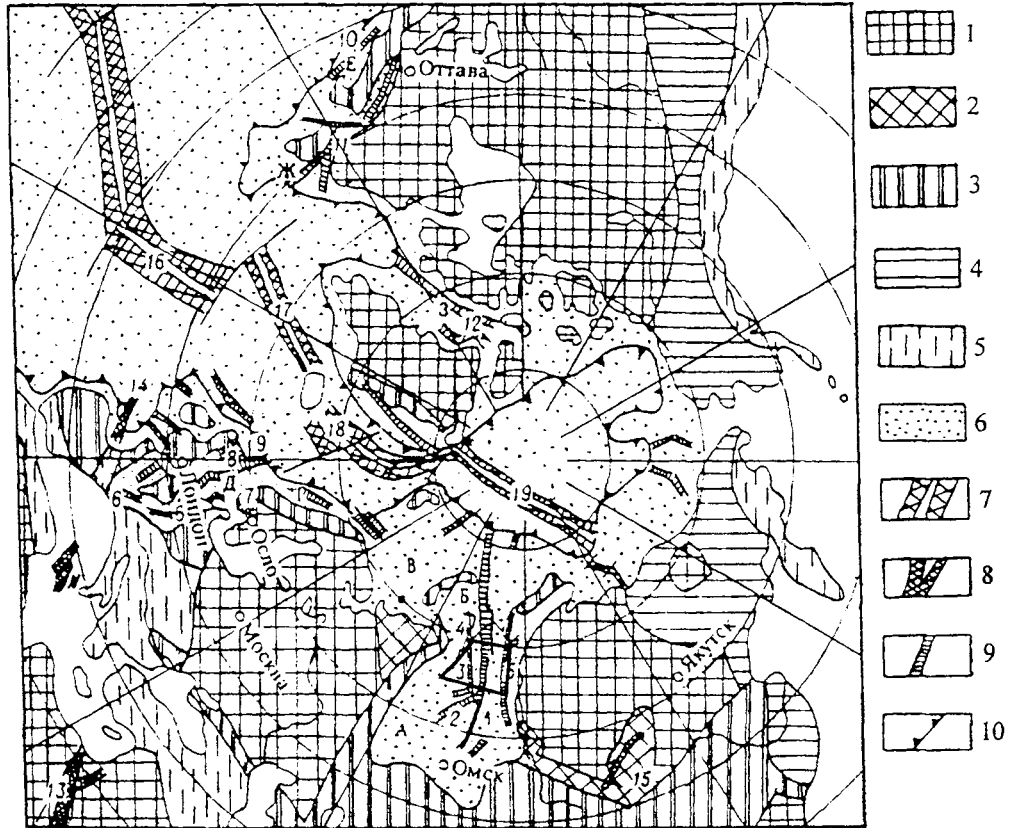


Рис. 13. Схема Арктико-Северо-Атлантической рифтовой мегасистемы (Нефтегазоносные..., 1994).

**Области складчатости:** 1 - докарельской и карельской, 2 - байкальской (рифей-ской), 3 - палеозойской, 4 - мезозойской, 5 - кайнозойской; 6 - мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны (А - Западно-Сибирский, Б - Карский, В - Баренцевоморский, Г - Норвежский, Д - Североморский; Е - Хаттерас, Ж - Ньюфаундленский, З - Баффиноморский); 7 - срединно-океанические хребты; 8 - современные рифты; 9 - палеорифты, 10 - тектонический уступ континентального склона. **Рифты:** 1 - Колтогорско-Уренгойский, 2 - Аганский, 3 - Худуттейский, 4 - Ямальский, 5 - Худосейский, 6 - Рено-Рейнский, 7 - Осло, 8 - Центральный, 9 - Викинг, 10 - Флоридский, 11 - Св. Лаврентия, 12 - пролива Девиса и моря Баффина, 13 - Красноморский, 14 - Бискайский, 15 - Байкальский. **Срединно-океанические хребты:** 16 - Иронделия, 17 - Рейкьянес, 18 - Мона, 19 - Гаккеля.

Рамкой обозначен район исследований.

анализа геофизических аномалий предполагается, что рифтовые впадины выполнены вулканогенно-осадочными отложениями мощностью от 1 до 5 км. Лишь с позднего триаса в пределах Западной Сибири начинается устойчивое прогибание, в результате которого была сформирована одноименная мегасинеклиза. При этом структура триасовой рифтовой системы оказала существенное влияние на юрское осадконакопление.

Оригинальную точку зрения сформулировал С.В.Аплонов (1989, Aploнов, 1988). Согласно его представлениям, в триасовом периоде в северных районах Западной Сибири возник Обской палеоокеан, который существенно расширился в раннеюрскую эпоху. Согласно такой концепции триасовый магматизм увязывается с процессами, происходящими в пределах океанического ложа.

Однако И.И.Нестеров и В.С.Бочкарев (1991) считают, что по данным сейсморазведки наличие "грабен-рифтов" в районах Надым-Тазовского междуречья, Ямальского, Гыданского и Тазовского полуостровов не подтверждается. Более того, на месте некоторых из них по триасовым и палеозойским горизонтам установлены своды и валы. По их мнению, нет здесь и характерных для рифтовых структур триасовых вулканогенных образований. Вскрытые же в Уренгойском районе вулканиты резко отличаются от базальтов туринской серии и траппов Сибирской платформы; по своему формационному типу они принадлежат к наземным вулканическим поясам и условно датированы поздним палеозоем.

Уточнить представления о структуре нижней части осадочного чехла северных районов ЗСП и характере триасовых отложений была призвана Тюменская сверхглубокая скважина, бурение которой началось в 1987 году. Ее заложению предшествовал этап комплексного изучения сейсмических характеристик района и гравиметрических исследований (Дружинин и др., 1988; и др.). С учетом ранее пробуренных скважин, было предложено несколько прогнозных моделей строения глубокопогруженных отложений района предполагаемого бурения СГ-6 (Дружинин, 1996; Карасева и др., 1996). В соответствии с проектом под юрскими отложениями скважина должна была вскрыть тампейскую серию триаса, сложенную преимущественно аргиллитами с прослоями песчаников. Мощность серии оценивалась в 1630 м. Под терригенным разрезом чехла, в свою очередь, предполагалось присутствие

палеозойского фундамента, представленного в основном карбонатными отложениями.

Бурение скважины опровергло такую модель. Фактически, мощность тампейской серии оказалась в два раза меньше, а с глубины 6424 скважина вошла в триасовую толщу, представленную интенсивно измененными базальтами, среди которых находятся прослои терригенных пород (красноселькупская серия). Толща прослежена вплоть до забоя скважины (7502 м). В ее нижней части выявлены маломощные пластовые интрузии основных пород. Таким образом, бурение СГ-6 подтвердило предположение ряда исследователей о наличии в нижней части осадочного чехла северных районов ЗСП (сейсмокомплекс Ів-А) вулканогенных пород. Ее бурение также позволило охарактеризовать триас-юрский разрез района и привязать к нему большую часть сейсмических горизонтов. Подробная информация о результатах бурения скважины собрана в сборнике статей под общим названием "Тюменская сверхглубокая скважина" (1996).

Таким образом, основные достижения в анализе структуры чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье за последние полтора десятка лет большей своей частью связаны с его домеловыми и особенно доюрскими комплексами. Среди них следует отметить:

1. Выделение среди юрских и доюрских отложений чехла ряда сейсмических комплексов, часть которых соответствует подразделениям его вертикальной структуры; определение их генеральных сейсмоструктурных и сейсмофациальных характеристик и площадей распространения; построение карт рельефа граничных поверхностей и мощностей.

2. По данным бурения триасовые отложения разделены на тампейскую серию терригенного состава и вулканогенно-осадочную красноселькупскую серию.

В связи с достаточно быстрым сокращением фонда подготовленных и разведанных структур в меловых и вышележащих отложениях, которые представляют интерес при поиске углеводородного сырья, в последние годы взоры многих исследователей обращены к перспективам нефтегазоносности триас-юрских комплексов, находящихся в основании чехла северных районов ЗСП, в том числе и на территории Надым-Тазовского междуречья. В литературе появилось большое количество работ, посвященных разным



аспектам строения домеловых комплексов: литология и петрографии (Коллекторы..., 1990; Казанский и др., 1992; Тимошенкова, 1992; Япаскерт и др., 1992; Кременецкий, Гладких, 1997; Ехлаков и др., 2000 и др.), стратиграфии (Бочкарев и др., 1989; Гурари и др., 1988; Решение..., 1991; Казаков, Девятов, 1990; Девятов, Казаков, 1991; Пуртова, Игнатова 1994; Бочкарев, 1995; Кирда, Фрадкина, 1997; и др.), направленных на оценку перспектив нефтегазоносности (Гурари, Еханин, 1987; Гурари и др., 1990; Кунин и др., 1995; Сурков и др., 1998; и др.). Рядом научных и производственных учреждений реализуются программы исследования нижних горизонтов чехла на севере Западной Сибири. Одна из таких программ, с середины 90-х годов, выполняется в ИГНГ СО РАН под руководством академика А.Э.Конторовича.

Естественно, что разработка такого сложного вопроса, каким является оценка перспектив нефтегазоносности триас-юрских отложений, не может обойтись без создания модели их современного тектонического строения, отвечающей современному уровню их изученности. Поэтому в рамках общей программы сотрудниками лаборатории "Тектоники платформенных областей" ИГНГ СО РАН в сотрудничестве с рядом специалистов других лабораторий проводятся специальные исследования по изучению тектоники домеловых комплексов чехла северных районов ЗСП.

### ***Заключение к главе 1***

Обзор состояния проблемы показал, что, несмотря на довольно широкий круг обсуждаемых в литературе проблем, конечные результаты исследований, представленные в виде графических моделей тектоники чехла северных районов ЗСП, демонстрируют преимущественно его морфологические особенности, точнее сказать, разнопорядковые "структуры", осложняющие субгоризонтальное залегание составляющих породных комплексов. Но, так как понятие "структура" в работе (см. главу 2) используется в более широком смысле, то далее они будут именоваться термином "структурная форма". Совершенно очевидно и то, что изучение только морфологических особенностей тектонических элементов является лишь одним из направлений тектонических исследований в создании моделей структуры плитных комплексов. Указывая на это, еще Н.С.Шатский (1963) предлагал карты, отражающие только морфологические черты тектонических элементов, в

противоположность собственно тектоническим называть структурными. При характеристике тектонических объектов, если отвлечься от последующих генетических и геодинамических интерпретаций, как правило, используется ряд свойств: морфология, вещественный состав, внутренняя структура, деформационные характеристики, а также стратиграфический диапазон слагающих отложений (Шатский, 1963; Херасков, 1963; Богданов и др., 1972; Борукаев, Парфенов, 1972, Спизарский, 1973; Косыгин, 1974; Косыгин, Кулындышев, 1981; Соловьев, 1975; Вотях, 1979, 1991; Чиков, 1986; и др.). Изображение на картах тектонических элементов, выделенных на основе совокупности этих характеристик, содержит в себе наиболее полную информацию о строении любой области земной коры.

Все это позволяет на сегодняшний день ставить задачу совершенствования подходов к тектоническому анализу чехла ЗСП. Достаточно большой круг задач в этом направлении сравнительно недавно обозначил Р.Г.Гарецкий (1991). Как представляется, среди них в нашей работе так или иначе будут затронуты следующие: а) расчленение чехла на структурно-формационные подразделения; б) установление этапности развития платформы; в) проблемы, связанные с выделением платформенных формаций и тектонической позицией магматических формаций в пределах платформенных областей; в) классификации платформенных структур; д) тектонического районирования и составления тектонических карт.

Одним из наиболее перспективных направлений изучения тектоники чехлов платформ является построение их объемных моделей в рамках общего подхода к расчленению земной коры на трехмерные тела и отображения глубинного строения изучаемого геологического пространства. Главным условием такого представления объема является моделирование структуры на основе экстраполяции и интерполяции установленных свойств геологических тел, их границ и отношений, выявленных по данным бурения и интерпретации геофизических материалов. Показ положения реальных геологических тел в объеме плитных комплексов и анализ их взаимоотношений требует совершенствования традиционных способов тектонического районирования. Для этого в лаборатории "Тектоники платформенных областей" ИГНГ СО РАН при участии автора ведется разработка методики объемного тектонического районирования чехлов платформ. Для ее построения заимствованы как

традиционные методы изучения тектоники чехлов (методы построения структурных карт и карт мощностей, формационный анализ и т.п.), так и оригинальные разработки и модификации методов, предложенные сотрудниками лаборатории, в частности, для районирования структурных поверхностей чехла на основе контрастности их расчленения, амплитудно-градиентных характеристик и упорядоченности конфигурации морфоструктур, формализованного анализа мощностей отложений бассейна, изучения неоднородностей деформированности комплексов и т.д. В контексте применения этой методики для тектонического анализа домеловых комплексов чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье и сформулированы основные задачи настоящей работы (см. Введение).

## ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ СТРУКТУРНОЙ МОДЕЛИ ДОМЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЧЕХЛА ЗСП В НАДЫМ-ТАЗОВСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ

В рамках традиционного “морфологического” подхода к изучению тектоники нефтегазоносных и нефтегазоперспективных районов платформенных чехлов автор на протяжении 1995-2000 гг. в составе коллектива исследователей ИГНГ СО РАН участвовал в составлении ряда специализированных тектонических карт чехла различных районов ЗСП, в том числе и “Карты пликативной тектоники юрского комплекса осадочного чехла северной части Западно-Сибирской плиты”; ее фрагмент которой для территории Надым-Тазовского междуречья показан на рис. 14. В соответствии с существующими классификациями (Решение..., 1963; и др.) на карте обособлены преимущественно разнопорядковые структурные формы, осложняющие субгоризонтальное залегание юрских отложений. Определяющими критериями для их разграничения и классификации были размерно-морфологические признаки: замкнутость, соподчиненность, форма, знак и размер. Все формы выделены согласно поведению рельефа отражающего горизонта Б, который приурочен к кровельной части юрских отложений и является наиболее динамически выраженным и уверенно картируемым на большей части территории плиты сейсмическим репером. Использование в качестве основы выделения структурных форм более детальной, чем прежде карты рельефа (структурной карты) отражающего горизонта Б дало возможность в значительной мере уточнить, а в ряде случаев и принципиально изменить конфигурацию ранее выделенных “структур”.

Исследование структурных форм чехла ЗСП имеет большое значение для прогнозных построений и поисковых работ на углеводородное сырье. Но такой подход к изучению структуры чехла является “специализированным” и посвящен лишь одному из ее аспектов. Поэтому, не преуменьшая его значение для нефтегазопоисковых работ, следует отметить, что полученные в рамках подхода картографические модели не позволяют в полной мере представить модель современной структуры чехла ЗСП, которая учитывала бы весь объем имеющейся к настоящему времени геолого-геофизической информации.

Под “структурной моделью” автором в настоящей работе понимается модель объекта, в которой фиксируется два главных момента: 1) множество типовых тектонических элементов чехла (в соответствии с общей

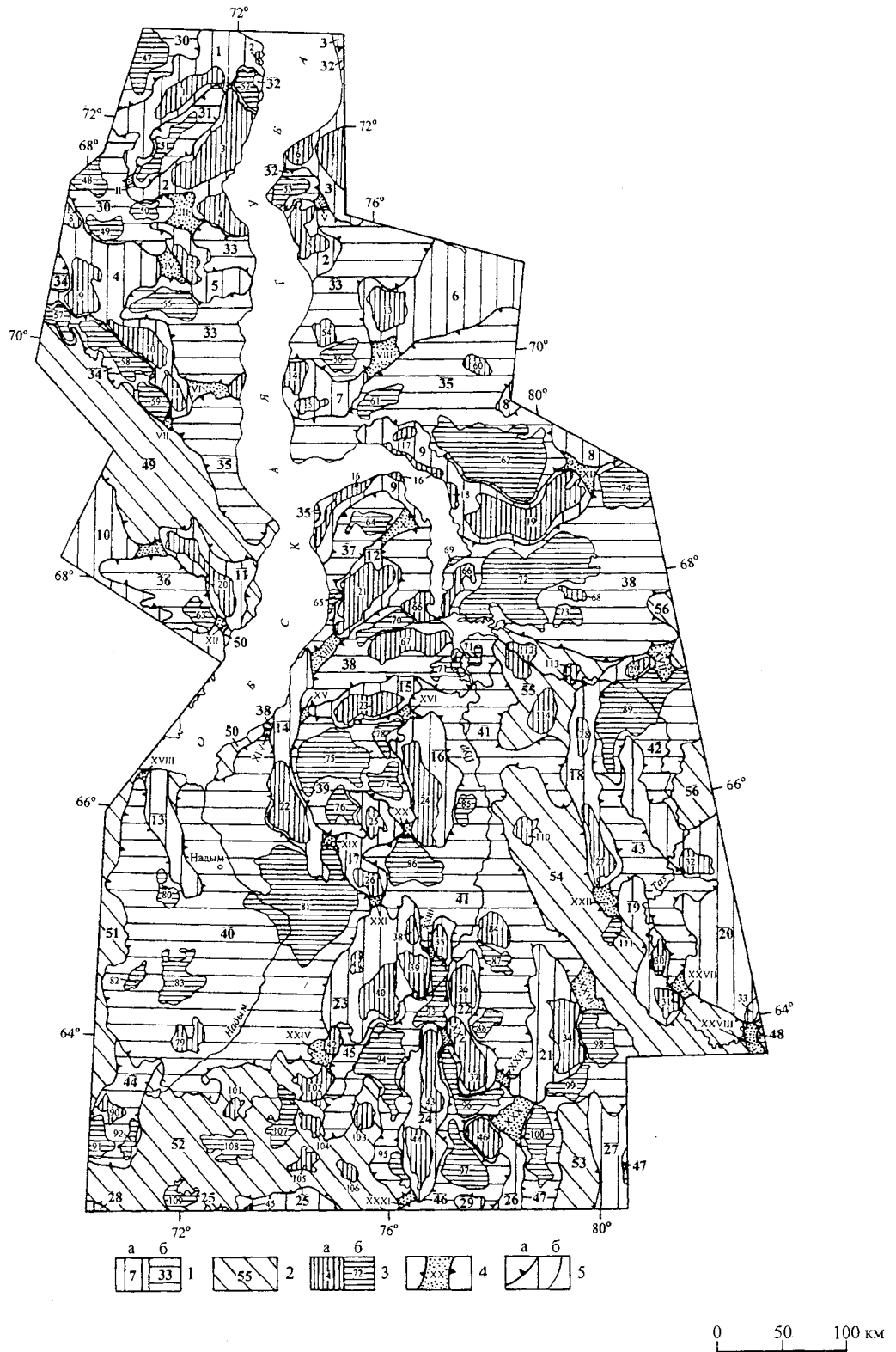


Рис. 14. Карта пликативной тектоники юрского комплекса осадочного чехла северной части Западно-Сибирской плиты, масштаб 1:5 000 000. Составили А.Э.Конторович, С.Ю.Беляев, Е.В.Деев, С.В.Зиновьев (Belyayev et al., 2001).

## Подписи к рис. 14.

1-2 – структуры первого порядка: 1а – положительные, 1б – отрицательные, 2 – промежуточные (моноклинали); 3 – структуры второго порядка (а – положительные, б – отрицательные); 4 – структуры связи (седловины); 5 – границы структур (а – первого порядка, б – второго порядка).

Положительные структуры первого порядка (**1-29**): **1** – Северо-Ямальский мегавал (1 – Малыгинский вал, 2 – Дровяной вал), **2** – Среднеямальский свод (3 – Северо-Тамбейский вал, 4 – Южно-Тамбейское к.п., 5 – Пэкседское к.п.), **3** – Северо-Гыданский свод (6 – Западно-Зеленомысовское к.п., 7 – Восточно-Зеленомысовское к.п.), **4** – Нурминский мегавал (8 – Харасавэйский вал, 9 – Бованенковское к.п., 10 – Северо-Арктический вал, 11 – Южно-Арктический вал), **5** – Восточно-Бованенковский мегавал (12 – Восточно-Бованенковское к.п.), **6** – Гыданский свод (13 – Гыданское к.п.), **7** – Напалковский мегавал (14 – Геофизическое к.п., 15 – Трехбугорный вал), **8** – Таманско-Усть-Портовский свод, **9** – Мессояхский мегавал (16 – Нижнемессояхский вал, 17 – Нижнетотояхинское к.п., 18 – без названия к.п., 19 – Среднемессояхский вал), **10** – Щучинский выступ, **11** – Южно-Ямальский мегавал (20 – Новопортовский вал), **12** – Ямбургский мегавал (21 – Ямбургское к.п.), **13** – Ярудейский мегавал, **14** – Медвежий мегавал (22 – Медвежий вал), **15** – Песцовый мегавал (23 – Песцовый вал), **16** – Нижнепурский мегавал (24 – Центрально-Уренгойский вал), **17** – Танловский мегавал (25 – Юбилейное к.п., 26 – Ямсовейский вал), **18** – Часельский мегавал (27 – Южно-Русский вал, 28 – Русский вал, 29 – Русско-Реченское к.п.), **19** – Толькинский мегавал (30 – Северо-Толькинский вал, 31 – Толькинское к.п.), **20** – Красноселькупский выступ (32 – Красноселькупское к.п., 33 – Ширтовский вал), **21** – Харампурский мегавал (34 – Харампурский вал), **22** – Етыпуровский мегавал (35 – Западно-Таркосалинский вал, 36 – Ингуземское к.п., 37 – Етыпуровский вал), **23** – Северный свод (38 – Северо-Губкинский вал, 39 – Пурпейский вал, 40 – Пякупурское к.п., 41 – Верхнетанловский вал, 42 – Муравленковское к.п.), **24** – Вынгапуровский мегавал (43 – Вэнгаяхинский вал, 44 – Вынгапуровское к.п.), **25** – Сургутский свод (45 – Тромъеганский прогиб), **26** – Тагринский мегавал (46 – Ярайнерское к.п.), **27** – Верхнетолькинский мегавал, **28** – Ляминский свод, **29** – Варьеганский мегавал. В скобках даны номера и названия структур второго порядка.

Отрицательные структуры первого порядка (**30-48**): **30** – Сеяхинский мегапрогиб (47 – без названия котловина, 48 – Пясядаяхинская котловина, 49 – Тивтейяхская котловина, 50 – Пыякояхская котловина), **31** – Верхнетамбейский мегапрогиб (51 – Верхнетамбейский прогиб), **32** – Хабияхский мегапрогиб (52 – Дровяная котловина, 53 – Монгтеяхская котловина), **33** – Тадебьяхский мегапрогиб (54 – Тадебьяхинское к.п., 55 – Верхнеясавэйяхский прогиб, 56 – без названия котловина), **34** – Восточно-Байдарацкий мегапрогиб (57 – без названия прогиб, 58 – Муртыяхский прогиб, 59 – Верхнеяхинский прогиб), **35** – Анти-Паютинский мегапрогиб (60 – Яртояхское к.п., 61 – Сыдыйский прогиб, 62 – Восточно-Антипаютинская котловина), **36** – Байдарацкий мегапрогиб (63 – Западно-Новопортовская котловина), **37** – Парусовый мегапрогиб (64 – Адерпаютинская котловина, 65 – без названия прогиб), **38** – Большехетская мегавпадина (66 – Юрхаровский вал, 67 – Оликуминский вал, 68 – Хальмер-Паютинское к.п., 69 – без названия котловина, 70 – без названия прогиб, 71 – Хадуттэйский прогиб, 72 – Северо-Тазовская котловина, 73 – без названия котловина, 74 – Южно-Мессояхская котловина), **39** – Нерутинская мегавпадина (75 – Верхненыдинская котловина, 76 – без названия котловина, 77 – Западно-Уренгойская котловина, 78 – без названия прогиб), **40** – Надымская

мегавпадина (79 – Хеттинское к.п., 80 – без названия прогиб, 81 – Верхнетанловская котловина, 82 – Верхнехейгияхский прогиб, 83 – Левохетинская котловина), **41** – Среднепурский мегапрогиб (84 – Восточно-Таркосалинское к.п., 85 – Западно-Коротчаевская котловина, 86 – Ягенеттинская котловина, 87 – Северо-Харампурская котловина, 88 – Южно-Харампурская котловина), **42** – Нижнетазовская мегавпадина (89 – Нижнетазовская котловина), **43** – Среднетазовский мегапрогиб, **44** – Ляминско-Танловский мегапрогиб (90 – Западно-Ватлорское к.п., 91 – Вынглорская котловина, 92 – Восточно-Вынглорский прогиб), **45** – Пякупурско-Ампутинский мегапрогиб (93 – Восточно-Пурпейский прогиб, 94 – Пякупурский прогиб, 95 – Ампутинский прогиб), **46** – Ярайнерско-Етыпуровский мегапрогиб (96 – Етыпуровский прогиб, 97 – Ярайнерская котловина), **47** – Верхнеаганский мегапрогиб (98 – Восточно-Харампурская котловина, 99 – без названия прогиб, 100 – Верхнеаганский прогиб), **48** – Касский мегапрогиб. В скобках даны номера и названия структур второго порядка.

Моноклинали (**49-56**): **49** – Юрибейская, **50** – Ново-Портовская, **51** – Верхнеполуйская, **52** – Северо-Сургутская (101 – Верхненадымское к.п., 102 – Коллективное к.п., 103 – Ноябрьское к.п., 104 – Итурское к.п., 105 – Холмогорское к.п., 106 – Пограничное к.п., 107 – Соимлорский прогиб, 108 – Соимская котловина, 109 – без названия котловина), **53** – Верхнетолькинская, **54** – Хадырьяхинская (110 – Уренгойское к.п., 111 – без названия котловина), **55** – Тазовская (112 – Тазовское к.п., 113 – Усть-Юридейяхское к.п., 114 – Заполярное к.п.), **56** – Сидоровско-Сузунская. В скобках даны номера и названия структур второго порядка.

Структуры связи (I-XXXI): I – Западно-Дровяная, II – Среднепыякояхская, III – Южно-Тамбейская, IV – Восточно-Бованенковская, V – Северо-Пэкседская, VI – Яптик-Салинская, VII – Ланзская, VIII – Вентойская, IX – Южно-Юрибейская, X – Северо-Ямбургская, XI – Харвутаяхская, XII – Новопортовская, XIII – Южно-Ямбургская, XIV – Ныдинская, XV – Верхнехадуттейская, XVI – Среднетабъяхская, XVII – Туколандская, XVIII – Шугинская, XIX – Пангодская, XX – Южно-Седояхская, XXI – Ямсовейская, XXII – Часельская, XXIII – Западно-Таркосалинская, XXIV – Южно-Муравленковская, XXV – Восточно-Вэнгояхинская, XXVI – Восточно-Харампурская, XXVII – Северо-Толькинская, XXVIII – Ширтовская, XXIX – Среднеетыпуровская, XXX – Ярайнерская, XXXI – Южно-Вынгапуровская.

классификацией) и 2) их связи и отношения в заданном объеме (выше, ниже, резкостные границы, постепенные переходы и т.п.). Это позволяет показать действительное положение, морфологию, повторяемость и связи выделяемых элементов в конкретной области или объёме (Чиков, 1990).

Создание такой модели возможно в рамках методики объемного тектонического районирования чехлов платформенных областей, которая разрабатывается в лаборатории “Тектоники платформенных областей” ИГНГ СО РАН. В настоящей работе автором предпринята попытка адаптации и реализации этой методики применительно к домеловым комплексам чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье. Построение модели их структуры предусматривает выполнение ряда последовательных операций. Но прежде чем раскрыть их содержание следует остановиться на некоторых общих положениях и принципах, используемых при анализе структуры выбранных объектов в настоящей работе.

## **2.1. Общие принципы построения структурных моделей платформенных чехлов**

Методика объемного тектонического районирования платформенных чехлов вписывается в рамки более общего структурно-вещественного (структурного, структурно-формационного) методологического подхода к тектоническому районированию земной коры, который “...опирается на принципы и объединяет методы, позволяющие выделять и описывать тектонические элементы и их системы в соответствии с изучаемым составом геологических тел, данными об их форме и внутреннем устройстве и наблюдаемыми соотношениями в заданном пространстве” (Чиков 1983, с. 7).

Формирование структурно-вещественного подхода относится к периоду с начала 70-х по конец 80-х годов, который характеризуется попытками геологов различных направлений, в том числе работающих в области тектоники (Косыгин, 1974, 1983; Соловьев, 1975; 1988; Вотях, 1979, 1991; Забродин, 1981; Косыгин, Кулындышев, 1981; Чиков, 1985, 1986; и др.), провести формализацию методов исследований, их теоретических основ, анализ понятий и определений, существующего множества классификационных построений и т.п.

В рамках подхода в явном виде обозначено выделение тектонических элементов только на основе присущих им и наблюдаемых на настоящий



момент свойств – формы обособления (геометрии), вещественного состава и внутреннего строения, отражающего соотношения составляющих их элементов следующего порядка. Эти свойства традиционно использовались в качестве определяющих критериев на протяжении всей истории становления отечественной тектонической картографии (Архангельский, Шатский, 1933; Наливкин, 1933; Тетяев, 1933; Шатский, 1963, 1965; Херасков 1963, 1967; Богданов, 1963; Тектоника Евразии, 1966; Пейве, 1969; Спичарский 1972, 1973; Зоненшайн, 1976; Пейве и др., 1976; и др.). Но полученные результаты, как правило, обозначались для краткости каким-либо одним термином (возрастным, генетическим, геодинамическим и т.п.). Принципы структурного (структурно-вещественного) подхода были реализованы при составлении “Карты тектоники докембрия континентов” (1972) и “Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири” (1988).

Как видно из названия подхода, одним из ключевых понятий, лежащих в его основе, является понятие “структуры”. Однако здесь оно используется в более широком смысле, нежели представления о “структуре”, которые принимаются при построении специализированных на поиски углеводородного сырья тектонических карт чехла ЗСП, и, как будет видно из дальнейшего изложения, не сводится лишь к анализу структурных форм и дизъюнктивов, осложняющих субгоризонтальное залегание составляющих его комплексов.

О.А.Вотах (1979, 1991), исследуя понятие “структуры” применительно к изучению “строения вещества Земли”, показал, что оно содержит в себе три аспекта: “Это, во-первых, некая конструкция элементов определенного состава, выделяемая по типам их пространственного расположения; во-вторых, соотношение между ними, т.е. некоторый тип связи между этими элементами; в-третьих, целостная единица, неразрывно связанная со своими элементами...” Последний из выделенных аспектов позволяет “... каждой “структуре”, в свою очередь, быть элементом в структурах более высокого ранга...” (Вотах, 1991, с. 7). Следовательно, каждый элемент (структурный элемент) входящий в структуру более высокого ранга также должен соответствовать понятию структуры и обособляться по всем трем аспектам – составу, типу связей и целостности.

Б.М.Чиков, в свою очередь, анализируя понятие “геологической структуры”, указал на то, что при определении таковой “...необходимо

учитывать такие характеристики, как геометрия тела, его формационный состав и соотношение компонентов (внутреннее строение), а также положение изучаемого тела в более общей структуре” (Чиков, 1986, с. 107). Развивая и формализуя это определение, Б.М.Чиков (1990) в итоге предложил следующую формулу, которая, по его мнению, в общем виде соответствует понятию “геологической структурной системы”:

$$S_g = f(c * n\{F, V, s, m\}) + C, \text{ где}$$

для элементов ( $n$ ) системы указывается:  $F$  – материальная основа, или формационная характеристика состава (минералы, породы, породные ассоциации, формационные комплексы и т.п.);  $V$  – форма обособления;  $s$  – характер сочетания элементов более высокого порядка (переслаивание, фациальные переходы и т.п.);  $m$  – значимые изменения исходных значений  $F$ ,  $V$  и  $s$  (различные виды метаморфизма: перекристаллизация, дилатация, разрывы сплошности и т.п.);  $c$  – структурные связи  $n$  в  $S_g$  и  $C$  – структурные связи  $S_g$  в более общей системе.

Приведенные определения содержат в себе один очень важный аспект, который подразумевает проведение в ходе изучения структуры выбранного объекта одной из основных процедур, а именно создание иерархически упорядоченной рабочей классификации составляющих его геологических тел (в нашем случае тектонических элементов). Такая классификация служит удобным инструментом рационального описания структуры изучаемого объекта, а также обеспечивает адекватную замену картируемых объектов по мере перехода от одного масштаба их изображения к другому, что дает возможность составления пакета разномасштабных тектонических карт и профильных моделей с общим классификационным базисом обособления картируемых тектонических единиц разного ранга.

Для выделения и описания тектонических элементов в рамках структурно-вещественного подхода используется большое количество приемов и методов, которые позволяют изучать их вещественные, морфологические (геометрические) и деформационные характеристики на основе наблюдаемых качественных и количественных параметров (формационный, литофациальный, петрохимический анализы, методы структурной геологии,

мощностей, тектонического районирования и картографии, структурной и структурно-формационной геофизики, сейсмостратиграфии и т.д.). Среди них присутствуют как собственно тектонические методы, так и методы смежных научных дисциплин. Выбор методов, используемых для изучения структуры конкретного объекта, и точность построений в их рамках диктуются рядом условий, к числу которых относятся иерархический уровень объекта, степень его изученности и качество исходного геологического материала.

Следует отметить, что в силу специфики объектов, каковыми являются платформенные чехлы, для построения их структурных моделей на первый план выдвигается комплексирование результатов, полученных геофизическими (преимущественно сейсмическими) и геологическими методами. Первые позволяют выявлять структурные и вещественные неоднородности среды, отраженные в ее физических характеристиках, вторые - непосредственно наблюдать их. Но, так как структурно-вещественные и физические характеристики выделяются в разных признаковых полях, обязательным условием на каждом этапе исследований является постоянная проверка и взаимная увязка геологических и геофизических моделей. Поэтому каждая операция (этап) исследовательского процесса в рамках настоящей работы в идеальном варианте должен включать в себя три последовательных процедуры: а) построение геофизической модели структуры объекта или какого-либо из ее аспектов; б) увязка геофизических данных с существующей геологической информацией, в результате чего формируется геолого-геофизическая модель структуры и, наконец, в) тектоническая интерпретация геолого-геофизической модели.

Естественно, что в зависимости от исходной информации, какой-либо из двух первых этапов может быть опущен. К примеру, использование корреляционных литолого-стратиграфических профилей в качестве основы для формационного анализа, позволяет пропустить этапы создания геофизической модели, основанной на результатах скважинного каротажа и увязки этой модели с керновым материалом (построение геолого-геофизической модели). Но это будет справедливо лишь при выявлении формационных тел в конкретных скважинных разрезах и создании принципиальной схемы формационной неоднородности объекта. Однако при трассировании выявленных тел по площади и построении структурно-формационных

профилей вряд ли можно обойтись без предварительного построения геолого-геофизической модели.

Важное отличие структурно-вещественного подхода при тектоническом районировании состоит в том, что он является по своей сущности “агенетичным” и не требует обязательного рассмотрения картируемых объектов с точки зрения какой-либо “парадигмы” глобального значения. Структурные модели в данном случае создаются на основе наблюдаемых (исходных), а не на интерпретируемых (производных) характеристиках изучаемых объектов. Это делает полученную модель проверяемой существующими методами, а в случае появления новой информации, постоянно уточняющейся. Тем не менее, структурные модели, полученные в его рамках, служат основой для любых историко-геологических и генетических построений. При этом используются установленные взаимоотношения между структурными элементами (пересечения, последовательности залегания и т.д.). Определению последовательности возникновения этих взаимоотношений способствует использование шкалы геологического времени. Строить сценарии развития истории формирования структуры изучаемого объекта позволяют получаемые знания о параметрах среды и механизмах формирования наблюдаемых структурных, вещественных и геометрических характеристик тектонических элементов (Вотах и др., 1999а, б; Votakh et al., 1999).

Подводя краткие итоги сказанного, сформулируем несколько положений, которые являются руководящими при анализе современной структуры выбранного в работе объекта (ряд из них в общем виде был сформулирован ранее при участии автора (Вотах и др., 1998; Чиков и др., 1999 а).

1. “Главной целью тектонического районирования является исследование того как устроено изучаемое пространство, из каких элементов оно состоит и в каких отношениях между собой они находятся” (Чиков, 1986);

2. Картируемые тектонические элементы выделяются по критериям их геометрии, состава, внутренней структуры;

3. Исходными материалами для определения этих характеристик, применительно к нашим условиям, служат сведения о породах и породных ассоциациях, вскрытых скважинами, результаты литологических и стратиграфических корреляций, а также увязанные с данными бурения разнотипные сейсмические материалы, карты потенциальных полей

(магнитного, гравитационного и т.п.), результаты ранее проведенных геологических исследований и т.д.;

4. Каждая операция в методике анализа структуры чехла ЗСП в идеале включает три последовательных процедуры: а) создание геофизической модели структуры; б) создание геолого-структурной модели; в) тектоническая интерпретация геолого-структурной модели;

5. Обязательным условием тектонического районирования является создание иерархически упорядоченной классификации выделяемых тектонических единиц, которая строится по принципу: единицы меньшего ранга – это всегда объекты, с помощью которых определяется структура и поэлементный состав более крупных образований;

6. История развития изучаемого региона раскрывается на основе анализа пространственного соотношения выделяемых тектонических элементов, возрастного диапазона слагающих геологических образований, а также принятых представлений о генезисе и динамике формирования их структурных, вещественных и геометрических характеристик.

## **2.2. Методика построения модели структуры домеловых комплексов чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье**

Использование методики объемного тектонического районирования платформенных чехлов применительно к изучению домеловых комплексов чехла ЗСП позволяет представить их современную структуру в виде совокупности объемных тел, а оптимальным способом ее оценки является анализ материалов сейсмопрофилирования МОГТ, увязанных с результатами литолого-стратиграфических корреляций и другой геологической информацией.

Так, неоднородности расслоенности, выявленные преимущественно по данным текстурного анализа сейсмических разрезов МОГТ, при условии их увязки с формационным составом отложений, а также наличие региональных перерывов служат основой выделения структурно-формационных подразделений чехла (ярусов, подъярусов). В свою очередь, при их описании используются принципы морфотектонического анализа поверхностей, приемы типизации вещественной неоднородности, формализованный анализ распределений мощностей и деформаций и т.д. (Чиков, 1996; Чиков и др., 1997, 1999 а, б; Деев, Зиновьев, 1999; Деев и др., 2000).

### **2.2.1. Анализ тектонической расслоенности чехла**

Первым шагом при изучении домеловых чехольных комплексов в исследуемом районе является выбор сейсмических поверхностей, которые соответствуют их верхней и нижней границам. И, если с кровлей домеловых комплексов достаточно уверенно сопоставляется отражающий горизонт Б (см. главу 3), то с выбором сейсмического репера, отвечающего нижней границе чехла плиты в ее северных районах, связан ряд спорных моментов, которые были затронуты в предыдущей главе. Они связаны с неопределенностью проведения границы чехольного комплекса по данным различных геофизических методов и существующими проблемами геологической интерпретации геофизической информации в связи с отсутствием достаточного количества результатов глубокого бурения. Поэтому, решение проблемы видится в выборе на основе принципа договоренности сейсмического репера, который, при настоящем уровне изученности Надым-Тазовского междуречья, мог бы соответствовать нижней границе чехла. Определившись с нижней границей изучаемого объекта можно перейти к дальнейшим построениям.

Одним из важных аспектов изучения тектонического строения платформ является расчленение их чехлов на структурно-формационные подразделения: комплексы, этажи, ярусы и т.д. (Гарецкий, 1991). Выделение структурно-формационных подразделений в различно устроенных областях земной коры вошло в практику тектонических исследований, прежде всего, в связи с необходимостью детализации их структуры, показа истории и стадийности формирования. Одним из приемов, "...которые позволяют непосредственно подойти к выяснению периодичности процессов тектонического развития Земли и которые дают в руки исследователей общие основы тектонического картирования как отдельных участков, так и обширных территорий... является метод выделения "структурных этажей", весьма удобный при региональных тектонических исследованиях" (Богданов, 1963, с. 3).

Корни использования данного метода уходят, вероятно, в 30-е годы XX столетия. Так в пределах платформенных областей, начиная с работы А.Д.Архангельского и Н.С.Шатского (1933), показываются наиболее крупные черты вертикальной неоднородности платформ – их чехлы и фундаменты. В последующие годы крупные структурные подразделения в пределах платформ и разновозрастных складчатых областей стали выделяться систематически

(Богданов, 1963; Муратов, 1967; Тектоника Евразии, 1966; Херасков, 1963; Шатский, 1963; Богданов и др., 1972; Слижарский, 1972, 1973; Косыгин, 1974; Главные..., 1979; Вотях, 1979, 1991; Чиков, 1985, 1986; Тектоника..., 1988; и др.). Основой их выделения стало обособление комплексов отложений или формаций, обладающих единством морфологии, структурного плана, вариаций мощности, дизъюнктивных нарушений, проявления процессов магматизма и метаморфизма, а также наличие региональных несогласий. Выделенные структурные, структурно-вещественные, структурно-формационные, тектонические комплексы, мегакомплексы, структурные этажи и подэтажи, ярусы и подъярусы нашли свое место в макетах ряда широко известных карт: “Тектонической карты СССР и сопредельных стран” масштаба 1:5 000 000 (1956), “Международной тектонической карты Европы” масштаба 1:2 500 000 (1964) и “Тектонической карты Евразии” масштаба 1:5 000 000 (1966), “Тектонической карты СССР” масштаба 1:2 500 000 (1966) и т.д.

Выделение структурных этажей и ярусов имеет важное значение и для понимания структуры ЗСП, а также этапности ее развития (см. далее). Залегание домеловых комплексов чехла ЗСП в пределах Надым-Тазовского междуречья на значительных глубинах (более 2500 м) предопределило их достаточно низкую (по сравнению с вышележащими отложениями) изученность бурением. Ситуация дополнительно осложняется и тем, что скважины, вскрывающие эти комплексы, как правило, приурочены к локальным и региональным поднятиям. Поэтому, очень важную и во многом определяющую информацию о строении нижних горизонтов чехла несут данные геофизических исследований, среди которых основное место занимает сейсмопрофилирование МОГТ.

Получить первые представления о структурных неоднородностях чехла ЗСП позволяет анализ серии региональных профилей МОГТ, с использованием приемов сейсмостратиграфической и структурно-формационной интерпретации геофизических материалов (Сейсмическая стратиграфия, 1982; Кунин, Кучерук, 1984; Гогоненков; Михайлов, 1984; Структурно-формационная..., 1990; Шлезингер, 1998; и др.). Одной из основных составляющих этих методик является процедура расчленения временных разрезов МОГТ на сейсмические комплексы, которая подразумевает разделение волновой картины на серии “согласных” отражений, отделенных поверхностями сейсмических несогласий.

Последующая корреляция, выполненная по сети сейсмических профилей, позволяет, в конечном итоге, представить схему расчленения изучаемого объекта на трехмерные сейсмические комплексы (Митчем и др., 1982). Конечный результат процедуры выражается в построении *сейсмоструктурной модели* объекта.

Естественно, что модели, получаемые при интерпретации геофизических материалов, приобретают свою значимость только при условии их сопоставления с имеющимися геологическими данными. Процедуры идентификации полученной сейсмоструктурной модели с геологической включают определение природы поверхностей сейсмических несогласий и акустических реперов, подчеркивающих внутреннюю структуру сейсмокомплексов, а также изучении характеристик вещественного состава и возраста интервалов чехла, соответствующих каждому из выделенных сейсмокомплексов. Для этого необходимо использование результатов изучения литологической и биостратиграфической неоднородности исследуемого разреза, полученных по данным бурения и увязанных в общую схему стратиграфического расчленения. Для геологической интерпретации нескрытых бурением интервалов приходится использовать косвенную геофизическую информацию (сейсмофациальный анализ; сопоставление характера волновой картины с таковой в более изученных районах; данные распределения магнитовозмущающих объектов и т.д.). Конечным результатом данного этапа является *модель сеймостратиграфического расчленения*.

Различия в строении объемных единиц разреза, проявленные в распределении сейсмических границ, вещественных (формационных и литофациальных) характеристик, с учетом их структурных особенностей позволяют выделить самостоятельные структурно-формационные единицы чехла ЗСП (структурные ярусы, подъярусы), а их распределение в объеме представить в общих чертах *модель его тектонической расслоенности*. Однако обязательным условием этой процедуры является выбор определяющих критериев для типизации структурно-формационных единиц и построение их ранговой классификации применительно к району исследования.

Таким образом методика выделения структурных ярусов в домеловых комплексах чехла ЗСП в междуречье рр.Надыма и Таза сводится к трем процедурам (Деев, Зиновьев, 2001 а):



1. Расчленение временных разрезов на сейсмические комплексы – построение сейсмоструктурной модели;
2. Геологическая интерпретация полученной сейсмоструктурной модели, на основе сопоставления выделенных сейсмокомплексов с литолого-стратиграфическим разрезом и создание модели сеймостратиграфического расчленения;
3. Выбор критериев разделения структурных ярусов и подъярусов, построение их классификации и, в конечном итоге, представление модели тектонической расслоенности изучаемого объекта.

Дальнейшее развитие полученной модели сводится к анализу особенностей внутренней структуры обособленных на предыдущем этапе структурных ярусов и подъярусов чехла и продолжается в двух параллельных направлениях: 1) детализация морфотектонических особенностей и 2) детализация формационной неоднородности слагающих комплексов.

### ***2.2.2. Анализ морфологических неоднородностей структурных ярусов и подъярусов***

Развить представления о региональных морфотектонических особенностях, обособленных при проведении предыдущей процедуры подразделений чехла, призван ряд приемов и методов, основанных как непосредственно на изучении временных и глубинных разрезов МОГТ, так и составленных на их основе карт в изолиниях. В связи с этим первым шагом к изучению латеральной морфотектонической неоднородности отложений осадочного чехла на выбранной территории является построение структурных карт (карт рельефа) выбранных отражающих горизонтов и карт мощностей.

#### *Построение карт рельефа структурных поверхностей и карт мощностей*

Метод изображения структуры геологических тел путем построения карт рельефа (структурных карт) выбранных стратиграфических, литологических или геофизических реперов и карт изопахит (мощностей) весьма широко распространен в геологии. Время начала использования подобных карт в геологической практике, вероятно, относится к началу двадцатого столетия. В качестве первых опытов следует указать на составление структурных карт и карт мощностей геологической службой США для оценки запасов на угольных

месторождениях. Но в дальнейшем, помимо первоначального сугубо прикладного значения при изучении нефтяных и угольных месторождений, они получили свое широкое применение и для целей тектонического анализа, особенно, для выявления и описания структурных форм платформенных чехлов. Их использование при анализе структурных форм чехла ЗСП и палеотектонических реконструкций было проиллюстрировано в первой главе.

Методы построения структурных карт и карт мощностей обсуждались в ряде статей и методических руководств. Широко известна публикация А.И.Мушенко (1960), в которой подробно освещены вопросы, касающиеся выбора опорных горизонтов для построения структурных карт и карт изопахит, количества необходимой для этого информации, приемов построения конечных графических моделей и параметров их представления (масштаба, сечения изолиний и т.д.). Особое внимание уделено допущениям, которые используются при применении метода, а также ограничению области его применения.

Развитие компьютерной техники существенно расширило возможности и в значительной мере упростило процедуры построения карт в изолиниях на основе баз данных, а также составления региональных карт на основе разномасштабной и разнофактурной картографической информации.

В настоящей работе структурные карты и карты мощностей выполнены с использованием методики компьютерной картографии, разрабатываемой в ИГНГ СО РАН. В рамках этой методики разработаны и подобраны математические методы, программное и компьютерные обеспечение для проведения картографических построений карт в изолиниях на основе разнообразной геолого-геофизической информации (Беляев и др., 1988; Красавчиков и др., 1988). Созданная технология дает, в конечном итоге, ряд преимуществ, к которым можно отнести:

1. Легкую и быструю визуализацию результатов компьютерной картографии;
2. Значительное упрощение перехода от одного масштаба построений к другому, с соответствующим изменением шага изолиний;
3. Гладкое сопряжение произвольной совокупности не вполне согласованных разномасштабных и разнофактурных карт в изолиниях по отдельным площадям;

В результате дальнейших построений можно получить 3-D модели анализируемых поверхностей, а также дополнительный комплект карт в изолиниях (карт градиентов, вторых производных и др.), которые могут быть использованы при анализе структуры объекта.

Часть математического обеспечения, используемого при построении карт в рамках рассматриваемой методики, разрабатывается коллективом лаборатории “Математического моделирования природных нефтегазовых систем” ИГНГ СО РАН под руководством В.О.Красавчикова. Частично используются возможности широко известных программных пакетов типа “SURFER”.

Созданные с помощью означенной методики карты вкупе с сейсмическими профилями позволяют перейти к анализу деформационной неоднородности отдельных подразделений чехла, т.е. к выявлению “блоковости” их структуры, закономерностей распределения структурных форм и дизъюнктивных деформаций и т.д. Для этого служат последующие этапы методики. Следует отметить, что разграничение этапов иногда является достаточно условным, скорее они дополняют друг друга.

*Морфотектонический анализ карт рельефа структурных поверхностей и формализованный анализ мощностей структурно-формационных подразделений чехла*

Методики морфотектонического районирования и формализованного анализа мощностей принципиально схожи между собой и направлены на выявление деформационных характеристик исследуемых объектов, отраженных в их геометрических характеристиках. Однако, тогда как первая из них направлена на анализ структурных особенностей объектов, проявленных в геометрии (морфологии) их граничных поверхностей или внутренних реперов различной природы (сейсмических, литологических и т.д.), вторая - предполагает выявление неоднородностей структуры объема геологических тел, выраженное в характере распределения их мощностей.

Основой для морфотектонического районирования являются карты рельефа анализируемых поверхностей, которые содержат информацию о их гипсометрии, морфологических особенностях рельефа, степени его расчлененности, а также распределении типовых неоднородностей рельефа по

площади. Идея такого анализа, основные принципы которого разработаны Б.М.Чиковым (1996), заключается в поиске структурной упорядоченности рельефа заданной поверхности, в той или иной степени отражающей закономерности общего тектонического устройства осадочного чехла и обеспечивающей выделение характерных “морфотипов”, их детализацию по особенностям расчленения поверхности и определение типов градиентных структур.

Процедурная основа метода обусловлена следующими операциями (Чиков, 1996):

1. Типизация региональных неоднородностей рельефа на основе качественного сравнительного анализа;
2. Обоснование классификационной схемы типовых морфотектонических районов (морфотипов), в том числе с использованием формализованных приемов амплитудно-градиентного анализа характерных форм рельефа;
3. Разработка легенды, учитывающей региональные особенности поверхности, и построение морфотектонической карты;
4. Тектоническая интерпретация пространственных взаимоотношений выделенных элементов.

Процедура районирования позволяет наметить на определенном срезе области с различным тектоническим строением осадочного чехла, а поиск упорядоченности форм рельефа между различными поверхностями в разрезе позволяет представить морфологию чехла и основные черты его структуры в объеме. Использование морфотектонического анализа дает возможность акцентировать внимание на “блоковости” чехла, выраженной в неоднородностях распределения и характере деформаций анализируемых поверхностей, выявить градиентные зоны и т.п.

При характеристике и сравнительном анализе выделяемых неоднородностей рельефа, помимо чисто качественных показателей (степень расчлененности рельефа, характера распределения типовых неоднородностей, ориентировки отдельных морфоструктур и т.п.), могут быть использованы и количественные характеристики. Так, при описании и классификации склоновых градиентов некоторой мерой служит “величина градиента” (отношение перепада высот ( $h$ ) к проекции поперечного размера склона ( $l$ ) в метрах с

учетом масштаба карты), характеризующая контрастность изменения абсолютных отметок поверхности.

Базу для анализа характера распределения мощностей составляют карты изопахит, построенные по результатам интерпретации данных сейсморазведки МОГТ и скважинных литолого-стратиграфических разбивок. Приемы формализованного анализа мощностей как всей толщи выполнения осадочного бассейна, так и отдельных составляющих ее структурных, формационных и стратиграфических подразделений предполагают районирование территории их распространения с учетом ряда характеристик: направления и градиентов регионального изменения мощности, упорядоченности, конфигурации и амплитуды локальных флуктуаций мощности, характера рисунка изопахит и т.д. (Чиков, 1998). Проведение формализованного районирования, наряду с качественными признаками, при необходимости, предполагает использование и количественных критериев. К примеру, введение метрической характеристики средней мощности отложений (“нормы”), позволяет выделять области с соразмерными величинами локальных отклонений (“аномалий”) от нормы.

Намеченные на основе вышеперечисленных признаков неоднородности, служат основой для создания рабочей классификации (типизации) распределения неоднородностей мощности. Последняя, в свою очередь, позволяет наметить типовые ситуации и прослеживать их как в смежных районах, так и при переходе от одного структурно-вещественного подразделения чехла к другому. Изучение характера распределения мощностей на различных гипсометрических уровнях в теле чехла дает возможность видеть тенденции унаследования морфологии, размеров, положения границ выделенных районов, а также, при условии сопоставления с литолого-формационными характеристиками чехла, решать вопросы, связанные с историей формирования подразделений чехла (наличие структурных перестроек, разделение этапов кон- и постседиментационных деформаций и т.д.).

#### *Выделение и типизация структурных форм чехла*

Изучению структурных форм, осложняющих субгоризонтальное залегание чехлов, в литературе, касающейся тектоники платформ, уделяется наибольшее внимание. Суждения о них базируются преимущественно на анализе

структурных карт, несущих информацию о рельефе литологических, возрастных или геофизических реперов, выбор которых определяется их геологической значимостью и прослеживаемостью по площади. Отсутствие достаточного количества глубоких скважин, вскрывших нижние горизонты чехла ЗСП, и их неравномерное распределение по площади предопределило широкое использование для построения структурных карт данных геофизических методов. Среди них определяющая роль принадлежит МОГТ.

Традиционно (Решение..., 1963; и др.) в основу выделения структурных форм чехлов платформ закладывается ряд морфологических признаков, среди которых наиболее часто используются их замкнутость, площадные размеры, соподчиненность, знак, степень изометричности и т.д. С использованием перечисленных критериев проводилось построение рабочей классификации структурных форм чехла изучаемого района, а в соответствии с ней и их разграничение.

Необходимо остановиться на ряде принципиальных, на взгляд автора, допущений, которые использованы при выделении и классификации структурных форм. Широко используется разделение структурных форм чехлов на порядки (ранги) согласно их площадным размерам. В связи с этим следует указать на то, что порядок (ранг) обособляемых форм является относительным понятием и не имеет жесткой привязки к их площадным размерам, поскольку "...одно и то же геологическое тело, выделяемое в качестве структурного элемента на картах различных масштабов, может принадлежать к различным рангам" (Косыгин, Кулындышев, 1981, с. 10). Во-вторых, структурные формы, обособляемые в различно устроенных зонах чехла могут различаться по своим размерам, а диапазоны самих размеров могут существенно перекрываться. Поэтому разделение форм на ранги только с учетом их площадных размеров вряд ли является корректной процедурой. Очевидно, более правильным является их разграничение с учетом результатов иерархического морфотектонического районирования, что позволяет выделять однопорядковые формы в различно устроенных зонах чехла без жесткой привязки к площадным размерам.

Кроме этого, при ограничении структурных форм I-го и II-го порядка не соблюдался и часто декларируемый принцип их оконтуривания по одной

замкнутой изолинии, поскольку сами формы в большинстве случаев имеют региональный наклон.

В дальнейшем же все структурные формы I-го порядка по знаку были разделены на положительные и отрицательные. Кроме них также обособились однокрылые формы – моноклинали. На основе морфологических черт (степень изометричности) в первых двух группах были выделены изометричные (среди положительных своды, отрицательных -мегавпадины) и вытянутые (мегавалы и мегапрогибы) структурные формы. В ряде случаев между формами I-го порядка было решено показать седловины, которые являются самостоятельными элементами рельефа поверхностей. Но в силу того, что седловины могут быть заменены простой линейной границей, они рассматриваются как внепорядковые структурные формы связи.

В пределах как положительных, так и отрицательных структурных форм I-го порядка, в свою очередь, были обособлены формы II-го порядка, которые подчеркивают их внутреннюю неоднородность. Разделение форм II-го порядка проводилось подобно тому, как это было сделано для структурных форм I-го порядка: все выделенные формы разделены на положительные и отрицательные, с последующим разбиением по морфологии на изометричные (куполовидные поднятия и впадины) и удлинённые (валы и прогибы).

Последующая детализация морфотектонической составляющей структуры ярусов может быть направлена по пути выделения локальных осложняющих форм III-го порядка; положительные из них представляют наибольший интерес для прогнозных построений при работах на нефть и газ.

Изучению амплитудных параметров структурных форм, смещений их осевых частей в вертикальном разрезе, закономерностей изменения мощностей отложений от крыльев к замку и других параметров, которые могут быть использованы при их характеристике, способствуют и временные сейсмические разрезы. Кроме этого большую информацию о “унаследованности” структурных форм в разрезе чехла несет сравнительный анализ форм, обособленных на различных гипсометрических уровнях, характеризующих самостоятельные структурные подразделения.

*Выявление разломных деформаций и характера их распределения в объеме структурных ярусов*

Применение прямых геологических методов выявления и трассирования региональных зон разрывных нарушений и трещиноватости в отложениях нижней части осадочного чехла северной части ЗСП, залегающих на больших глубинах, существенно ограничено. В связи с этим, в практике исследований преобладают косвенные методы, основанные на анализе имеющейся в наличии геофизической информации, которые указывают на наличие зон деструкции породного субстрата с различной степенью надежности. Таковыми являются профильные временные или полученные на их основе глубинные сейсмические разрезы МОГТ, карты рельефа отражающих горизонтов, карты мощностей, карты аномалий гравитационного и магнитного полей.

На наличие разломных зон со смещением или зон деструкции отложений без видимого смещения на профильных сейсмических разрезах МОГТ, обработанным по различным методикам, могут указывать следующие диагностические признаки: резкое смещение осей синфазности (особенно для регионально выдержанных отражений), присутствие зон потери корреляции или хаотичности сейсмического волнового поля, изменение рисунка сейсмической записи по латерали, динамики отражений, появление дифрагированных волн и петель возврата и т.д. (Дизъюнктивная..., 1970; Сейсмогеологический, 1987; Куликова, Фоменко, 1990; Шашель и др., 1998; и др.).

Однако в работе при выявлении вероятных зон разломов был сделан упор на качественный визуальный (текстурный) анализ структурных карт. Для решения этой задачи в рамках методики морфотектонического районирования (Чиков, 1996) выделена специальная часть – амплитудно-градиентный анализ. В его задачи входит изучение градиентных структур, характеризующих степень контрастности изменения глубины поверхности, сочетания текстурных рисунков на карте, аномалий общего структурного плана. Наиболее часто встречаются три разновидности градиентных морфоструктур: однонаправленный перепад отметок, контрастные сочленения рисунков, дискордантные системы морфологических особенностей рельефа линеаментного типа. Их выделению способствуют резкие перегибы и сгущения изогипс, их перегибы, контрастные отличия фрагментации рельефа и т.д. Именно различного рода градиентные



зоны способствуют трассированию выявляемых на временных профилях зон дизъюнктивных нарушений по площади.

Приемы изучения амплитудно-градиентных характеристик анализируемой поверхности, не смотря на то, что они были разработаны для анализа карт рельефа отражающих сейсмических горизонтов, на самом деле, являются достаточно универсальными и, поэтому, могут быть использованы и для других карт в изолиниях (карт мощностей, гравитационного и магнитного полей и т.п.). К примеру, на наличие разрывных нарушений при интерпретации результатов аэромагнитной съемки для районов Самарского Поволжья указывают: узкие зоны линейных или цепочки отдельных интенсивных аномалий значительной протяженности, смещения в плане линейно вытянутых аномалий, зоны высоких градиентов магнитного поля, смена напряженности магнитного поля, наличие участков со специфической характеристикой поля, отвечающей блокам различного вещественного состава и т.д. (Шашель и др., 1998).

Использование электронных версий анализируемых карт в изолиниях и специальных программ их обработки дает дополнительные возможности для выделения и трассирования линейных зон по площади. Так, к примеру, построение “карт оттененного рельефа” в программе SURFER и их изучение при различном положении источника освещения позволяет выделять линейные зоны по величине фототона.

Кроме этого для подтверждения возможной связи выделенных градиентных зон с реальными разломами и зонами трещиноватости использовался и визуальный анализ бумажных версий временных региональных разрезов МОГТ. Но при этом, помимо традиционного выделения морфологически выраженных разломов, внимание было уделено и обособлению “объемных” зон нарушений волновой картины (сейсмофаций деструкции по Чикову, 2000). В последнем направлении наибольшие перспективы имеют различные способы машинной обработки сейсмических материалов (включая результаты высокоразрешающей сейсмики) и, в частности, переобработка профилей с сохранением высокочастотных составляющих волнового поля, частотный и амплитудный анализ отраженных волн и т.п. Однако проведение подобного рода работ требует очень больших материальных затрат.

### **2.2.3. Формационный анализ структурных ярусов и подъярусов**

Геологические формации занимают определенное положение в таксономическом ряду единиц вещественной неоднородности земной коры. История их обособления рассмотрена в работе О.А. Вотеха (1991). Выделение и типизация крупных вещественных единиц в значительной мере облегчает и рационализирует описание структуры исследуемого района, а также позволяет производить сравнительный анализ его с другими сегментами коры. По этому поводу Н.П.Херасков писал: “Выделяя формации, можно кратко и наглядно описать важнейшие изменения разновозрастных образований одного района, а также сходство и различие в этом отношении различных районов. Поэтому формационный метод стал одним из важнейших методов сравнительной тектоники” (Херасков, 1967, с. 376). Основы применения формационных исследований для изучения структуры земной коры и целей тектонического районирования в значительной степени были заложены в трудах Н.С.Шатского и Н.П.Хераскова (Шатский 1965; Херасков, 1967 и др.).

Используя формационный анализ для выявления вещественной неоднородности чехла ЗСП, автор ориентируется на ряд положений, содержащихся в работе К.В.Боголепова (1985), в которой рассмотрены вопросы обособления формаций с точки зрения структурного подхода:

1. “Конкретная геологическая формация – это сложное геологическое тело, являющееся составной частью структурного яруса (этажа) осадочной оболочки и выделяющееся по двум признакам – вещественному составу и структуре. Она представляет собой сочетание (ассоциацию, сообщество) горных пород (осадочных, метаморфических, магматических), связь между которыми в вертикальном и горизонтальном направлениях осуществляется путем переслаивания, включения и взаимопереходов. Структура геологической формации определяется пространственным соотношением между слагающими ее телами (пластами, пачками, линзами и т.д.) горных пород” (Боголепов, 1985, с. 106). По своему содержанию оно достаточно близко определению формации Н.П.Хераскова, который под формациями понимал “... ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т.д.) парагенетически тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и возрастном отношении (переслаивание и

другие виды чередования, некоторые направленные ряды)” (Херасков, 1967, с. 4);

2. “Являясь в первую очередь структурным элементом осадочной оболочки, геологические формации могут рассматриваться как категории историческая и генетическая и изучаться с этих точек зрения, но ни возраст, ни генезис не должны служить критериями для их выделения и классификации” (Боголепов, 1985, с. 107). В рамках структурно-вещественного направления критериями их выделения служат вещественный состав и структура;

3. Состав формации определяется слагающими ее горными породами (породной ассоциацией). Среди них выделяются: 1) формациеобразующие породы – обязательные члены формации, составляющие по отдельности не менее 5-10% ее объема и неоднократно повторяющиеся или направленно сменяющие друг друга в разрезе; и 2) акцессорные породы, присутствие которых существенно не влияет ни на состав формации, ни на ее структуру. Кроме этого входящие в состав формации породы возможно группировать в подформации (Херасков, 1967);

4. Структура формации определяется пространственными соотношениями между слагающими ее телами (пластами, пачками, линзами и т.д.) горных пород;

5. Границы геологических формаций проводятся по изменению набора формациеобразующих пород (например, терригенный флиш – карбонатный флиш) или по изменению структуры (например, терригенный флиш – нижняя песчано-глинистая моласса). Они могут соответствовать поверхностям стратиграфических перерывов и несогласий или контактам осадочных и plutonic серий, а в непрерывных осадочных и вулканогенно-осадочных толщах могут быть обусловлены как резкой, так и постепенной сменой в вертикальном и горизонтальном направлениях одного набора формациеобразующих пород другим. При этом совпадение поверхностей изохронности с границами формаций может рассматриваться лишь как частный случай, тем более редкий, чем большую площадь занимает исследуемое геологическое тело;

6. Название формации следует давать по одной или нескольким формациеобразующим породам (аспидная угленосная, известково-доломитовая и т.п.) с учетом характерных признаков структуры (флишевая,

шлировая и т.д.). Добавляя к названию формаций характеристики “морская”, “субконтинентальная”, “континентальная” и т.п., необходимо иметь ввиду под этим не столько обстановку осадконакопления, сколько особенности структуры и вещественного состава выделяемых геологических тел;

5. При описании геологических формаций целесообразно использовать помимо вещественных и структурных и другие характеристики, такие как мощность формации, по возможности объем и форму занимаемого ей пространства, соотношение мощностей и определение форм, входящих в ее состав тел горных пород.

Основой для выделения формаций в домеловых комплексах чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье служат разрезы отдельных скважин и литолого-стратиграфические корреляционные профили, которые содержат информацию о последовательности залегания местных стратиграфических подразделений, их литологии, ее изменении как по латерали, так и в вертикальном разрезе, мощностях отложений (например, Шемин и др., 2000). Кроме них существенную информацию о вещественной неоднородности отложений несут различия в сейсмических картинах соответствующих интервалов.

Привлечение в целях формационного анализа сейсмической информации становится особо важным при построении структурно-формационных профилей. Дело в том, что на обособленные на основе корреляционных профилей подформации и формации показываются без учета современной формы тел и лишь отражают стратиграфическую последовательность их залегания. Указывая на этот факт О.А.Вотях (1991) отметил, что подобные построения привязаны к стратиграфической координатной системе. Однако для отображения современной морфологии и внутренней структуры формационных объектов необходим их показ в геоморфологической координатной системе, что должно предполагать построение структурно-формационных профилей. Использование с этой целью возможностей сейсмофациального анализа профилей МОГТ подразумевает районирование сейсмической картины на поля распространения сейсмофаций (разновидностей сейсмической картины), характеризующиеся различными параметрами записи (протяженностью, конфигурацией, амплитудой отражений и т.д.). Именно результаты сейсмофациального анализа дают информацию о распространении литофаций

и формаций на межскважинные интервалы с учетом их соотношений и геометрических форм.

#### ***2.2.4. Графическое представление структурной модели***

Конечная реализация графических результатов районирования сопряжена с одной трудностью. Дело в том, что весьма важной проблемой при районировании регионов сходных по своему строению с ЗСП является отображение объемности внутренней структуры их чехлов. Так, к примеру, чехол ЗСП обладает рядом специфичных черт строения, которые не позволяют отобразить объемное распределение выделяемых в ее структуре тектонических элементов на едином срезе. К их числу, в частности, относятся субгоризонтально-слоистая структура мезозойско-кайнозойского чехла и общая трансгрессивная тенденция залегания составляющих его образований снизу вверх по разрезу. Эта проблема решена в силу исторически сложившихся традиций лишь частично и выражена в раздельном составлении карт различных срезов внутри чехла (например, Атлас..., 1970). Поэтому одним из основных направлений совершенствования методов тектонического районирования применительно к ЗСП видится прежде всего в отражении "объемности" структуры самостоятельных ярусов или этажей. На взгляд автора, удачное решение было найдено при составлении "Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири" (Атлас..., 1988). Результатом составления Атласа явилась объемная структурная модель, учитывающая реальные размеры, пространственные соотношения, глубину залегания и особенности внутреннего строения основных структурных элементов региона не только в области их выходов на поверхность, но также в погруженном состоянии, а ее графическое воплощение реализовано посредством составления карт-срезов и увязывающих их опорных профилей. Поэтому оптимальное графическое решение задачи тектонического районирования нижних горизонтов чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье видится в изображении структуры изучаемых объектов на серии карт-срезов, объединенных каркасом структурно-формационных профилей.

Обязательным условием современного тектонического анализа осадочных бассейнов является использование компьютерных технологий сбора, хранения и обработки информации. Наибольший прогресс в этой области достигнут в

отношении измеряемых характеристик, особенно результатов геофизических исследований. Сложнее обстоят дела с обработкой компьютерными методами качественных характеристик изучаемых объектов, особенно их вещественного состава. Эти сложности связаны, прежде всего, с процедурами формализации описания вещественных характеристик изучаемых объектов и в выборе идеологии обработки информации. Применение компьютерных технологий существенно расширяет возможности графического решения проблемы объемности районирования, поскольку при таком варианте кроме фиксированных карт-срезов и профилей в перспективе возможен синтез информации и отображение структурных соотношений по любой свободно ориентированной плоскости.

Таким образом, методика тектонического районирования выбранного объекта в наиболее полном объеме должна состоять из ряда последовательных процедур:

1. Выявление тектонической расслоенности чехла;
2. Анализ морфологических неоднородностей ярусов и подъярусов, включающий: построение структурных карт и карт мощностей, морфотектоническое районирование и формализованный анализ мощностей, выделение и типизацию структурных форм чехла, выявление признаков дизъюнктивных деформаций и характера их распределения в объеме структурных ярусов;
3. Изучение формационных особенностей "тектонических слоев";
4. Графическое представление модели современной структуры домеловых комплексов чехла;

### ГЛАВА 3. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ДОМЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЧЕХЛА ЗСП В НАДЫМ-ТАЗОВСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Тектоническая расслоенность, наряду с деформированностью крупных комплексов отложений, неоднородностью их формационного состава и геометрическими характеристиками является одним из основных параметров тектоники осадочных чехлов. Поэтому, вопросы обоснования расчленения на структурные ярусы и подъярусы чехольных триас-юрских отложений в Надым-Тазовском междуречье относятся к приоритетным задачам региональной тектоники.

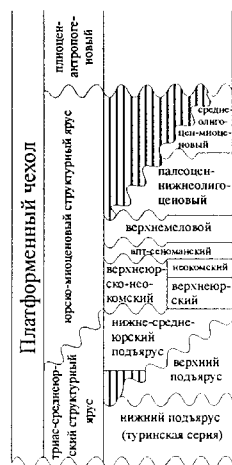
Как уже отмечено (см. главу 1), долгое время разделение верхнего этажа ЗСП на структурные ярусы не проводилось в связи с доминирующими представлениями об унаследованном развитии его структуры. Тем не менее, работы В.С.Бочкарева, И.В.Будникова, Р.Г.Гарецкого, Л.Ш.Гиршгорна, Ф.Г.Гурари, В.П.Девятова, В.Г.Кабалыка, Ю.Н.Карагодина, М.Я.Рудкевича, В.С.Соседкова, Д.Б.Тальвирского и ряда других исследователей показали принципиальную возможность проведения такой процедуры (рис. 15).

Однако, прежде чем перейти к выявлению тектонической расслоенности выбранного объекта, определимся с положением подошвы чехла.

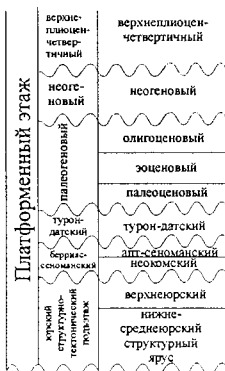
Представления о положении и рельефе нижней границы осадочного чехла ЗСП базируются большей частью на результатах геофизических исследований (преимущественно сейсмических), а ее геологическая природа устанавливается на основе данных бурения. Однако существующие проблемы увязки результатов, полученных с помощью различных сейсмических методов, а также отсутствие достаточного количества данных глубокого бурения предопределили сосуществование ряда взаимоисключающих моделей структуры северных районов ЗСП. Соответственно различается трактовка границ структурных этажей плиты, их возраста и истории развития. Таким образом, поставленная задача сводится к определению сейсмического репера, который в пределах Надым-Тазовского междуречья может быть принят за подошву осадочного чехла ЗСП.

Q	
N	2
	1
P	3
	2
K	2
	1
J	3
	2
T	3
	1
P	2
	1
C	3
	2
D	3
	2
S	2
	1
O	3
	2
E	3
	2
PR	1
	3

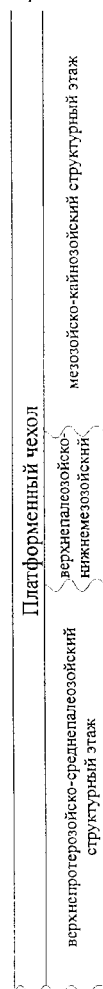
по Р.Г.Гарецкому (1972)



по М.Я.Рудкевичу (1974)

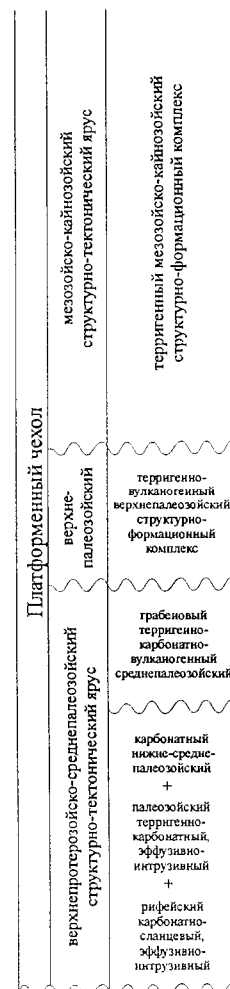


по Д.Б.Тальвирускому (1976)  
Енисей-Хитинский прогиб  
и северо-восток ЗСП



по Л.Ш.Гиригорну, В.Г.Кабальку,  
В.С.Соседкову  
(Гиригорн и др., 1986, 1987 а,  
1987 б, Гиригорн, 1988;.)

Пур-Гаданская синеклиза



по И.В.Будникову,  
Ф.Г.Гурари,  
В.П.Девятову  
(1989)

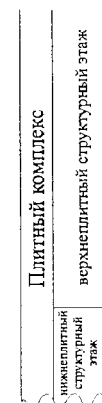


Рис. 15. Структурные подразделения чехла ЗСП по представлениям различных исследователей (составлен Е.В.Деевым, С.В.Зиновьевым, Б.М.Чиковым, 2000 г.).



### 3.1. Выделение границы фундамент – чехол на основе геофизических данных

До постановки региональных сейсмических исследований (см. главу 1) карты и схемы, характеризующие рельеф поверхности фундамента ЗСП, составлялись преимущественно по результатам расчетов глубин залегания кромок магнитовозмущающих масс (Геология..., 1958; Тектоника..., 1958; Ростовцев, 1961 б; и др.). Обстоятельный анализ большинства подобных схем дан в работе Л.Я.Проводникова (1975). Различия схем определялись как неодинаковой методикой интерпретации геофизических материалов, так и величиной ошибки определения глубины залегания кромки магнитовозмущающих масс, иногда превышавшей 20% (Элементы..., 1960; Проводников, 1975).

Одни из первых сейсмических данных были получены методом точечных зондирований преломленных волн, проведенных трестом “Ямалнефтегеология” вдоль рек Айваседа-Пур и Пур (Вайполин, 1966; Гиршгорн, 1966). В результате интерпретации была выделена опорная преломляющая волна А ( $u_r$  по Ю.В.Вайполину – 5,2 км/с, по Л.Ш.Гиршгорну 5-8 км/с), увязываемая с кровлей фундамента; ее гипсометрический уровень оценен в 5-7,6 км.

С 1971 по 1974 гг. в пределах Надым-Тазовского междуречья проводились рекогносцировочные работы ТЗ МОВЗ. Позднее, в 1975-76 гг., в северных районах ЗСП дополнительно отрабатывались еще два субширотных и два субмеридиональных профиля МОВЗ. Информация о проведенных исследованиях была обобщена В.Ф.Чекалевым (1989). В работе приведена схематическая карта глубин залегания поверхности фундамента (граница обмена  $\Phi_0$ ) в масштабе 1:1 000 000. Однако помимо границы  $\Phi_0$  в верхней части фундамента выделена еще одна граница обмена  $\Phi$ . Такая волновая модель получила следующую интерпретацию: граница  $\Phi_0$  сопоставлена с поверхностью “палеоплитных” или “орогенных” комплексов фундамента, а нижезалегающая  $\Phi$  - с поверхностью “ортогеосинклинального” (складчатого) фундамента.

Впервые ГСЗ на исследуемой территории выполнено в 1974-75 гг. экспедицией НПО “Союзгеофизика”, которой был отработан профиль Уренгой – о. Шокальского. В верхней части полученного сейсмического разреза выделен ряд границ, из которых  $O_1$ - $O_4$  характеризуют строение осадочной толщи, I и II – “доюрского” и “складчатого фундамента” (Чернышев и др., 1978). Граница I

( $u_r=5,5-6,0$  км/с) прослежена со значительными перерывами, наличие которых объясняется существенным изменением физических свойств нижележащих пород; отмечено ее общее воздымание с юга на север от 5-6 до 4 км.

Граница II ( $u_r=6,4$  км/с) прослежена на всем протяжении от Уренгоя до о. Шокальского. Ее абсолютные отметки находятся в диапазоне глубин от 7 до 11 км. Мощность слоя, заключенного между границами I и II, максимальна в центральной части профиля (5-6,5 км) и сокращается к югу до 3 км. Пластовые скорости интервала оценены в 4,2-5,1 км/с, с преобладанием значений 4,6-4,8 км/с.

Таким образом, результаты сейсмопрофилирования позволили получить трехслойную модель строения верхней части земной коры, где снизу вверх выделяются “консолидированная кора”, “промежуточный структурный этаж” (“доюрский фундамент”) и “осадочная толща”.

Более сложная сейсмическая картина получена в результате исследований КМПВ, проведенных в северной части Тюменской области трестом “Ямалгеофизика” (Гиршгорн и др., 1977; Волкова и др., 1978; и др.). Установлено, что вслед за волнами, формирующимися в верхних частях юрского разреза чехла, выделяется три группы волн ( $t_1$ ,  $t_2$ , и  $t_3$ ), с последовательно возрастающими значениями граничных скоростей (от 5,2-5,6 до 6,2-7,1 км/с). При интерпретации волновой картины предложена следующая геологическая модель. Граница I<sup>n</sup> (волна  $t_1$ ,  $u_k=5,2-5,6$  км/с) соотнесена с подошвой платформенного (плитного) комплекса отложений. В сопоставлении с региональными профилями МОВ она примерно совпадает или оказывается несколько ниже отражающего репера Iв и не опускается внутрь толщи, характеризуемой отражающими границами группы II.

Граница III<sup>n</sup> ( $t_3$ ,  $u_k=6,2-7,1$  км/с) отождествлена с поверхностью складчатого (“геосинклинального”) фундамента, в пользу чего выдвинуты следующие доводы: повсеместное ее прослеживание, высокие значения граничных скоростей и характерные динамические особенности волны, специфические осложнения записи, отражающие вероятную блоковую неоднородность толщи. Кроме этого, в последующих вступлениях за волной  $t_3$  до глубин 20-40 км не прослеживаются устойчивые волны.

В свою очередь, граница II<sup>n</sup> ( $t_2$ ,  $u_k=5,8-6,2$  км/с) соотнесена с поверхностью раздела внутри толщи с субгоризонтальным залеганием. Она заключена между

границами I<sup>n</sup> и III<sup>n</sup>, разделяя “промежуточный структурный этаж” на два яруса. Анализ значений граничных скоростей и данных о строении этажа в смежных регионах ЗСП, позволил предположить терригенный или вулканогенно-осадочный состав его верхней части и терригенно-карбонатный нижней.

Несколько иной является сейсмическая картина, полученная по данным КМПВ, для южных районов Надым-Тазовского междуречья. В отличие от северных районов, помимо преломленной волны, увязанной с глинисто-аргиллитовой толщей нижнего мела – верхней юры выделяется не три, а две группы волн (Голионко, Бояр, 1978). Первая группа волн ( $u_k=5,1-5,8$  км/с, видимые частоты 15-18 Гц) увязывается с поверхностью промежуточного комплекса и, по предположению авторов, связана с границей перми и триаса, вторая ( $u_k=5,4-6,8$  км/с и частотами 12-14 Гц) - рассматривается как поверхность гетерогенного “консолидированного фундамента” герцинского возраста. Отмечено, что отложения промежуточного комплекса плащеобразно залегают на резко дислоцированной поверхности “консолидированного” фундамента, а их мощность сокращается на склонах крупных поднятий вплоть до полного выклинивания. На основании сейсмической записи в его составе намечается две части: верхняя вулканогенно-осадочная ( $u_r=5-5,6$  км/с) и нижняя терригенно-карбонатная ( $u_r=5,7-6$  км/с).

Промежуточная толща, разделяющая чехол и фундамент, выделяется при интерпретации данных ГСЗ и КМПВ и рядом других исследователей (Рудкевич, Латыпова, 1979; Кунин, Самойлюк, 1982, Кунин, Иогансон, 1984; Дружинин, 1996; и др.).

За последние три десятка лет решающее значение для изучения структуры чехла ЗСП приобрел МОГТ. На имеющихся сейсмопрофилях, которыми равномерно покрыта территория междуречья, в интервалах записи выше отражающего горизонта А, отложения характеризуются большим набором отражающих горизонтов, подчеркивающих горизонтально-слоистую структуру толщ. На уровне репера А наблюдается потеря системы выдержанных регулярных отражений, и нижележащие относительно него части разрезов отличаются преимущественно хаотической волновой картиной. Поэтому поверхность отражающего горизонта А в большинстве работ сопоставляется с границей раздела фундамента и чехла ЗСП. Сам горизонт на временных разрезах прослеживается с различной степенью надежности, так

как соответствующему отражению присущи невыдержанность интенсивности и частоты сейсмической записи, перерывы в корреляции с большими перепадами времен осей синфазности, интерференция с выше- и нижележащими отражениями, подклинивание отражений и т.п. (Сейсмогеологический..., 1987).

Комплексное изучение сейсмических характеристик земной коры в Надым-Тазовском междуречье проведено сотрудниками Уральского ПГО и ПГО "Ямалгеофизика" в связи с проектированием Тюменской СГ-6 (Дружинин и др., 1988). В ходе работ был выполнен субширотный профиль ГСЗ, который пересекает в западной части скважину Надымская-7, а в восточной – Южно-Русскую-21. Результаты ГСЗ увязаны с материалами МОГТ (профили 25 и 106д), а также данными КМПВ. Профили МОГТ показали, что опорной отражающей границей, отделяющей платформенный чехол от подстилающих комплексов фундамента, является горизонт А. В районе СГ-6 он фиксируется на уровне –8,9 км. Выделяемая по КМПВ граница I<sup>п</sup>, часто отождествляемая с отражающей границей А, к востоку от Уренгоя прослеживается в отложениях чехла на уровне отражающего горизонта II<sup>п</sup> и несколько выше. По гипсометрии с горизонтом А сопоставляется преломляющая граница K<sub>0</sub> (данные ГСЗ); соответствующая ей волна P<sub>0</sub><sup>к</sup> обладает кажущейся скоростью 5,5-6,9 км/с и частотами записи 5-12, реже 15 Гц. На профилях КМПВ с границей K<sub>0</sub> сопоставляется граница II<sup>п</sup>. Кроме этого на профиле ГСЗ выделена высокоскоростная волна P<sub>01</sub><sup>к</sup> (v<sub>r</sub>=6,6 км/с), которая является аналогом волны t<sub>3</sub>, выделяемой по КМПВ.

Для комплекса отложений между подошвой чехла (А, K<sub>0</sub>) и поверхностью "древнего кристаллического фундамента" (K<sub>01</sub>) характерны скорости 5,0(5,5) – 6,2 км/с, плотность пород 2,6-2,9 г/см<sup>3</sup> и изменение мощностей от 0,5-1 км на поднятиях до 5-8 км в прогибах. Его возраст условно принят как ранне-среднепалеозойский.

Итак, подведем некоторые итоги анализа сейсмической расслоенности верхней части земной коры в пределах изучаемого региона. В Надым-Тазовском междуречье отложения, залегающие выше отражающего горизонта А, формируют единое тело, которое характеризуется широким площадным распространением и относительно низкими градиентами изменения мощности слагающих его отложений. Его внутренняя горизонтально-слоистая структура подчеркнута серией конформных отражающих горизонтов, демонстрирующих

относительно низкую деформированность отложений. Такие характеристики позволяют выделять это геологическое тело в качестве чехла ЗСП на данной территории. Практически все регионально выдержанные отражающие сейсмические реперы привязаны согласно данным бурения к возрастным подразделениям общей стратиграфической шкалы. В свою очередь, уровень горизонта А вскрывается рядом скважин вне области развития отражений групп I и II. Здесь (в том числе и в более южных районах ЗСП) он сопоставляется с эрозионной поверхностью доюрских образований, которые представлены пестрой гаммой пород широкого стратиграфического интервала (Геологическое..., 1971; Бочкарев, 1978, 1995; Сурков, Жеро, 1981; Журавлев, 1986; Бочкарев, Криночкин, 1988; Каштанов и др., 1993; Запывалов, Павлов, 1995; Кирда и др., 1995; Сурков и др., 1995, 1996; Кирда, Фрадкина, 1997; Деев и др., 2001; и др.). Сложнее обстоит дело с геологической интерпретацией комплексов, залегающих ниже отражающего горизонта А. На сейсмических разрезах МОГТ этот интервал характеризуется преимущественно хаотической сейсмической картиной, но по результатам профилирования ГСЗ и КМПВ, между границами  $K_0$  и  $K_{01}$  или их аналогами, намечается толща отложений, которая имеет широкое площадное распространение. Составляющие ее комплексы, вероятно, преимущественно палеозойского возраста, слабо представлены керновым материалом, а, имеющиеся в южных районах междуречья скважины вскрывают лишь их верхние части. Поэтому сведения о составе и структуре этих отложений основываются преимущественно на скоростных характеристиках среды, флуктуациях мощности, данных магнито- и гравиразведки, интерполяции геологической ситуации окружающих районов, а также на принимаемой априори модели развития исследуемого региона (см. главу 1). Так в работах ряда исследователей (Подсосова, 1986; Рудкевич, Латыпова, 1969; Каштанов и др., 1993; и др.) палеозойские комплексы рассматриваются как квазиплатформенные, субплатформенные или платформенные, т.е. формирующие единый деформированный платформенный чехол ("палеоплитный комплекс"). Отсутствие выдержанных отражений на сейсмических разрезах объясняется широким распространением в их составе карбонатных формаций.

По мнению В.С.Суркова, А.А.Трофимука, А.Э.Конторовича, О.Г.Жеро, В.С.Бочкарева и других исследователей (Мегакомплексы..., 1986;

Нефтегазоносные..., 1994; Бочкарев, 1995; и др.), фундамент в пределах большей части Надым-Тазовского междуречья сформирован в результате “герцинской кратонизации”. Соответственно, палеозойские комплексы являются “геосинклинально-складчатыми”. При этом отрицается “структурность” преломляющих границ (аналогов  $K_0$  и  $K_{01}$ ), маркирующих промежуточную толщу, а отсутствие выдержанных отражений ниже уровня горизонта А связывается с интенсивной дислоцированностью отложений.

В противовес рассмотренным, существует еще одна точка зрения (Гиршгорн, 1988), согласно которой ниже-среднепалеозойские преимущественно карбонатные комплексы образуют нижний структурный этаж Пур-Гыданской синеклизы, а часть из них сформировалась в рифтогенные этапы ее развития, на что указывают резкие колебания мощности отложений.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время материалы геофизических исследований позволяют с достаточной уверенностью судить о распространении образований чехла ЗСП до глубин, ограниченных отражающим горизонтом А, который выделяется по результатам МОГТ. Природа выделяемой по данным КМПВ и ГСЗ промежуточной толщи в связи с отсутствием достаточного количества прямых геологических данных не имеет однозначной интерпретации. Следовательно, неоднозначность трактовки структуры ЗСП ниже отражающего горизонта А при настоящем уровне изученности не позволяет опускать границу плитного комплекса глубже данного сейсмического репера. Поэтому, именно данная поверхность в настоящей работе выбрана в качестве некоторой усредненной поверхности, отвечающей границе между фундаментом и чехлом ЗСП. Этому способствует и то обстоятельство, что рельеф поверхности А охарактеризован наиболее детально по сравнению с соответствующими ей преломляющими поверхностями.

Для горизонта А автором совместно с С.В.Зиновьевым и С.Н.Новиковой (2000) составлена электронная версия карты рельефа отражающего горизонта А на территорию Надым-Тазовского междуречья (рис. 16) в кондиции для масштаба 1:1 000 000. При ее построении использованы материалы ПГО “Ямалгеофизика” (В.С.Соседков и др., 1986, 1988). Математическая модель в виде равномерной сетки позволила снять проблему неравнозначного распределения информации об отражающем горизонте А по площади. Дело в

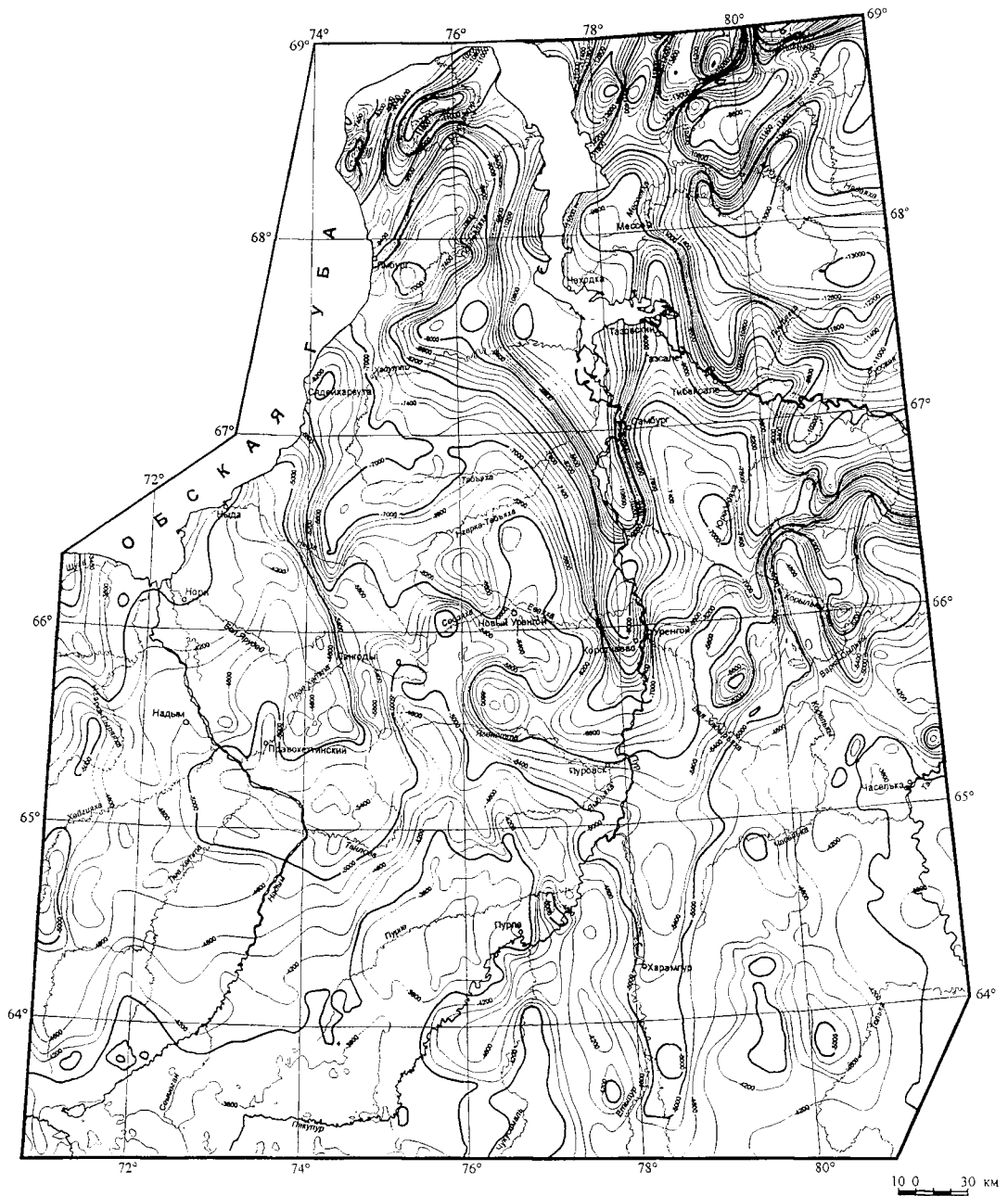


Рис. 16. Карта рельефа подошвы осадочного чехла (отражающий горизонт А) ЗСП в Надым-Тазовском междуречье, масштаб 1:4 000 000, сечение изогипс 200 м. Составлена с использованием материалов ПГО "Ямалгеофизика" (Соседков В.С. и др., 1986) (Деев и др., 2000).

том, что на исходных материалах для северных районов междуречья шаг сечения изолиний составляет 1 км, тогда как для остальной территории они проведены через 200 м. При формировании окончательной версии карты, корректуре был подвергнут также район Русско-Часельского вала. Анализ рельефа этой поверхности позволил наметить основные черты морфотектоники подошвы осадочного чехла ЗСП (Деев и др., 2000 а, б; Deyev et al., 2000).

### **3.2. Морфотектоническое районирование подошвы чехла**

Наиболее крупные неоднородности рельефа подошвы осадочного чехла обусловлены наличием трех региональных высотных ступеней (рис. 17). В пределах верхней (южной) ступени преобладают абсолютные отметки поверхности А от –4000 до –4500 м, опускаясь во внутренних впадинах до –5600 м. Средняя ступень характеризуется преимущественно отметками от –7000 до –7500 м, а нижняя (северная) – глубинами более –10000 м. Таким образом, намечается региональная тенденция погружения кровли фундамента в север-северо-восточном направлении с общим перепадом высот около 10 км (рис. 18). Помимо высотных характеристик поверхности ступеней различаются и по контрастности расчленения рельефа (рис. 19). Наименьшей расчлененностью характеризуется верхняя ступень, наибольшей – нижняя. Границы между региональными ступенями представляют собой высокоградиентные зоны, хотя в отдельных случаях проведение “жестких” границ весьма проблематично, так как между пограничными районами соседних ступеней существуют структурные связи. Они выражены благодаря наличию “транзитных свойств”, характерных для отдельных структурных форм, которые проникают в смежные ступени. Поэтому, “повысотные” границы между ступенями имеют более сложную конфигурацию (см. рис. 17). По этой же причине соответствующие границы описываемых ниже морфотектонических районов не всегда в точности совпадают с границами региональных ступеней.

По текстурному рисунку и ориентировке структурных форм, а также по характеру и степени расчлененности рельефа в пределах Надым-Тазовского междуречья выделяется шесть морфотектонических районов: Надымский, Таркосалинский, Толькинский, Уренгойский, Русско-Часельский и Мессояхский (рис. 20). Первые три располагаются преимущественно в пределах верхней



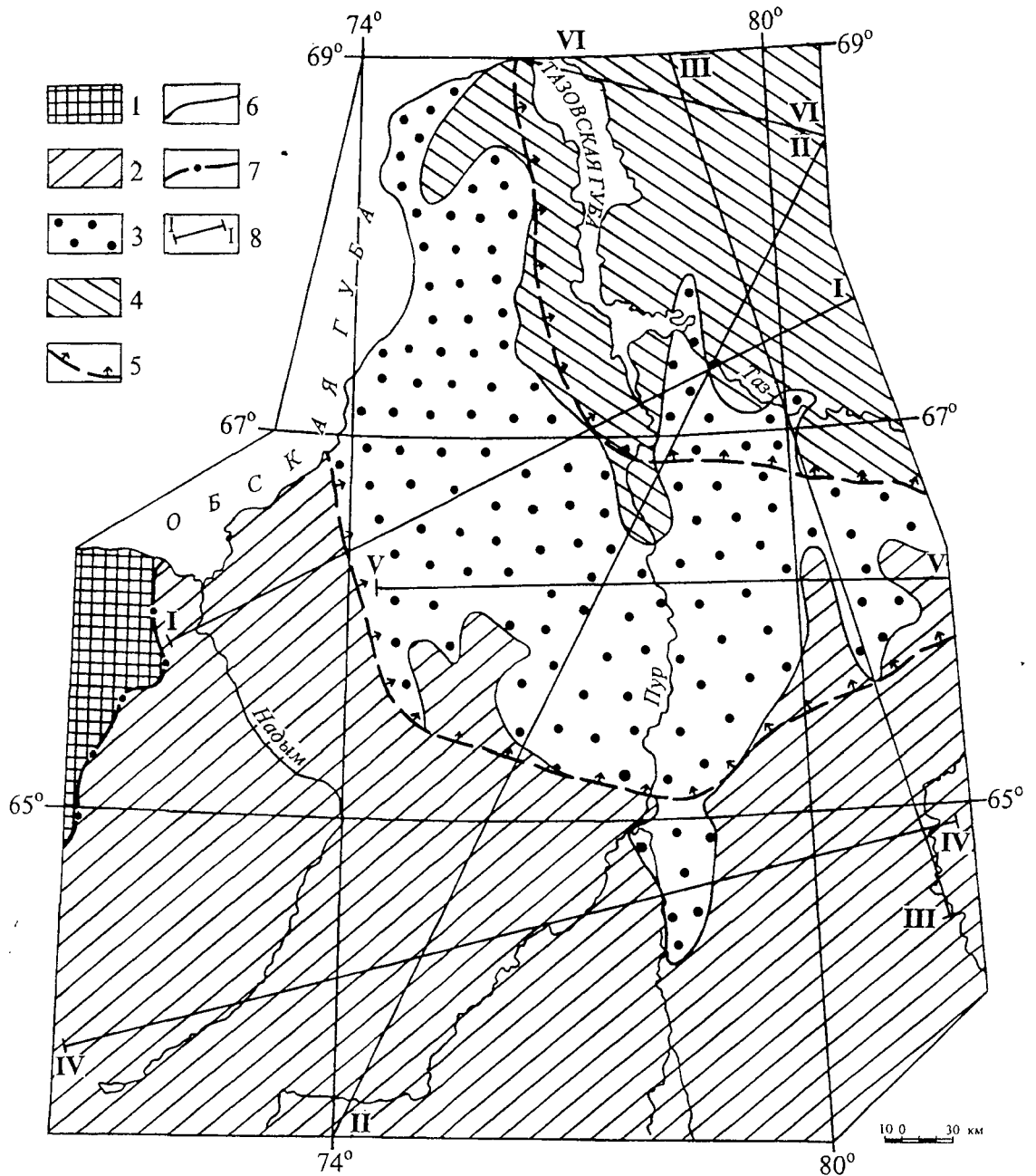


Рис. 17. Схема расположения региональных высотных ступеней рельефа подошвы осадочного чехла в пределах Надым-Тазовского междуречья, м-б 1:4 000 000 (по Дееву и др., 2000).

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 днищем ЗСП; 8 - линии профилей (рис. 18, 19).

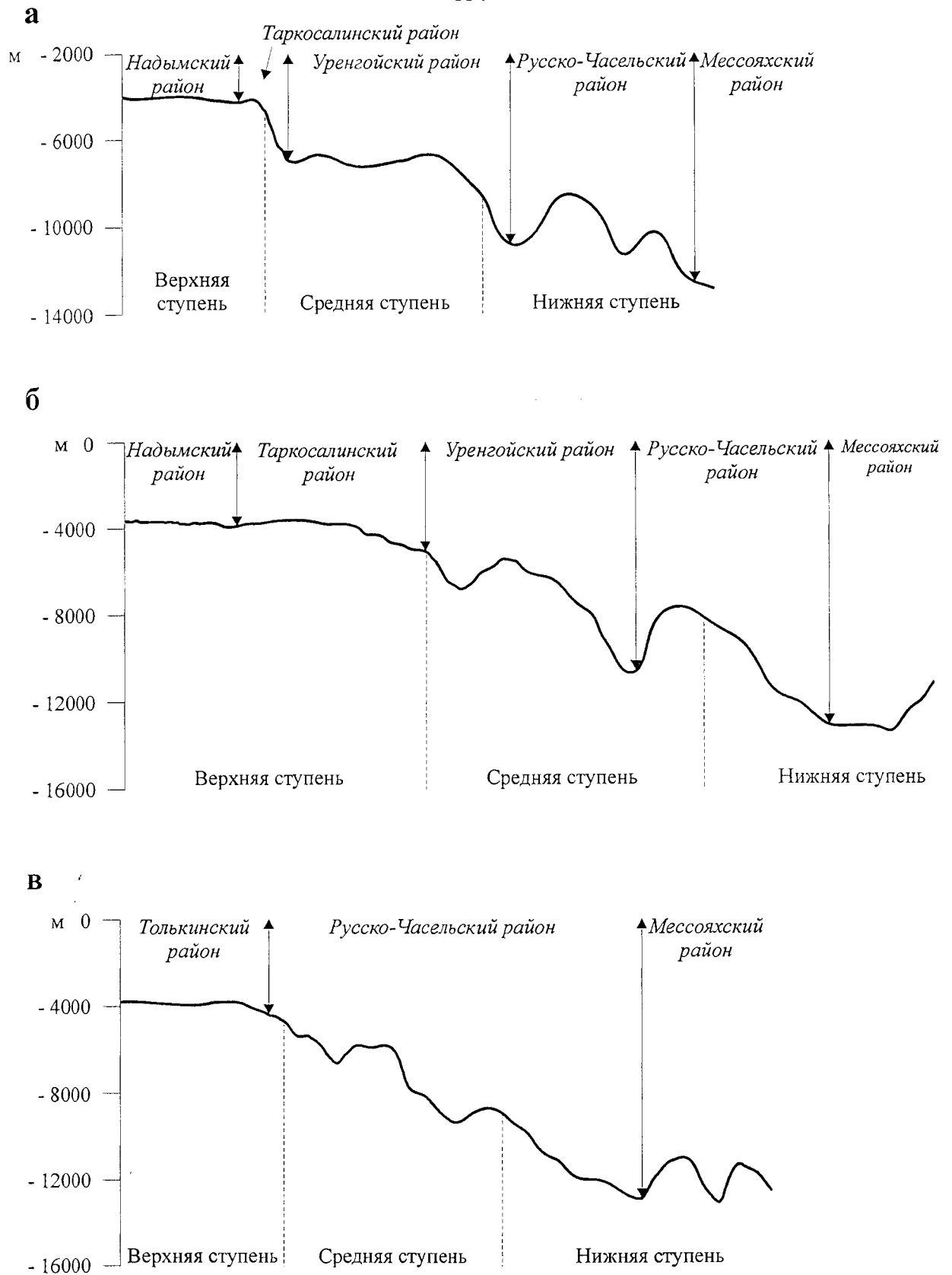


Рис. 18. Региональное погружение подошвы чехла (а - по профилю I-I на рис. 17, б - II-II, в - III-III). Отношение горизонтального масштаба к вертикальному 1:17 (Деев и др., 2000).

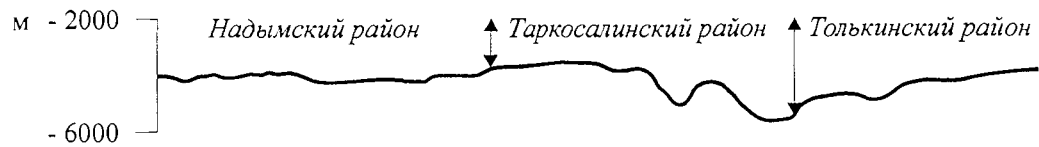
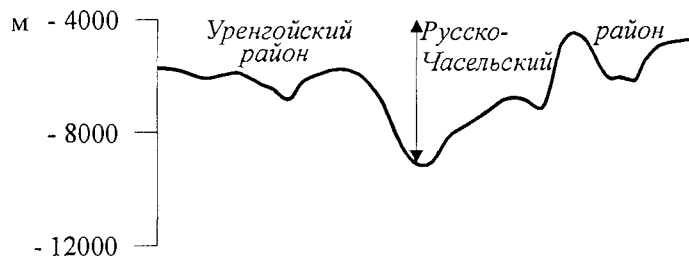
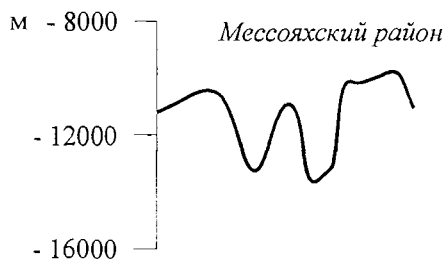
**а****б****в**

Рис. 19. Характер расчлененности рельефа подошвы чехла в пределах различных региональных ступеней (а - верхней (по профилю IV-IV на рис. 17), б - средней (V-V), в - нижней (VI-VI)). Отношение горизонтального масштаба к вертикальному 1:17 (Деев и др., 2000).

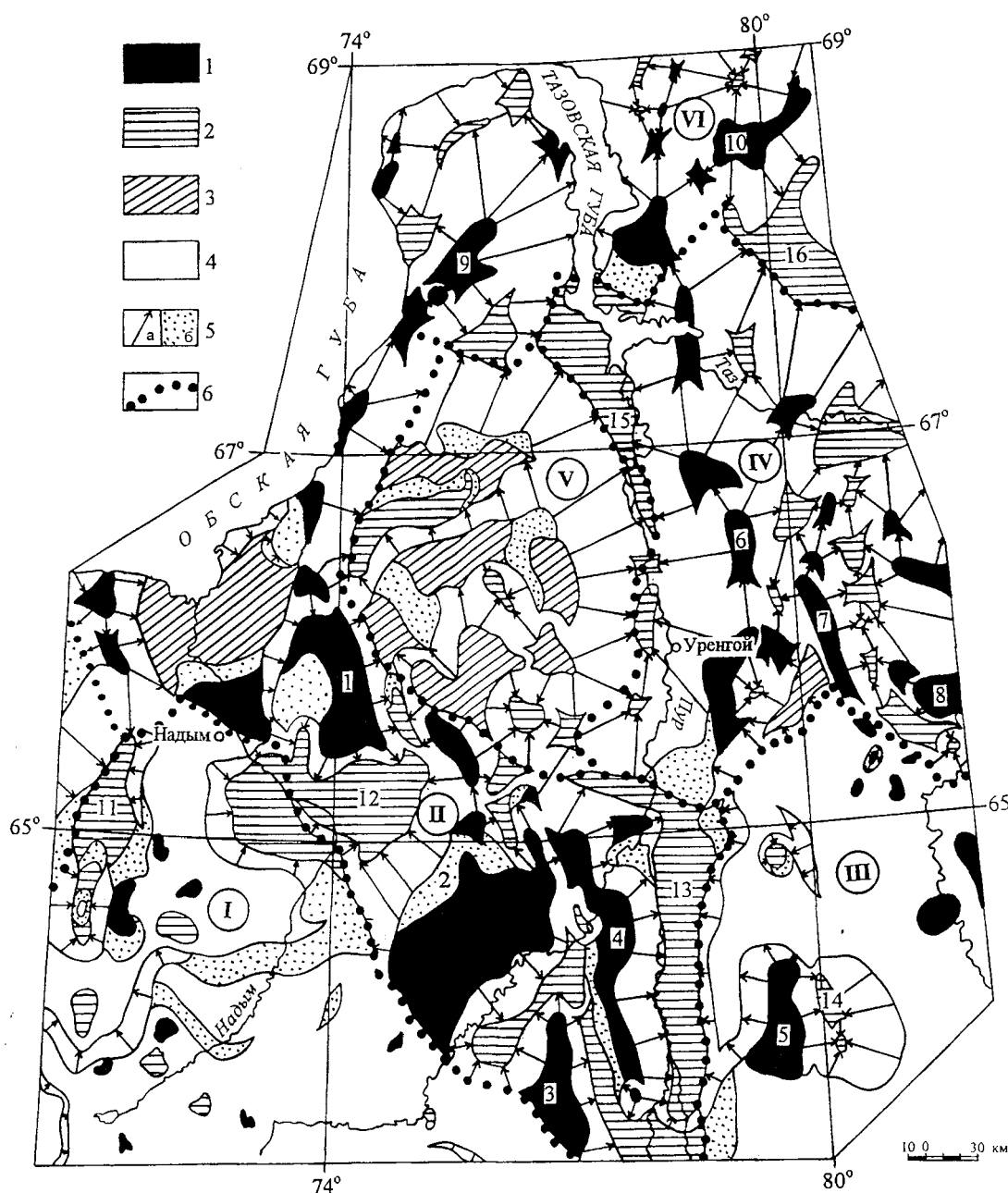


Рис. 20. Схема морфотектонического районирования подошвы осадочного чехла Западно-Сибирской плиты в пределах Надым-Тазовского междуречья (по Деев и др., 2000).

1 - вершинные поверхности положительных структурных форм; 2 - днища отрицательных структурных форм; 3 - наиболее крупные склоновые площадки; 4 - области малоамплитудных поднятий и впадин; 5 - склоновые зоны: а - высокоградиентные, б - низкоградиентные; 6 - границы 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-Тазовская, 7 - Часельская, 8 - Красноселькупская, 9 - Ямбургская, 10 - Среднемессояхская, 11 - Хейгияхская, 12 - Верхнетанловская, 13 - Пурская, 14 - Восточно-Харампурская, 15 - Уренгойская, 16 - Северо-Тазовская.

региональной ступени, следующие два в пределах средней и последний – в нижней.

*Надымский район* охватывает территорию бассейна р.Надым, а также верховья р.Пякупур. Здесь в рельефе подошвы осадочного чехла выделяется два самостоятельных блока, разделенных региональными флексуобразными перегибами поверхности северо-восточного простирания с градиентами перепада высот порядка 0.015-0.045. В пределах южного (Верхненадымского) блока поверхность отражающего горизонта А плавно погружается на север; ее абсолютные высотные отметки меняются от –3500 до –4300 м. В морфологическом отношении, согласно предложенной Б.М.Чиковым (1996) систематике региональных морфоструктурных элементов, подошва чехла представляет собой наклонное выравненное плато. Поверхность плато осложнена локальными аномалиями рельефа: изометричными малоамплитудными (до 100м) поднятиями и мульдами, а также преимущественно низкоградиентными зонами (до 0.03).

В пределах Средненадымского блока рельеф имеет более сложное строение. Наименее контрастно выглядит его центральная приподнятая часть, где, на фоне общей выравненной поверхности с абсолютными отметками – 4500...–4600 м, отмечаются отдельные малоамплитудные (до 100 м) поднятия и мульды, поперечные размеры которых не превышают 25-30 км. К западу и востоку от центральной части района выделяются две весьма крупные отрицательные структурные формы: западная часть Верхнетанловской впадины и Хейгияхский прогиб. Хейгияхский прогиб имеет субмеридиональную ориентировку и длину около 130 км, при ширине порядка 20-25 км. Склоновые градиенты на бортах прогиба достигают значений 0.05-0.07, а максимальные глубины в его южной части составляют –5600 м. Склоны Верхнетанловской котловины характеризуются значениями градиентов до 0.07; абсолютные отметки опускаются до -5200 м. По своей морфологии поверхность с подобным рельефом относится к типу увалисто-мульдowego плато (Чиков, 1996).

*Таркосалинский район* обособлен в междуречье рр. Надыма и Пура. Рельеф подошвы чехла в данном районе представляет собой поясовую эшелонированную систему контрастно выраженных структурных форм, ориентированную в север-северо-западном направлении. Среди форм преобладают валообразные поднятия (за исключением Северного, которое

имеет изометричные очертания) и прогибы. Вершинные поверхности положительных и наиболее прогнутые части отрицательных форм рельефа разделены склоновыми зонами с большими амплитудами перепада отметок (от первых сотен до 1000 м); преобладающие значения склоновых градиентов находятся в диапазоне от 0.07-0.12, достигая в отдельных случаях значений 0.20-0.23.

*Толькинский район* обособляется в юго-восточной части региона. В его пределах рельеф подошвы чехла характеризуется средней расчлененностью и общим моноклиальным погружением “нормированной” поверхности в западном – северо-западном направлении при перепаде высот от -3800 до -5000 м. В качестве осложняющих поверхность элементов выступают преимущественно малоамплитудные (до 300 м) поднятия и впадины. Особого внимания заслуживают высокоамплитудный Харампурский вал с вершинной поверхностью на уровне -3900 м и сопряженная с ним Восточно-Харампурская впадина с отметками днища до -5100 м. Таким образом, перепад высот на общем для них склоне составляет 1200 м, при градиенте 0.06-0.08. От смежных Толькинский район отделен высокоградиентными зонами; значения градиентов в них составляют 0.08-0.12.

Севернее Толькинского расположен *Русско-Часельский район*. В его южной и центральной частях наблюдается 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 структур зачастую достигают 1-3 км, что предопределяет высокие градиентные характеристики склонов (0.12-0.18), а их максимальные значения отмечаются по периферии Часельского мегавала, где они составляют 0.2-0.22. Наибольшей протяженностью характеризуется Хадырьяхинско-Тазовский мегавал субмеридиональной ориентировки. Его вершинная поверхность, протянувшаяся более чем на 200 км, ступенчато погружается на север и осложнена разноориентированными градиентными зонами со значениями (0.08-0.16). Среди самостоятельных площадок выделяются Восточно-Уренгойская, Заполярная и Тазовская. От соседнего Уренгойского района Русско-Часельский

отделяется высокоградиентной зоной, максимальные значения в которой достигают 0.28.

*Уренгойский район* географически приурочен к междуречью Ягенетты и Хадуттэ. В его пределах поверхность отражающего горизонта погружается на северо-запад от –5000 до –7200 м. При этом погружение осложнено флексурными перегибами северо-восточного простирания с градиентами 0.07-0.15 и расположенными между ними уплощенными площадками с высотами – 5000...–5900, –6000...–6100 и –7000...–7200 м.

*Мессояхский район* выделяется на севере рассматриваемой территории и расположен в пределах бассейна р. Мессояха и Тазовского полуострова. В его пределах рельеф подошвы осадочного чехла является наиболее расчлененным. Структурная поверхность А представляет собой эшелонированную систему (Мессояхский пояс) сопряженных контрастных структурных форм, представленных вытянутыми в северо-восточном направлении “горстовидными” поднятиями и разделяющими их “грабенообразными” прогибами. Северо-восточная ориентировка Мессояхского пояса и, входящих в его состав структурных форм, является дискордантной по отношению к таковым в Уренгойском и Русско-Часельском районах. Вершинные поверхности и днища, подчеркивающие простирание структурных форм, представлены цепочками выравненных площадок, которые разделены между собой поперечными градиентными зонами, нарушающими внутреннюю однородность форм. Высотные перепады между смежными вершинными поверхностями и днищами достигают 3000-5000 м. При этом средние значения склоновых градиентов составляют 0.1-0.3, на отдельных участках склонов возрастая до 0.8(!).

Существование структурных связей между региональными высотными ступенями (см. выше) подтверждается наличием субмеридиональной системы прогибов, которая в литературе именуется как Уренгойский (Пурский, Уренгойско-Колтогорский) желоб, грабен, грабен-рифт и т.д. Карта рельефа отражающего горизонта А показывает, что на самом деле, этот элемент является составным. В него входят структурные формы, расположенные в пределах различных ступеней рельефа и разделенные между собой высокоградиентными (0.08-0.1) зонами с перепадами высот в сотни метров - первые км. В верхней ступени таковым является Пурский прогиб (абсолютные

отметки днища от –4600 до –5600 м), который располагается в Таркосалинской эшелонированной системе вдоль границы с Толькинским районом; в средней ступени – прогиб расположенный на границе Уренгойского и Русско-Часельского районов (отметки днища от –9000 до –11000 м); в нижней – одна из депрессий Мессояхского района с отметками днища глубже –13000 м.

Используя в качестве критерия характер распределения и взаимоотношения разнопорядковых структурных форм (см. Чиков, 1996), всю совокупность выделенных районов можно разделить на две группы: с ареально-блоковым и поясово-зональным распределением неоднородностей. К первой группе мы относим Надымский, Толькинский и Уренгойский районы, ко второй – Таркосалинский, Русско-Часельский и Мессояхский. Первые представляют собой квазиоднородные блоки в пределах которых поверхность А либо осложнена преимущественно незакономерно расположенными малоамплитудными и небольшими по размеру поднятиями и впадинами, а также низкоградиентными зонами со значениями градиентов до 0.03, либо (Уренгойский район) представлена выравненными ступенями, разделенными высокоградиентными зонами. Напротив, районы второй группы характеризуются преимущественно эшелонированным распределением контрастных положительных и отрицательных элементов, вершинные поверхности и днища которых подчеркивают преимущественную ориентировку структурных форм в пределах районов. Характерной чертой этих районов является также большая площадь развития склонов с высокими значениями градиентов (0.1-0.2 и больше). При этом, контрастность расчленения рельефа в соответствующих группах районов возрастает соответственно общей тенденции увеличения степени расчлененности от южной ступени к северной.

Определившись с положением подошвы осадочного чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье и ее основными морфотектоническими характеристиками, далее перейдем к обособлению структурных ярусов и подъярусов в домеловых комплексах чехла согласно методическим приемам, изложенным в главе 2.

### **3.3. Сейсмоструктурная модель домеловых комплексов**

На временных разрезах МОГТ в пределах Надым-Тазовского междуречья выше горизонта А выделяется серия регионально выдержанных отражающих



горизонтов, которые подчеркивают в целом субгоризонтально-слоистую структуру чехла (рис. 21, 22). Помимо широко распространенных в южных и центральных районах ЗСП групп отражений С, Г, М, В, Б и Т, в исследуемом районе к ним добавляются сейсмические горизонты групп I и II. Привязка различных отражений к возрастным подразделениям чехла рассмотрена в ряде работ (Соседков, Сурков, 1985; Гиршгорн и др., 1986; Нефтегазоносные..., 1988; Кунин и др., 1995; и др.). Следует отметить, что работы по изучению сейсмической расслоенности и привязке отражающих горизонтов к триас-юрскому разрезу на территории Надым-Тазовского междуречья проводились и специалистами ИГНГ СО РАН под руководством А.Э.Конторовича и М.М.Немировича-Данченко (Резяпов, Колесников, 1998; Беляев и др., 2000). Но в дальнейшем автор будет придерживаться индексации сейсмических горизонтов, данной ямальскими геофизиками (Соседков В.С. и др., 1986).

Общепринято, что отложения домелового возраста заключены преимущественно в интервале, который на сейсмических разрезах ограничен отражающими горизонтами А и Б и лишь в восточной части междуречья они входят в состав интервала Б-М (группа отражений Б<sub>я</sub>). Поэтому далее нас будут интересовать, прежде всего, эти части временных разрезов. Здесь обособляется три самостоятельных сейсмокомплекса А-IV, IV-Б и Б-М. Соответствующие интервалы сейсмической записи в этих или близких к ним границах выделяются независимо различными исследователями (Кунин, 1983; Кабалык, 1985; Гиршгорн и др., 1986, 1987а; Нефтегазоносные..., 1988; и др.).

Нижний сейсмический комплекс заключен между отражениями А и IV. В пределах Надым-Тазовского междуречья он не имеет сплошного распространения и развит только в северных районах. Его нижней границей служит отражающий горизонт А. На уровне этого горизонта происходит качественная смена акустической характеристики среды. Ниже горизонта А отмечается преимущественно хаотическая волновая картина с низким соотношением сигнал-помеха. На тех участках, где все же выделяются непротяженные отражения, наблюдается их дисгармоничность по отношению к горизонту А (Соседков В.С. и др., 1986). Вышележащий интервал характеризуется большим количеством регионально выдержанных отражающих горизонтов.

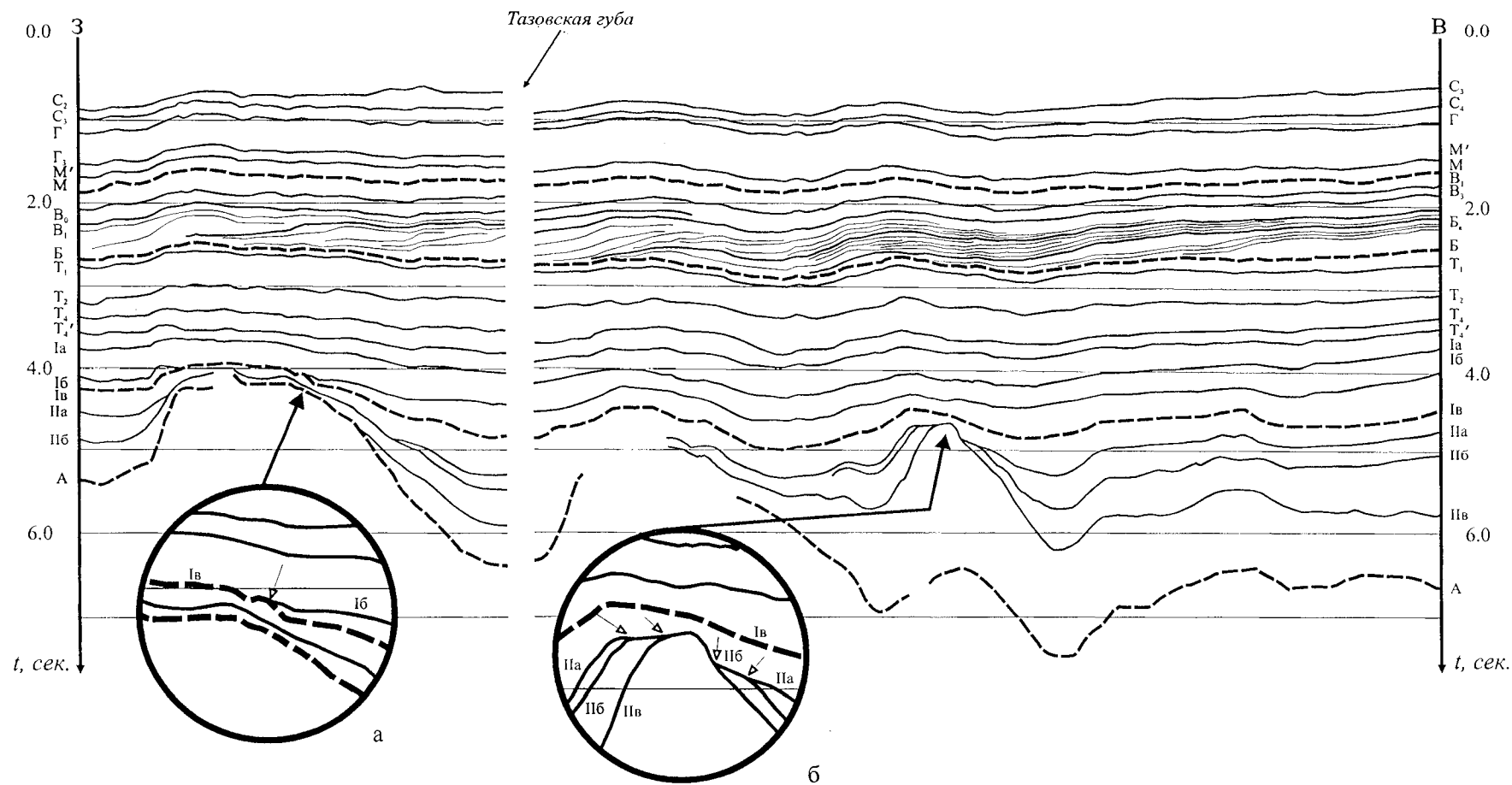


Рис. 21. Схема расположения отражающих горизонтов по линии регионального сейсмического профиля № 33. Составлена Е.В.Деевым, С.В.Зиновьевым, Б.М.Чиковым с использованием материалов ПГО "Ямал-геофизика" (Соседков В.С. и др., 1986).

Врезка а - пример сейсмического несогласия ("подошвенное налегание") между отражающими горизонтами Ib и Ib. Врезка б - примеры сейсмических несогласий типа "подошвенного налегания" между отражающими горизонтами сейсмокомплекса А-Iв. Пунктирными линиями показаны границы сейсмокомплексов.

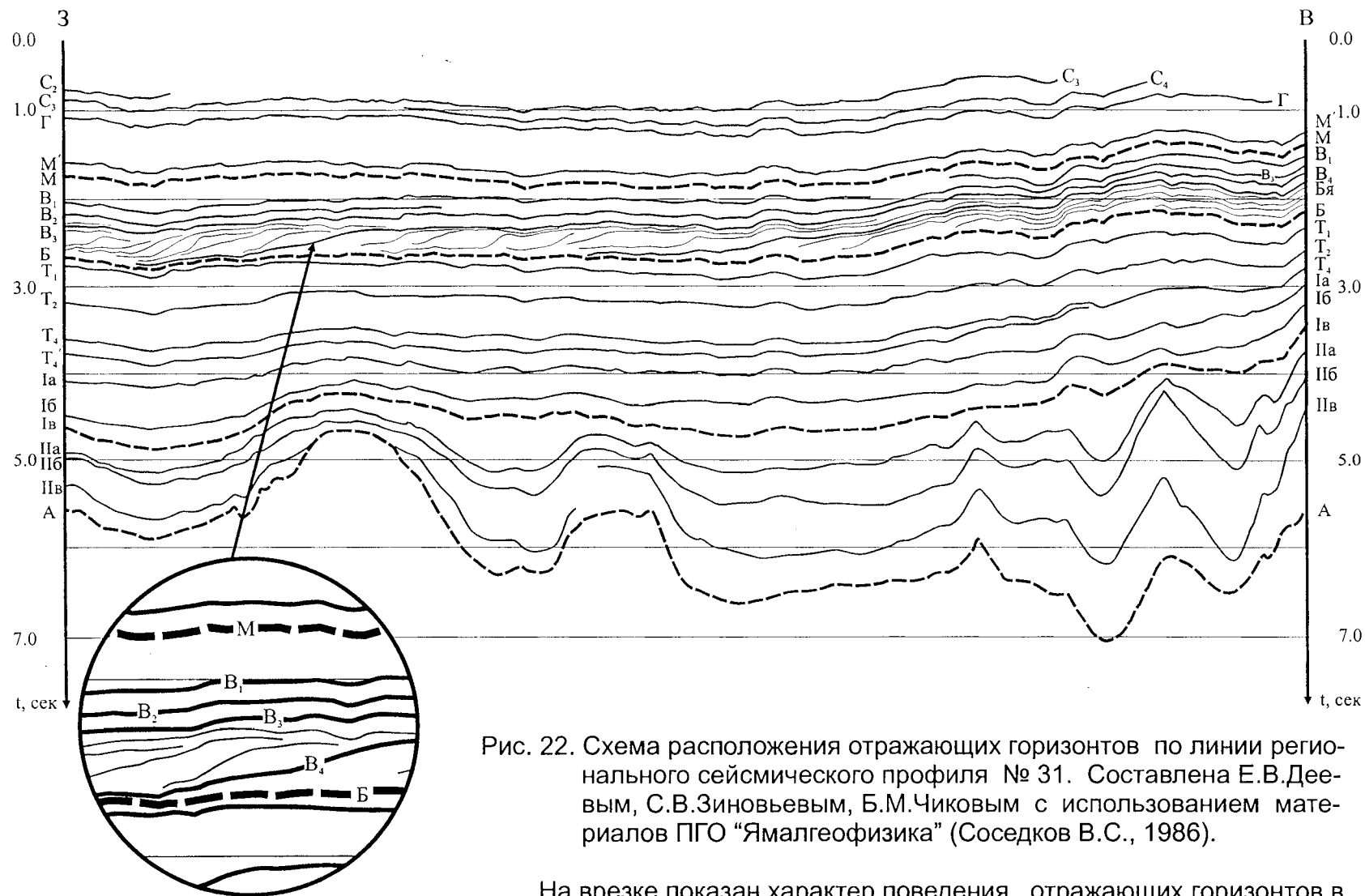


Рис. 22. Схема расположения отражающих горизонтов по линии регионального сейсмического профиля № 31. Составлена Е.В.Деевым, С.В.Зиновьевым, Б.М.Чиковым с использованием материалов ПГО "Ямалгеофизика" (Соседков В.С., 1986).

На врезке показан характер поведения отражающих горизонтов в сейсмокомплексе Б-М. Пунктирными линиями проведены границы сейсмокомплексов.

Кровля нижнего сейсмокомплекса совпадает с региональным сейсмическим несогласием на уровне отражающего горизонта Iв (Кабалык, 1985; Гиршгорн и др., 1987 а; Кунин и др., 1995; и др.), которое наиболее отчетливо прослеживается на сеймопрофилях в северной части Надым-Тазовского междуречья. Это отражение в ряде районов ведет себя несогласно по отношению к нижележащим горизонтам. В тоже время в ряде случаев подмечено налегание на него вышележащего горизонта Iб (рис. 21 а).

Внутренняя структура сейсмокомплекса характеризуется наличием субконформных регионально выдержанных отражающих горизонтов IIа, IIб и IIв, разделяющих его на ряд сеймопачек. Между горизонтами также 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 IIб и IIа (рис. 21 б).

Колебания рельефа отражающих горизонтов характеризуются большей контрастностью относительно вышележащих частей временных разрезов. Их амплитуды могут достигать 1-1,5 с, а в рельефе отражающего горизонта А - 2-2,5 с (см. рис. 21, 22). Формы рельефа не всегда унаследуются вверх по сейморазрезу, поэтому при сравнении топографии отражающих границ в сейсмокомплексах А-Iв и Iв-Б в ряде случаев можно предполагать “перестройку” структурного плана.

Перекрывающий сейсмический комплекс Iв-Б объединяет интервалы на временных разрезах МОГТ, в пределах которых выделен ряд субпараллельных отражающих горизонтов. Среди них наиболее уверенно прослеживаются отражения Iб, Ia, T<sub>4</sub>' (T<sub>5</sub>), T<sub>4</sub>, T<sub>3</sub>, T<sub>2</sub> и T<sub>1</sub>. Ограниченные этими горизонтами сеймопачки характеризуются увеличением площади распространения от нижних к верхним. Между основными отражениями интервала в пределах междуречья отсутствуют признаки несогласного поведения, которые могут быть выявлены при дальнейшей детализации структуры сеймопачек (Соседков, 1988).

Кровля комплекса совпадает с наиболее динамически выраженным (среди домеловой части разреза чехла ЗСП) отражающим горизонтом Б. Помимо своей динамической выраженности горизонт представляет собой поверхность

регионального сейсмического несогласия, к которой прилегает серия наклонных отражений сейсокомплекса Б-М.

В свою очередь сейсмокомплекс Б-М сформирован серией наклонных сигмоидовидных отражений (см. рис 21), из которых наиболее выдержанными по площади является несколько горизонтов, маркируемые с востока на запад индексами Б<sub>я</sub>, В<sub>4</sub>, В<sub>3</sub>, В<sub>2</sub>, В<sub>1</sub>, В<sub>0</sub>, В. Эти границы разделяют сейсмокомплекс на ряд сейсмочаек, представляющих собой последовательно налегающие друг на друга субмеридионально вытянутые клиноформные тела. В западном направлении сейсмогоризонты интервала, как правило, прилегают к нижележащим сигмоидовидным отражениям или к поверхности сейсмического несогласия Б. Восточные ограничения горизонтов, субпараллельные отражениям Б и М, либо прилегают к поверхности М, либо прослеживаются до налегания на кровлю более “древнего” отражения, либо затухают в восточном направлении (Нефтегазоносные..., 1988; Игошкин, Шлезингер, 1990).

### 3.4. Сейсмостратиграфическое расчленение домеловых комплексов

Согласно данным бурения, среди домеловых комплексов чехла ЗСП в пределах Надым-Тазовского междуречья выделяются юрские, триасовые и, возможно, вехнепермские отложения. Однако количество скважин, вскрывших те или иные комплексы, резко сокращается с возрастанием абсолютных глубин их залегания. В связи с этим с глубиной уменьшается и степень геологической обоснованности сейсмостратиграфической модели, которая представлена на рис. 23.

Наиболее дискуссионным в этом плане является **интервал чехла, соответствующий сейсмокомплексу А-1в**. Долгое время его возраст и состав определялись на основе общегеологических соображений или косвенных геофизических характеристик. Некоторую ясность в понимание строения интервала внесли результаты бурения в Уренгойском районе. Здесь в Тюменской СГ-6 вскрыт интервал, которому гипсометрически соответствуют отражающие горизонты IIв, IIб, IIа и Iв. При этом абсолютные отметки поверхности отражающего горизонта IIа соответствуют кровле красноселькупской серии, а горизонты IIб и IIв соотносятся с различными ее уровнями (см. рис. 23).

Сеймокомплексы	Сеймопачки	Основные отражающие горизонты	Литологические пачки	Свиты	Серии	Структурные подъярусы	Структурные ярусы
Б-М	В <sub>0</sub> -М В <sub>0</sub> -В <sub>1</sub> В <sub>1</sub> -В <sub>0</sub> В <sub>2</sub> -В <sub>1</sub> В <sub>3</sub> -В <sub>2</sub> В <sub>4</sub> -В <sub>3</sub> Б <sub>4</sub> -В <sub>4</sub> Б-Б <sub>4</sub>	М В <sub>0</sub> В <sub>1</sub> В <sub>2</sub> В <sub>3</sub> В <sub>4</sub> Б <sub>4</sub>	пимкая чеускинская покачевская урьевская и др.	тангаловская сортымская и их возрастные аналоги. (J <sub>3</sub> km <sub>2</sub> -K <sub>1</sub> a <sub>1</sub> )  яновстанская (J <sub>3</sub> km <sub>2</sub> -v <sub>1</sub> )			Неокомский
Ив-Б	T <sub>1</sub> -Б	Б	?	малышевская (J <sub>3</sub> b-J <sub>3</sub> k <sub>1</sub> ) леонтьевская (J <sub>3</sub> b-J <sub>3</sub> b <sub>1</sub> )	Заводоуковская (J <sub>3</sub> h-J <sub>3</sub> k) Большехетская	Среднетриас-верхнеюрский	Среднетриас-кайнозойский
	T <sub>2</sub> -T <sub>1</sub>	T <sub>1</sub>	?	тюменская (J <sub>3</sub> a-J <sub>3</sub> k <sub>1</sub> )			
	T <sub>3</sub> -T <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	?	вымская (J <sub>3</sub> a-J <sub>3</sub> b <sub>1</sub> )			
	T <sub>4</sub> -T <sub>3</sub>	T <sub>3</sub>	радомская	лайдинская (J <sub>3</sub> t-J <sub>3</sub> a <sub>1</sub> )			
	T <sub>5</sub> -T <sub>4</sub>	T <sub>4</sub>	тогурская	котухтинская и ее аналоги (J <sub>3</sub> p <sub>2</sub> -J <sub>3</sub> a <sub>1</sub> )			
	Ia-T <sub>5</sub>	T <sub>5</sub>		ягельная (J <sub>3</sub> p <sub>2</sub> -J <sub>3</sub> p <sub>2</sub> ) левинская			
	Ia-T <sub>5</sub>	Ia		береговая зимняя (J <sub>3</sub> h-J <sub>3</sub> p <sub>1</sub> )			
	Iб-Ia	Ia		витютинская + варенгаяхинская			
	Iв-Iб	Iб					
	Iв-Iб	Iв	?	пурская (T <sub>3</sub> o-T <sub>3</sub> a)			
А-Ив	IIa-IIв	IIa		коротчаевская + аймальская	Осадочный комплекс + Красноселькупская серия (P <sub>4</sub> (?)>T <sub>3</sub> o)	Верхнепалеозойско(?) нижнетриасовый	
	IIб-IIa	IIб					
	IIв-IIб	IIв					
	A-IIв	A					

Рис. 23. Схема сеймостратиграфического расчленения домеловых комплексов чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье (составлена Е.В.Деевым, С.В.Зиновьевым, Б.М.Чиковым).

По составу красноселькупская серия – это вулканогенно-осадочная толща, вскрытая СГ-6 с глубины -6420 м. По мнению некоторых исследователей, в ее составе могут быть выделены аймальская, коротчаевская и хадырьяхинская свиты (Нестеров и др., 1995; Бочкарев, 1995; Казанский и др., 1996; Ехлаков, Угрюмов, 1996; и др.). Серия сложена базальтами, среди которых встречаются пачки туфов, аргиллитов и углистых аргиллитов. В нижней части разреза (аймальская свита) отмечено присутствие даек и пластовых интрузий микродолеритов, которые по химическому составу подобны базальтам. Для вулканических пород серии характерны существенные преобразования под воздействием наложенных процессов (Казанский и др., 1996; Ехлаков, Угрюмов, 1996; Угрюмов, 1996; Кременецкий, Гладких, 1997).

Возраст серии датируется по палинокомплексам и флористическим остаткам как позднепермско-оленинский (Нестеров и др., 1995, Пуртова, 1996, Бочкарев и др., 2000). Но А.И.Киричкова и др. (1999) считают, что ее верхняя часть охарактеризована среднетриасовым (условно анизийский ярус) палинокомплексом. Заниженные датировки радиологических определений абсолютного возраста базальтов коротчаевской свиты  $58\pm 1$  и  $85\pm 7$  млн. лет (Ехлаков, Угрюмов, 1996), вероятно, указывают на значительную преобразованность пород наложенными процессами.

Наиболее древние образования, входящие в состав серии, относятся к верхней перми. На это указывают результаты изучения спорово-пыльцевого комплекса, выделенного С.И.Пуртовой (1996) из пачки аргиллитов верхней части аймальской свиты (инт. 7309-7317). В работе В.С.Бочкарева и соавторов (2000) указывается, что в 1999 г. С.И.Пуртовой дополнительно изучался керн из разреза красноселькупской серии, отобранный с глубины 7486 м. В результате исследований был также выделен спорово-пыльцевой комплекс позднепермского возраста. Однако, по мнению ряда исследователей (Сурков и др., 1997; Казаков и др., 2000), верхнепермский палинокомплекс может быть переотложенным.

Уровень отражающего горизонта Ів (см. рис. 23) в СГ-6 гипсометрически тяготеет к подошве варенгаяхинской свиты тампейской серии согласно разбивкам В.С.Бочкарева (1995), Ю.П.Казанского и др. (1996), Ю.А.Ехлакова и А.Н.Угрюмова (1996), береговой (Сурков и др., 1997; Казаков и др., 2000), витютинской свиты, согласно Киричковой и др. (1999). Возможно, что отражение

Ив связано с 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). Несогласие на уровне горизонта Ив выражено и на сейсмических профилях (см. раздел 3.3). В таком понимании между горизонтами Ив и IIa залегает пачка (пурская свита по Нестерову и др., 1995) сложенная породами песчано-алевролитово-аргиллитового состава. Ее возраст определен как T<sub>10</sub>-T<sub>2a</sub> (Нестеров и др., 1995). Хотя, другими авторами (Киричкова и др., 1999; Казаков и др., 2000), принимается более молодой возраст – T<sub>2l</sub>-T<sub>3k</sub> или T<sub>2l</sub>-T<sub>3</sub>. Возможно, что отражение Ив формируется какой либо частью отложений внутри пурской свиты. Эти предположения в связи с отсутствием достаточного количества скважин, вскрывших этот интервал разреза, требуют дальнейшего уточнения.

**Интервал сейсмокомплекса Ив-Б** в геологическом плане соответствует части тампейской серии (варенгаяхинская и витютинская свиты) триасового возраста, ниже-среднеюрский заводоуковской и большехетской сериям, а также келловей-волжским отложениям (Решение..., 1991).

Тампейская серия в объеме варенгаяхинской и витютинской свит характеризуется песчано-алевролитоглинистым составом и имеет трансгрессивное строение. 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, Геологической-35 и Медвежей-1001. Возраст серии определяется преимущественно по имеющимся палинокомплексам и флористическим остаткам как средне-верхнетриасовый (Бочкарев и др., 1989; Нестеров и др., 1995; Пуртова, 1996; Бочкарев и др., 2000; и др.). С кровлей серии сопоставляется отражающий горизонт Ia (см. рис. 23), который весьма условно принимается за границу между триасовой и юрской толщами (Гиршгорн и др., 1986; Брехунцов и др., 1999).

Юрские отложения на территории Надым-Тазовского междуречья распространены повсеместно. В вертикальном разрезе они подразделяются на два крупных комплекса, соответствующих самостоятельным этапам осадконакопления: ранне-среднеюрскому (без келловей) и келловей-волжскому (Решение..., 1991). Проведение границы между ними связано с представлениями о том, что в начале келловейского века на территорию



Западной Сибири распространилась обширная бореальная трансгрессия (Палеогеография..., 1983). Но в последнее время некоторые исследователи датируют начало трансгрессии позднебатским временем (Захаров и др., 1998; Шурыгин и др., 1999). В соответствии с этим, корреляционные схемы и схемы районирования по типам разрезов для двух комплексов разрабатываются отдельно (Решение..., 1991).

Нижняя и средняя юра в пределах изучаемой территории представлена преимущественно терригенными отложениями, которые входят в состав заводоуковской серии. В северном направлении они замещаются одновозрастными образованиями большехетской серии, которые распространены в пределах полуостровов Ямал и Гыдан, а также в Енисей-Хатангском прогибе. Возможно, что граница между двумя сериями проходит на севере Надым-Тазовского междуречья (Бочкарев и др., 2000).

В составе заводоуковской серии выделяются береговая, ягельная, котухтинская свиты и их возрастные аналоги (Решение..., 1991). Перечисленные свиты включают отложения нижней и части ааленского яруса средней юры. Аален-батские и частично нижнекелловейские образования повсеместно входят в состав тюменской свиты, характеризующейся наличием трех самостоятельных подсвит. Большехетская серия объединяет в своем составе береговую, левинскую, джангодскую, лайдинскую, вымскую, леонтьевскую и малышевскую свиты. Рядом специалистов разрабатываются альтернативные схемы региональной стратиграфической корреляции нижне-среднеюрских отложений (Захаров и др., 1998; Сурков и др., 1998; и др.). Согласно их представлениям территория Надым-Тазовского междуречья по типам отложений нижней и средней юры разделена на две области. Большую часть территории занимает Обь-Тазовская область, в пределах которой находятся ниже-среднеюрские отложения прибрежно-морского генезиса. Северные районы междуречья занимает Ямало-Гыданская область морского седиментогенеза. В свою очередь, каждая область подразделена на ряд фациальных зон.

В стратиграфических схемах ниже-среднеюрские отложения разделены на ряд горизонтов, каждому из которых в пределах той или иной области соответствует самостоятельная свита. Наибольшие изменения относительно принятой в 1991 году схемы (Решение..., 1991) касаются выделения новых свит

в отложениях Обь-Тазовской области, а также джангодского горизонта в пределах Ямало-Гыданской области. В целом схема представляет собой закономерное чередование горизонтов, представленных свитами преимущественно песчано-алевритового состава (зимний, шараповский, надояхский, вымский, малышевский) и горизонтов, сложенных в основном глинистыми свитами (левинский, китербютский, лайдинский, леонтьевский) (Сурков и др., 1998).

На сейсмических разрезах МОГТ слоистая структура ниже-среднеюрских отложений (см. рис. 23) подчеркнута группой сейсмических отражений Т ( $T_5$ ,  $T_4$ ,  $T_3$ ,  $T_2$ ,  $T_1$ ). На их точную привязку к стратиграфическим подразделениям влияет ряд причин, к числу которых относятся: отсутствие единой индексации самих сейсмогоризонтов, различия в конструкции схем стратиграфического расчленения ниже-среднеюрских отложений и, как следствие, в понимании объемов свит, их возрастной индексации, несоответствия в стратиграфических разбивках скважин. Тем не менее, анализ ряда опубликованных и фондовых работ (Соседков, 1988; Нефтегазоносные..., 1988; В.Н.Высоцкий и др., 1990; Кунин и др., 1995, Сурков и др., 1998; В.В.Рысев и др., 1999; И.И.Нестеров и др., 1999; и др.) выявил следующую картину. Отражение  $T_5$  ( $T_4^1$ ) на большей части междуречья соотносится с глинистыми образованиями левинского горизонта (ягельная свита),  $T_4$  – преимущественно с тогурской, а  $T_3$  – с радомской глинистыми 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).

Принципиальная схема строения келловей-волжского разреза в Надым-Тазовском междуречье выглядит следующим образом (Решение..., 1991). В основании разрез представлен преимущественно глинистыми отложениями нижневасюганского подгоризонта, который с запада на восток, включает нижнюю часть абалакской свиты, нижневасюганскую подсвиту и точинскую свиту. Дифференциация разреза на “западный” и “восточный” типы начинается во время формирования верхневасюганского подгоризонта. В западных и северо-западных районах междуречья (Фроловско-Тамбейский район) формируются глинистые отложения средней части абалакской подсвиты. На

остальной части территории в составе подгоризонта преобладают более грубозернистые (песчано-алевролитовые) породы верхней подсвиты васюганской свиты и, сменяющей ее в восточном направлении, нижней подсвиты сиговской свиты. Та же тенденция сохраняется и для георгиевского и баженовского горизонтов, только зона разделения двух типов разреза смещается в междуречье рр. Пура и Таза (Харампурский район). Здесь в качестве промежуточного типа разреза между “западным” (верхи абалакской, георгиевская и баженовская свиты) и “восточным” (верхнесиговская подсвита и яновстанская свита) выделяется марьяновская свита. Западнее Харампурского района разрез имеет преимущественно глинистый состав и мощность несколько десятков метров. В пределах района (с запада на восток) и восточнее него в составе разреза происходит увеличение доли песчано-алевролитового материала, с соответствующим возрастанием мощности до первых сотен метров (Шемин и др., 2000).

Юрский разрез на большей части Надым-Тазовского междуречья заканчивается битуминозными глинами баженовской свиты, верхняя часть которых датируется берриасским веком. Благодаря своим физическим свойствам они достаточно уверенно опознаются на каротажных диаграммах, а также формируют отражающий горизонт Б. Однако, описанные выше изменения в литологии верхнеюрского комплекса сказываются на характере волновой картины в юго-восточных районах междуречья. Это выражается в прекращении прослеживания отражающей границы Б. Вместо нее на временных разрезах появляется два отражающих горизонта:  $B_{20}$ , коррелируемый с кровлей сиговской свиты, и  $B_{40}$ , соответствующий к кровле васюганской свиты (Галунский В.А. и др., 1993), а также группа отражений  $B_{я}$ , подчеркивающая клиноформное строение яновстанской свиты. Клиноформное строение последней предполагает ее рассмотрение совместно с нижнемеловыми отложениями в составе **сейсмокомплекса Б-М**.

Согласно принятой схеме стратиграфической корреляции (Решение..., 1991) терригенные нижнемеловые (верхний берриасс-баррем) отложения расчленяются на достаточно большое количество свит (ахская, сортымская, усть-балыкская, мегионская, вартовская и др.), которые имеют сложные площадные и возрастные взаимоотношения. Поскольку меловые комплексы чехла не являются объектом исследований данной работы, остановимся лишь

на их краткой характеристике. Современные представления о строении нижнемелового разреза были заложены в трудах А.Л.Наумова, Т.М.Онищука и ряда других тюменских геологов (Наумов и др., 1979; и др.). Они обосновали мегакоослоистую (клиноформную) модель строения волжско-неокомских отложений, сформированных в результате бокового заполнения глубоководного морского бассейна. Был установлен общий наклон седиментационных тел с востока на запад, а также их омоложение и глинизация в этом же направлении. Эта модель в целом подтвердилась после того, как территория Западной Сибирь была накрыта регулярной сетью региональных профилей МОГТ. В пределах волжско-неокомского комплекса была установлена серия наклонных отражающих горизонтов, подчеркивающих клиноформное строение интервала. На основе комплексирования геологической и сейсмической информации модель клиноформного строения волжско-неокомских отложений получила свое дальнейшее развитие (Кунин, 1983; Соседков, Сурков, 1985; Сейсмостратиграфическая..., 1989; Игошкин, Шлезингер, 1990; Сейсмогеологическое..., 1990; Нежданов, 1992; Приобская..., 1996; и др.). Большинство авторов сходится во мнении, что основные отражающие горизонты сейсмокомплекса Б-М (Б<sub>я</sub>, В<sub>4</sub>, В<sub>3</sub>, В<sub>2</sub>, В<sub>1</sub>, В<sub>0</sub>, В) соответствуют глинистым пачкам (урьевской, покачевской, чеускинской, пимской, и др.), сформированным во время кратковременных субрегиональных трансгрессий (см. рис. 23).

Таким образом, в результате сопоставления сейсмоструктурной модели с существующей геологической информацией, получена модель сейсмостратиграфической корреляции домеловых комплексов чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье. Анализ этих двух моделей позволяет перейти к выделению структурных ярусов и подъярусов чехла в исследуемом районе.

### **3.5. Тектоническая расслоенность домеловых чехольных комплексов**

При тектоническом районировании складчатых, платформенных и других областей земной коры традиционно развивается два основных направления – структурно-морфологическое и формационное. Свою глубокую проработку формационное направление получило в трудах Н.С.Шатского (1965), Н.П.Хераскова (1967), К.В.Боголепова (1985) и других исследователей. В его рамках для каждого типа структур с учетом общих представлений о процессах и

условиях седиментации в различных тектонических зонах определяются возможные ряды формаций, их состав, “формации-индикаторы”, латеральная и вертикальная формационная и фаціальная изменчивость разрезов, характерные градиенты мощностей и другие признаки. Непосредственно процедура тектонического районирования на основе формационного метода сводится к выделению формаций и формационных комплексов, анализу их размещения и соотношений.

В рамках структурно-морфологического направления при детализации, к примеру, областей платформенного строения выделяются щиты, плиты, антеклизы и синеклизы, а также более мелкие “структуры”, такие как поднятия, впадины, прогибы, купола, флексуры и т.п.

Разграничение этих направлений выглядит достаточно условно; они тесно взаимопереплетаются и взаимообогащают друг друга. Так Н.П.Херасков предлагает дополнять формационные критерии районирования структурными, поскольку “...границы, по которым происходят важнейшие изменения в структуре, иногда отличаются от формационных” (Херасков, 1967, с. 285). Более того, в этой же работе он высказывает и следующую мысль: “В принципе, структурный анализ должен являться основным методом тектонического районирования, а формационный лишь вспомогательным” (там же, с. 291).

Существующие определения структурных этажей, подэтажей, ярусов и подъярусов (Геологические тела, 1986) показывают, что в основу их выделения закладываются как структурно-морфологические (единство структурного плана, общность стиля пликативных и дизъюнктивных нарушений), так и формационные критерии. Кроме этого принимаются во внимание такие характеристики, как особенности проявления процессов магматизма и метаморфизма, характер распределения мощностей, а также наличие региональных перерывов в осадконакоплении. Зачастую эти подразделения обособляются одновременно по совокупности перечисленных признаков, что приводит к возникновению проблем при их ранжировании, а сами понятия превращает в термины свободного пользования. К тому же выделенные по разным признакам структурно-формационные единицы в конкретных районах не всегда совпадают по своему объему, а их сопоставление между собой осложняется еще и тем, что авторами часто не указываются признаки, по которым производится это выделение.

Оптимальным при районировании любого объекта является случай, когда каждый элемент последующего ранга выделяется на основе одного критерия. В каждом конкретном случае на первый план будет выходить либо формационные, либо структурно-морфологические критерии, а остальные признаки будут играть вспомогательную роль при детализации, выделенных подразделений.

Принимая чехол ЗСП за самостоятельный структурный этаж, в настоящей работе дальнейшее его расчленение на структурные ярусы проводится на основе структурно-морфологических (морфотектонических) характеристик. Такой приоритет, отдаваемый морфотектоническим характеристикам объясняется тем, что при существующем уровне изученности только эти характеристики, выявленные посредством МОГТ, могут обеспечить однородность описания всего объема чехла ЗСП с равной степенью детальности, что становится проблематичным, если за основу поярусного расчленения взять формационный критерий, т.к. из предыдущего описания видно, что прямо пропорционально увеличению глубины залегания различных стратиграфических комплексов чехла сокращается объем информации о их вещественном составе и характере распределения вещества. Проблематично и проведение границ структурных подразделений в соответствии с региональными перерывами в осадконакоплении, так как само их выделение, особенно в нижних горизонтах чехла, не всегда однозначно решаемая задача.

Согласно сейсмоструктурной модели в составе чехла ЗСП в исследуемом районе отчетливо обособляется его нижняя часть, соответствующая интервалу сейсмической записи между отражающими горизонтами А-1в (см. рис. 21, 22). Эта специфика позволяет рассматривать ее в качестве нижнего структурного яруса. Согласно результатам сейсмостратиграфического расчленения (см. рис. 23) возраст слагающих его отложений может быть оценен как позднепалеозойско(?)–раннетриасовый.

Морфотектонические особенности оставшейся части чехла характеризуются субконформными отражающими границами групп I (1б, 1а), Т, Б, М, Г и С и поэтому должны рассматриваться в качестве единого среднетриас-кайнозойского структурного яруса.

В строении как домеловых, так и более молодых комплексов, входящих в состав яруса, участвуют морские, прибрежно-морские и континентальные

терригенные образования. Однако характер их слоистой структуры в пределах яруса не остается постоянным. Именно критерий “слоистой структуры” позволяет провести дальнейшее расчленение яруса на подъярусы. Среди рассмотренного интервала чехла наиболее четко выражен контраст в характере наслоения между среднетриас-верхнеюрскими и преимущественно неокомскими отложениями. Слоистая структура первых подчеркивается на сейсмических разрезах серией выдержанных субпараллельных отражений в интервале Iв-Б, вторых – клиноформными отражениями сейсмокомплекса Б-М (см. рис. 21, 22). Таким образом, домеловые комплексы чехла в составе яруса участвуют в строении среднетриас-верхнеюрского и неокомского структурных подъярусов (рис. 23). Но, так как верхнеюрские отложения слагают лишь небольшую часть неокомского подъяруса на востоке исследуемой территории (яновстанская свита  $J_3km_2-v_1$ ), далее речь пойдет только о среднетриас-верхнеюрском подъярусе.

Итак, подводя итоги изучения тектонической расслоенности домеловых комплексов, отметим, что сейсмоструктурная модель и результаты сеймостратиграфической корреляции показали принадлежность изученного объема чехла к двум структурным ярусам: верхнепалеозойско(?)–нижнетриасовому и среднетриас-кайнозойскому. В свою очередь, неоднородности слоистой структуры отложений позволили в рамках среднетриас-кайнозойского структурного яруса вычленить среднетриас-верхнеюрский и неокомский подъярусы.

#### ГЛАВА 4. ОСНОВНЫЕ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ФОРМАЦИОННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ СТРУКТУРНЫХ ЯРУСОВ И ПОДЪЯРУСОВ НИЖНЕЙ ЧАСТИ ЧЕХЛА ЗСП В НАДЫМ-ТАЗОВСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Основные черты тектоники или упорядоченности строения платформенного чехла определяются особенностями его тектонической расслоенности (см. главу 3) и такими характеристиками как: а) рельеф маркирующих (ограничивающих и внутренних) поверхностей; б) региональным распределением литофаций, мощностей и деформаций слоистых толщ; в) неоднородностью региональной деформированности породных массивов; г) наличием “тел включения” (дайки, силлы и т.п.) и зон вторичного преобразования минеральных масс.

Вместе с неоднородностями расслоенности перечисленные характеристики чехла ЗСП являются основой тектонического районирования и прогноза нефтегазоносности домеловых комплексов в Надым-Тазовском междуречье. Эти “основы” неодинаковы для выделенных структурных ярусов, поэтому рассматриваются обособленно.

##### **4.1. Тектоника верхнепалеозойско(?)-нижнетриасового структурного яруса**

В Надым-Тазовском междуречье ярус не имеет сплошного распространения и развит только в его северных районах (см. рис. 25), территориально соответствующих южной части Пур-Гыданской синеклизы (Гиршгорн и др., 1987 а). Он залегает на разнообразных палеозойских комплексах фундамента, сведения о которых ограничены в силу того, что они не охарактеризованы бурением.

Характер нижней границы яруса подчеркивается рельефом структурной поверхности (отражающего горизонта) А (см. рис. 16). Согласно ее гипсометрии отложения яруса располагаются в пределах нижней и частично средней региональных высотных ступеней рельефа кровли фундамента (Деев и др., 2000), охватывая территории Мессояхского и северных оконечностей Уренгойского и Русско-Часельского морфотектонических районов (см. рис. 17, 20). Это свидетельствует о том, что высотные ступени в рельефе поверхности фундамента заложились уже к концу палеозоя - началу триаса и оказывали существенное влияние на процессы седиментации. Более того, к этому



времени обособились Уренгойский и Русско-Часельский блоки, на границе которых начал формироваться Уренгойско-Яртояхинский мегапрогиб (см. главу 5).

Структурные формы (рис. 24), присущие ярусу, в центральной части представляют собой систему сопряженных контрастных мегавалов и мегапрогибов, вытянутых в север-северо-восточном направлении (Деев, Зиновьев, 2001; Потапенко, Деев, 2001). Перепады абсолютных отметок горизонта А между вершинными поверхностями и днищами смежных форм достигают 3-5 тыс. м. Наиболее крупными среди положительных форм являются Нижнемессояхский, Ямбургско-Яртояхинский, Хадырьяхинско-Тазовский, Танамский мегавалы, среди отрицательных – Антипаютинский, Уренгойско-Яртояхинский, Танамский мегапрогибы. По периферии система окаймляется Гыданским и Усть-Портовским сводами, а также Большехетской мегавпадиной. В целом конфигурации системы соответствуют и ориентировки большинства структурных форм второго и третьего порядка, как расположенных в пределах мегавалов и мегапрогибов (Ямбургский, Тазовский валы, Осевой и Танамский прогибы), так и осложняющие строение сводов и Большехетской мегавпадины (Харвутьяхский и Среднемессояхский валы, западная часть Надеяхинской впадины). Большинство форм имеет ступенчатое строение с перепадами абсолютных отметок подошвы чехла в зонах поперечных перегибов до 1-3 тыс. м. Зоны значительных высотных перепадов на границах структурных форм и высокоамплитудные поперечные осложнения указывают на большую роль дизъюнктивов в процессе формирования структуры яруса.

Мощности яруса (рис. 25) 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.

Нижний структурный ярус на значительную часть своей мощности вскрыт одной Тюменской СГ-6, поэтому говорить о детализации его формационных особенностей преждевременно. Как правило, его состав прогнозировался на

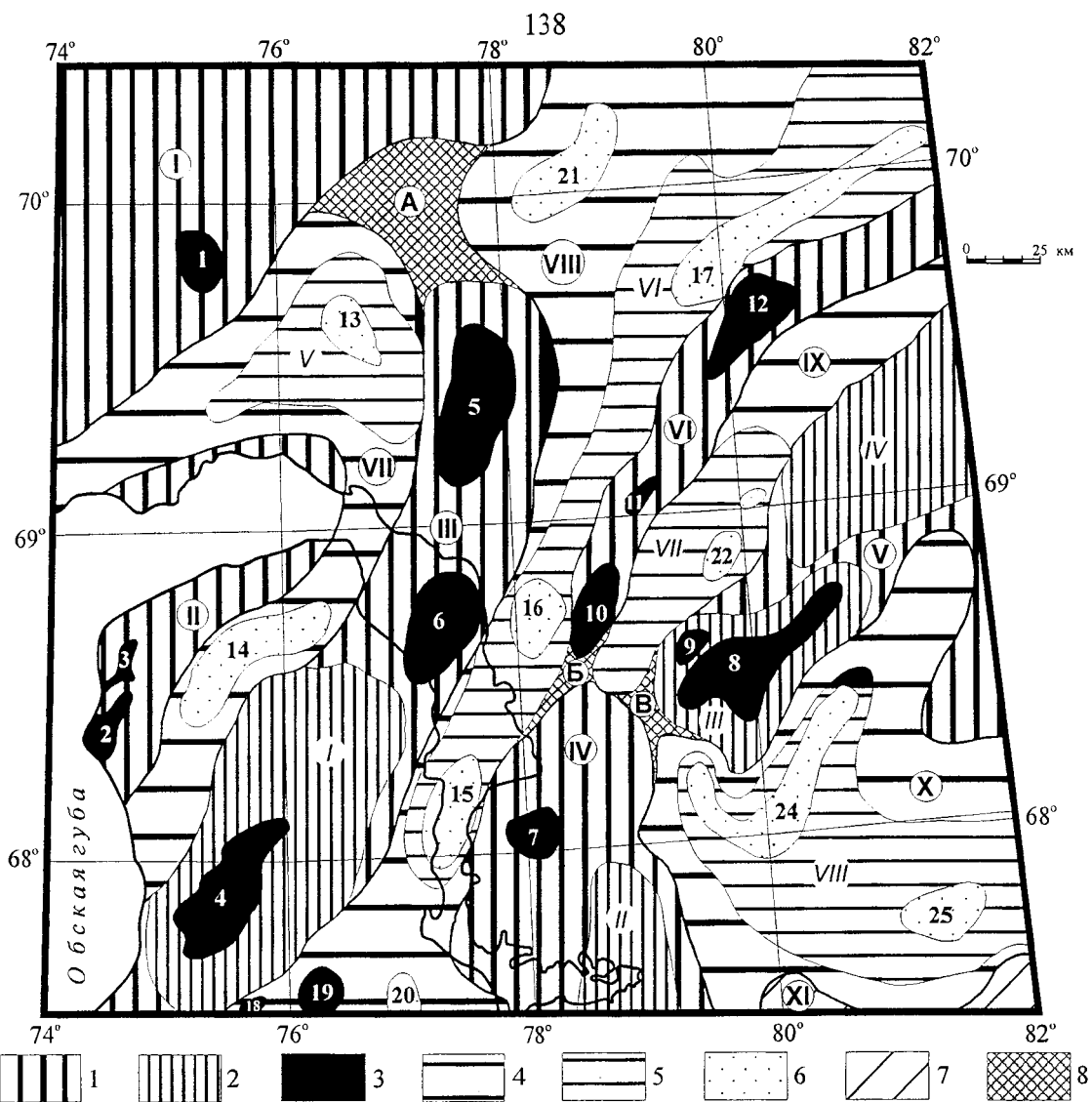


Рис. 24. Карта структурных форм верхнепалеозойско(?)-нижнетриасового структурного яруса чехла ЗСП (Мессояхский район), масштаб 1:2 500 000. Составили С.А.Потапенко, Е.В.Деев.

1-8 -структурные формы: 1 - положительные I-го порядка, 2 - положительные II-го порядка, 3 - положительные III-го порядка, 4 - отрицательные I-го порядка, 5 - отрицательные II-го порядка, 6 - отрицательные III-го порядка, 7 - промежуточные I-го порядка (моноклинали), 8 - связи (седловины).

Цифрами на карте обозначены: структурные формы I-го порядка (I-XI): I - Гыданский свод, II - Нижнемессояхский мегавал, III - Ямбургско-Ярояхинский мегавал, IV - Хадырьяхинско-Тазовский мегавал, V - Усть-Портовский свод, VI - Танамский мегавал, VII - Антипаютинский мегапрогиб, VIII - Уренгойско-Яртояхинский мегапрогиб, IX - Танамский мегапрогиб, X - Большехетская мегавпадина, XI - Тазовско-Сунзунская моноклираль; структурные формы II-го порядка (I-VIII): I - Ямбургский вал, II - Юрхаровский вал, III - Среднемессояхский вал, IV - Харвutoяхский вал, V - Антипаютинская впадина, VI - Осевоу прогиб, VII - Танамский прогиб, VIII - Надеяхинская впадина; структурные формы III-го порядка (локальные поднятия и котловины) (1-25): 1 - Юрибейское л.п., 2 - Сложное 1 л.п., 3 - Сложное 2 л.п., 4 - Поелаваяхинское л.п., 5 - Северное л.п., 6 - Усть-Поелаваяхинское л.п., 7 - без названия л.п., 8 - Междуреченское л.п., 9 - Малое л.п., 10 - Южно-разломное л.п., 11 - Средне-Танамское л.п., 12 - Яра-Танамское л.п., 13 - Сыдыяхинская котловина, 14 - Адерпаютинская котловина, 15 - Находкинская котловина, 16 - Центральная котловина, 17 - Глубокая котловина, 18 - без названия л.п., 19 - без названия л.п., 20 - Южная котловина, 21 - Яртояхинская котловина, 22 - Средне-Мессояхская котловина, 23 - без названия котловина, 24 - Изогнутая котловина, 25 - Мудуйяхинская котловина; А - Яртояхская седловина, Б - Западно-Центральная седловина, В - Восточно-Центральная седловина.

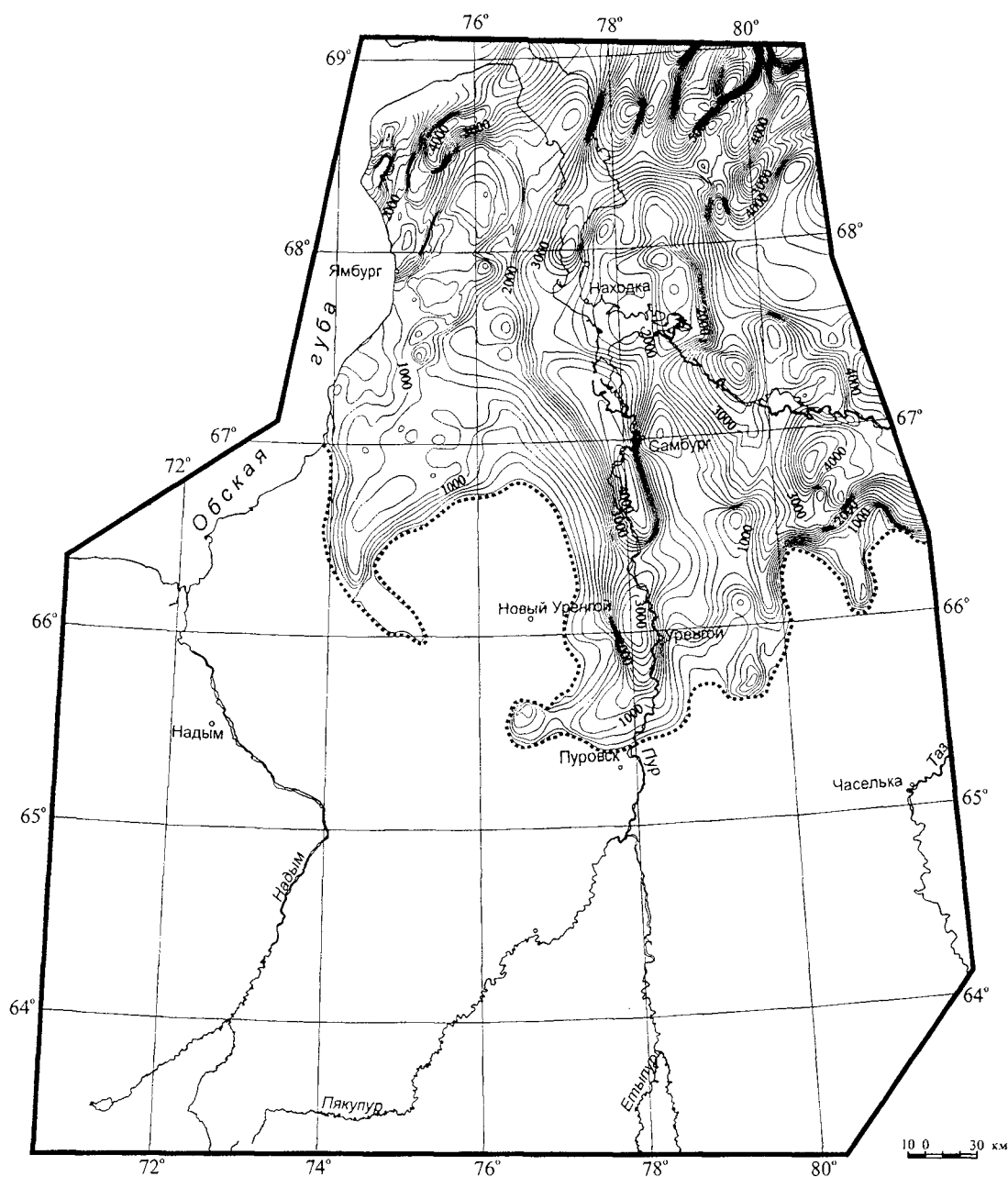


Рис. 25. Карта мощностей верхнепалеозойско(?)–нижнетриасового структурного яруса чехла ЗСП (Надым-Тазовское междуречье), масштаб 1:4 000 000. Составлена Е.В.Деевым, С.В.Зиновьевым, С.Н.Новиковой с использованием материалов ПГО “Ямалгеофизика” (Соседков В.С. и др., 1986). Сечение изопохит 200 м.

основе геофизических характеристик. Наличие на сейсмических профилях выдержанных акустических реперов (IIв, IIб, IIа) позволило ряду исследователей высказать мнение, что формационную основу яруса составляют осадочные формации, а их состав предположительно определен на основе аналогий с геологической ситуацией в соседних районах. Так Л.Ш.Гиршгорн, В.Г.Кабалык и В.С.Соседков (1987а) предложили в качестве формационного аналога отложений, залегающих ниже уровня отражения Iв рассматривать тунгусскую серию Сибирской платформы, представленную преимущественно континентальными терригенно-углистыми отложениями. По мнению Н.Я.Кунина, В.С.Сафонова и Б.Н.Луценко (1995) отложения яруса могут иметь преимущественно песчано-глинистый состав и мелководно морской генезис. В то же время, с учетом широкого развития продуктов траппового магматизма в верхнепалеозойско-нижнемезозойских комплексах Сибирской платформы и Таймыра, и те и другие исследователи не исключили возможности широкого распространения вулканогенных образований в интервале чехла между отражениями А-Iв. В частности, Л.Ш.Гиршгорн и его соавторы по аналогии с Тагринской площадью Широного Приобья, где эффузивному комплексу соответствует нормально слоистая сейсмоструктурная модель, в которой присутствуют отражающие границы с высокоамплитудной сейсмической записью, предположили наличие вулканогенных образований в толщах между горизонтами Iв-IIа и IIб-IIв. Кроме этого, на наличие магматогенных образований в соответствующем интервале глубин указывали результаты интерпретации данных КМПВ, ГСЗ, МОВЗ и других сейсмических методов, основанных на использовании характеристик преломленных волн. В первой главе было показано, что на присутствие магматогенных образований среди осадочных формаций в низах осадочного чехла или в верхней части ПСЭ (интервал между преломляющими границами Iп и IIп, или их аналогами, попадающий в пределы сейсмокомплекса А-Iв) указывалось во многих опубликованных работах (Гиршгорн и др., 1977, 1987; Чернышев и др., 1978; Волкова и др., 1978; Рудкевич, Латыпова; 1979; Кунин, Самойлюк 1982; и др.).

В связи с бурением СГ-6 в Уренгойском районе геофизическими методами достаточно детально была изучена область соответствующей магнитной аномалии. К примеру, на участке, непосредственно прилегающем к месту заложения СГ-6, были поставлены работы по трехмерной сейсмометрии МПВ

(Дружинин и др., 1990; Дружинин, 1996). В результате исследований, в пределах интервала  $K_0 - K_{01}$ , было выделено два сейсмокомплекса, которые различались по значениям скоростей и характеру их изменения с глубиной и по площади. Граница между ними ( $K_0'$ ) находится на глубине 8,5-9,0 км.

Верхний сейсмокомплекс обладает в основном пониженными скоростями 4,9 – 5, 5 км/с, с преобладающими значениями 5,2 – 5,3 км/с; мощности изменяются от 0,5 до 2 км и более. По особенностям скоростной характеристики в его составе выделено пять типов подкомплексов, а объекты с соотношением скоростей продольных и поперечных волн  $\leq 1,75$ , попадают в эпицентр существующей магнитной аномалии, и, по прогнозу, именно они должны быть представлены кайнотипными базальтами с повышенными магнитными свойствами. Таким образом, состав верхнего сейсмокомплекса был определен как терригенно-карбонатный с включениями базальтов верхнего палеозоя – триаса

В ходе проведения профилирования ГСЗ по геотраверсу “Рубин-2”, выполненном сотрудниками центра “Геон”, положение первой преломляющей границы было определено на уровне 6,0 – 6,9 км (6,6 км на участке СГ-6). Граница обладает граничными скоростями 5,6-5,75 км/с, а также отношениями  $V_p/V_s=1,73-1,79$ . Причем область пониженных значений данного соотношения характерна для участка сверхглубокой скважины. Этот факт, по мнению В.С.Дружинина (1996), хорошо согласуется с данными по объемной сейсмометрии, а такое распределение параметра соответствует контуру распространения триасовых базальтов.

Используя полученный скоростной разрез, а также озвученные данные по объемной сейсмометрии, В.С.Дружинин (1996) предложил вариант сейсмогеологического разреза района СГ-6, в котором магнитные объекты располагаются в интервалах глубин 6,5-7,8 км, 8,6-9,3 км и глубже 11,5 км, а в интервале 9,5-11,5 км развиты карбонатные и терригенно-карбонатные толщи. Бурение Тюменской СГ-6 подтвердило присутствие магматогенных образований основного состава (красноселькупская серия) в пределах верхнего интервала.

Непосредственно красноселькупская серия по геолого-петрографическим данным разделяется в разрезе СГ-6 на три толщи (Кременецкий, Гладких, 1997): а) вулканогенно-осадочную (6424-6600 м); б) первую лавовую,

состоящую преимущественно из оливиновых и оливинсодержащих базальтов, реже пирокластического материала (6600-7025 м); в) вторую лавовую – преимущественно безоливиновых базальтов, пирокластических пород (7025-7420 м).

Как отмечалось выше (см. главу 3), все вулканические и субвулканические породы серии подвержены процессам вторичного изменения. Отмечается несколько процессов, оказавших существенное влияние на трансформацию первичных пород (Угрюмов, 1996; Казанский и др., 1996; Кременецкий, Гладких, 1997; и др.): 1) позднемагматическое замещение минералов основной массы, 2) преобразование отдельных интервалов разреза в результате латеритного выветривания, 3) трансформация минеральной матрицы под воздействием процессов регионального РТ-метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой, зеленосланцевой и низов эпидот-амфиболитовой фаций; 4) низкотемпературная гидротермальная проработка.

Изменения магматогенных образований естественно сопровождаются и трансформациями исходного химического состава пород. Изучив коэффициенты относительного накопления петрогенных элементов и элементов примесей, А.А.Кременецкий и В.С.Гладких (1997) пришли к следующим выводам: 1) процессы позднемагматического аутометасоматоза являются полностью изохимическими; 2) низкотемпературная гидратация вулканитов сопровождается выносом  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  и относительным накоплением  $K_2O$  и  $Rb$  при инертном поведении остальных петрогенных и малых элементов; 3) при латеритном выветривании отмечается интенсивный вынос  $MgO$ ,  $CaO$  и, главным образом,  $Na_2O$  и  $Cr$ , в результате новообразуемая порода обогащается  $Al_2O_3$  (до 27 %) и, частично,  $FeO$  (до 20,7%), плюс к этому фиксируются аномально высокие содержания  $K_2O$  и  $Rb$ , что почти в 18 раз превышает их содержание в эталонном слабоизмененном образце базальта коротчаевской свиты.

В связи с широким развитием наложенных процессов выяснение номенклатуры магматических пород разреза СГ-6 осуществляется на основе косвенных признаков: условий залегания, реликтов структур, комплексов вторичных минералов, концентраций относительно малоподвижных петрогенных элементов (Бибенина, 1996; Бочкарев, 1996; Угрюмов, 1996; Кременецкий, Гладких 1997).

Оценив содержание малоподвижных петрогенных элементов в разностях вулканитов по разрезу СГ-6, А.А.Кременецкий и В.С.Гладких пришли к выводу, что по этим показателям имеющиеся оливиновые и плагиоклазовые разности базальтов близки между собой и отвечают группе низкокалиевых толеитовых базальтов (содержание  $K_2O$  не превышает 0,3 мас. %) континентов, формирующихся в результате постколлизийного трещинного магматизма. Дальнейшее сопоставление с составами толеитовых базальтов Сибирской платформы показало их принципиальную схожесть (рис. 26). А так как на Сибирской платформе низкокалиевые толеитовые базальты залегают в разрезе выше субщелочных и щелочных базальтов, было спрогнозировано развитие последних в интервале ниже забоя скважины (рис. 27).

Т.С.Бибенина (1996) также отметила, что по петрографическим и петрохимическим характеристикам вулканогенный комплекс красноселькупской серии близок к траппам Сибирской платформы и резко отличается от молодых базальтоидов, слагающих туринскую серию в пределах ЗСП. Однако помимо развития в разрезе СГ-6 базальтов с нормальной щелочностью, ею отмечены интервалы, в которых доминируют субщелочные разности. Такие интервалы обособляются в нижней части коротчаевской свиты (инт. 7003,7-7310 м) и в интервале 7475-7485 м аймальской свиты.

Идея соответствия разреза красноселькупской серии траппам Тунгусской синеклизы, базальтам Кузбасса и Тимано-Печорской области отстаивается и В.С.Бочкаревым (1996, 1999). По его мнению, серия выполняет ряд синорогенных рифтовых систем в области примыкающей с запада к Сибирской платформе. Поэтому о составе серии позволяют судить ряд вулканогенно-осадочных разрезов, вскрытых вне области распространения нижнего структурного яруса чехла в пределах Светлогорской, Черничной и Толькинской площадей. Стратотипом для серии выбран разрез Черничной скв. № 46 в интервале 3990-4500 м (Бочкарев и др., 1989):

1. Туфогенно-пестроцветная пачка (инт. 3990-4044 м) сложена аргиллитами, туффитами и редкими прослоями миндалекаменных базальтов, цвет осадочных пород варьирует от коричневого до зеленого, отмечаются редкие пласты темно-серых аргиллитов с отпечатками растений;

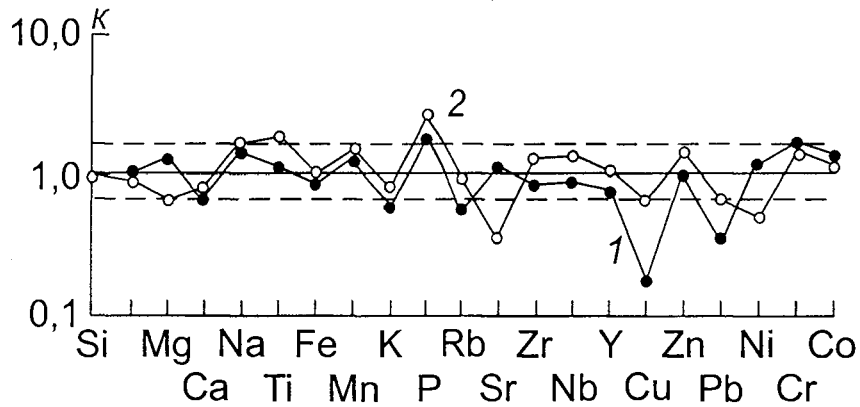


Рис. 26. Тренды относительного распределения петрогенных элементов и элементов-примесей в низкокальциевых толеитовых базальтах коротчаевской (1) и евояхинской (2) свит из разреза Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 по сравнению со средним составом толеитового базальта Норильской провинции (К) (Кременецкий, Гладких, 1997).

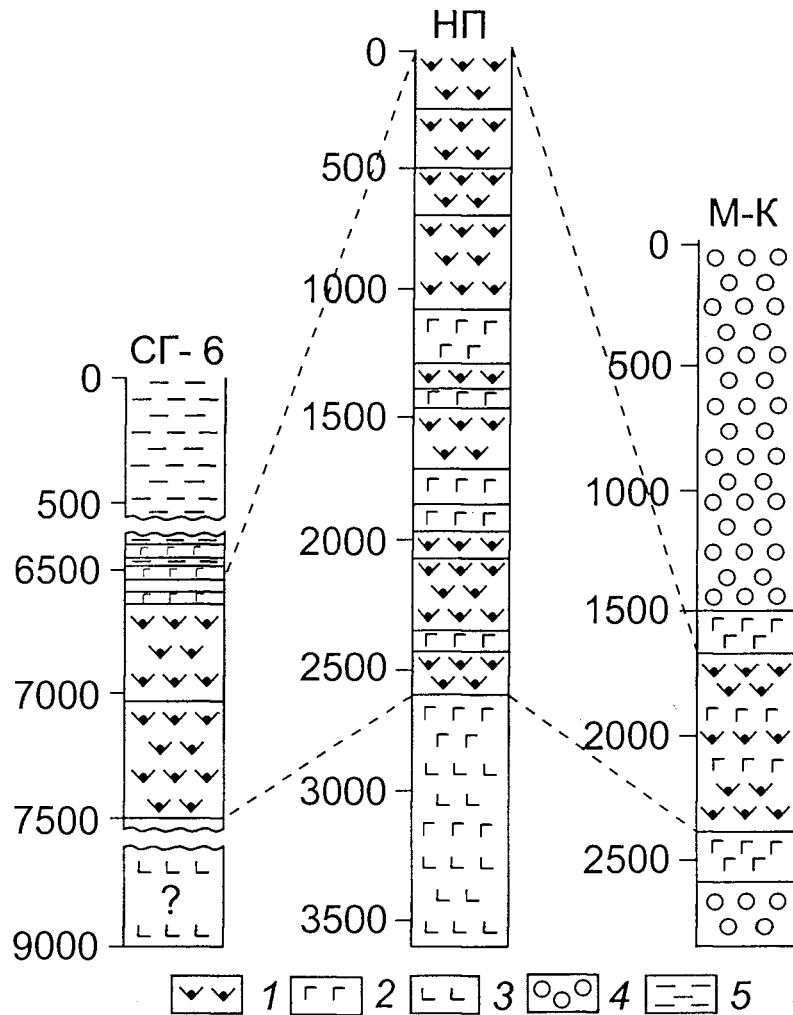


Рис. 27. Корреляционная схема вулканогенных образований Уренгойской, Норильской и Маймеча-Котуйской провинций (Кременецкий, Гладких, 1997).

1 - низкокальциевые толеитовые базальты; 2 - толеитовые базальты, 3 - субщелочные базальты, 4 - щелочные и ультраосновные лавы, 5 - осадочные породы.



2. Базальтовая пачка (инт. 4044.1-4341.0 м), представленная зелеными, темно-зелеными и коричневатыми миндалекаменными базальтами вверху выветрелыми до глин;

3. Пачка средне- и крупнозернистых долеритов и габбро-долеритов (инт. 4341.1-4500.0 м).

Палинокомплекс, выделенный С.И.Пуртовой и М.М.Игнатовой (1994) в разрезе скважины на глубине 4044 м, свидетельствует о раннетриасовом возрасте отложений.

Предположительно к отложениям серии относится и базальтово-туфогенная толща, вскрытая в скважине Толькинская-300, в которой найдены отпечатки флоры, определенные Н.К.Могучевой как пограничные между пермским и триасовым возрастом (Бочкарев, 1995). Кроме этого, С.И.Пуртовой и М.М.Игнатовой (1994) в разрезе скважины выявлены два типа палинокомплексов. Палинокомплекс интервала 3752-3756 м содержит как пермские, так и триасовые таксоны, и возраст его определен в пределах второй половины перми (?) - раннего триаса. Из палинокомплекса интервала 3691-3716 м извлечено меньше пермских таксонов и, поэтому, эта часть разреза отнесена к раннему триасу.

В противовес рассмотренной точке зрения о близости магматогенных образований Уренгойского района соответствующим комплексам Сибирской платформы некоторые исследователи склоняются к версии об их общности с туринской серией, распространенной в юго-западных и центральных районах ЗСП. К примеру, А.Н.Угрюмов (1996), подкрепляя эту точку зрения данными о переслаивании базальтов в СГ-6 с палеонтологически охарактеризованными осадочными породами триаса, исследованиями их структур и химического состава, отнес толщу к единой пермо-триасовой трапповой формации ЗСП (туринская серия).

Этой же позиции придерживаются и сотрудники СНИИГГиМСа (Сурков и др., 1996а, 1997; Казаков и др., 2000), в недрах которого развивается идея о единой триасовой рифтовой системе ЗСП, выполненной вулканогенно-осадочными образованиями туринской серии, а СГ-6 как раз вскрывает вещественные комплексы одной из стержневых ветвей этой системы – Уренгойско-Колтогорского рифта.

Несколько сближает две точки зрения работа А.И.Альмухамедова, А.Я.Медведева, Н.П.Кирды и Т.П.Батуриной (1998), в которой приведены результаты изучения геохимических особенностей базальтов туринской серии. Они показали, что породы основного состава из разрезов ЗСП по своему химизму близки преимущественно субщелочным и обогащенным толеитовым базальтам дифференцированной серии, которые характерны для начального (инициального) этапа формирования трапповой формации Сибирской платформы.

Тем не менее остается неясным, какой процент разреза нижнего структурного яруса чехла представлен красноселькупской серией. Не дают представлений о форме магматических тел, их соотношениях с окружающими породами, а также о площадной распространенности и региональные временные разрезы МОГТ.

Некоторую информацию о площадной распространенности магматогенных образований содержат результаты количественной интерпретации данных магниторазведки, согласно которым аномалии района обусловлены воздействием трех групп магнитовозмущающих объектов, одна из которых объединяет тела с верхними кромками вблизи границы  $T_4$ , и нижними – вблизи  $IIп$  (Кунин, Самойлюк, 1982). Тела данной группы распространены приблизительно на 10% площади и предположительно являются пермско-триасовыми силлами основного состава.

Определение возраста красноселькупской серии проводится преимущественно по данным палинологических исследований. Изотопные датировки самих же базальтов в силу их значительной преобразованности не отличаются высокой надежностью, а такие заниженные значения, как  $58 \pm 1$  и  $85 \pm 7$  млн. лет (Ехлаков, Угрюмов, 1996), вероятно, являются прямым следствием трансформации изотопной системы пород под воздействием наложенных процессов.

Однако, благодаря тому, что базальты подверглись преимущественно низкотемпературным и низкобарическим изменениям, появилась возможность провести возрастное датирование разреза красноселькупской серии в СГ-6 с использованием методов палеомагнитных исследований (Казанский и др., 2000). В частности, была выделена граница перми и триаса, которая проходит в средней части аймальской свиты в интервале глубин 7383-7355 м (рис. 28).

Магнитостратиграфическая шкала (по Молостовский, Храмов, 1984, нумерация зон по Бронин, 1985)

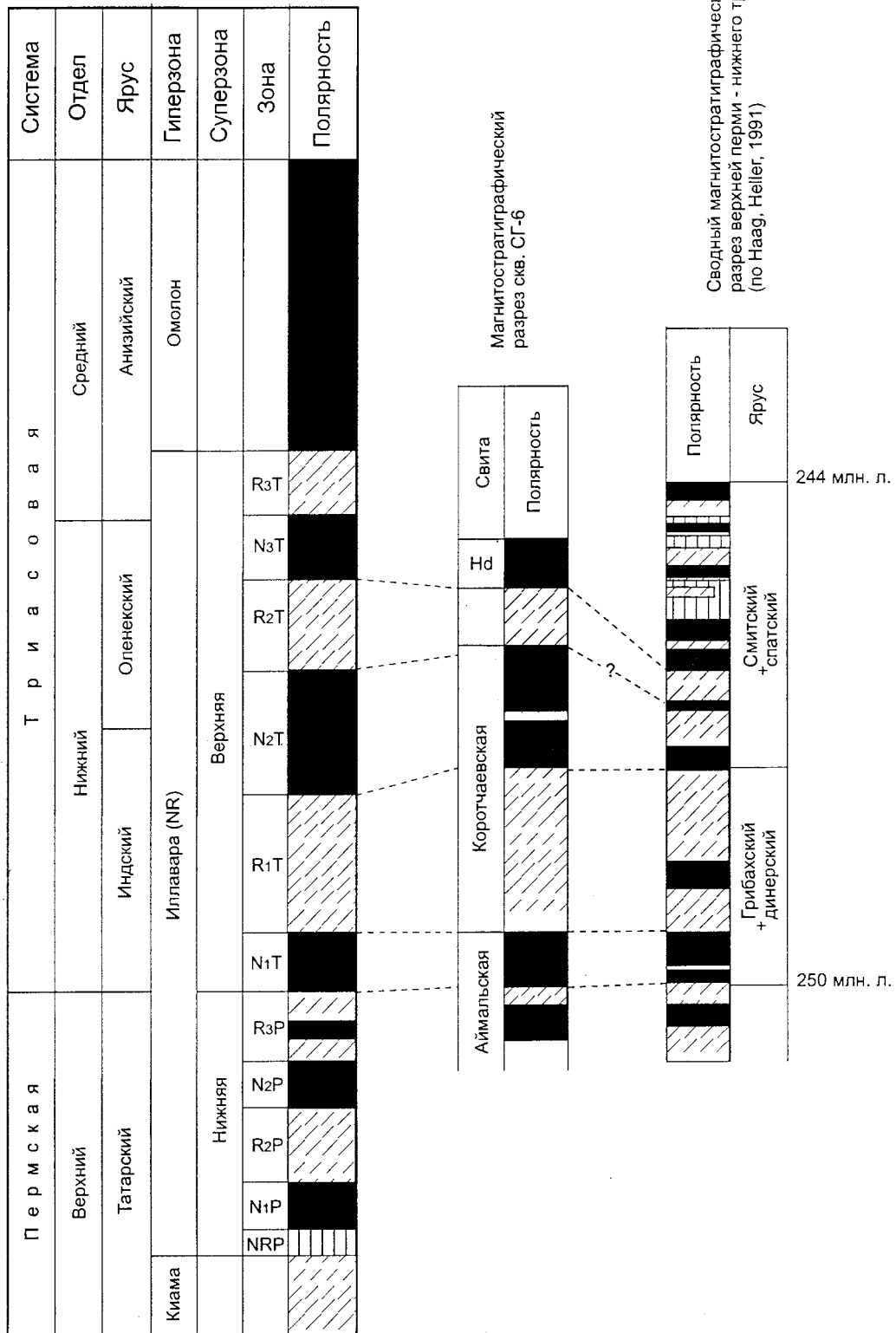


Рис. 28. Сопоставление магнитостратиграфического разреза скв. СГ-6 с магнитостратиграфическими шкалами (Казанский и др., 2000).

Такой магнитостратиграфический разрез также может свидетельствовать о возможной близости базальтов красноселькупской серии траппам Сибирской платформы и Таймыра (см. Gurevitch et al., 1995).

Таким образом, верхнепалеозойско(?)–нижнетриасовый структурный ярус развит только в северных районах междуречья. Его структурные особенности выражены поведением отражающих горизонтов сейсмокомплекса А-Ів. Сейсмическая расслоенность и материалы ГИС указывают на преобладание в составе яруса осадочных терригенных формаций; в меньшей степени для него характерны магматогенные образования. Структурные формы, присущие ярусу, представляют собой систему сопряженных высокоамплитудных удлиненных прогибов и поднятий, абсолютные перепады отметок подошвы чехла между которыми составляют 3-5 тыс. метров. Мощности яруса достигают значений 6-8 тыс. метров, а их распределение подчеркивает морфотектонические особенности структуры. При этом наблюдаются особо резкие (высокоградиентные) перепады мощностей (до 3-5 тыс. метров); вероятно, они соответствуют крупным зонам тектонических нарушений.

#### **4.2. Тектоника среднетриас-верхнеюрского структурного подъяруса**

Отложения перекрывающего среднетриас-кайнозойского структурного яруса распространены на всей территории Надым-Тазовского междуречья. В северных районах они залегают на породах нижнего структурного яруса, а в южных – на эрозионной поверхности фундамента плиты. Рельеф его подошвы характеризуется структурными картами отражающего горизонта А, а в области распространения нижнего структурного яруса - горизонта Ів (рис. 29).

Исследованию морфотектонических характеристик рассматриваемого объема чехла посвящен ряд публикаций автора в соавторстве со специалистами ИГНГ СО РАН (Деев, Зиновьев, 1999; Беляев и др., 1999, 2000; Деев и др., 2000; Потапенко, Деев, 2001; Belyayev et al., 2001). О морфотектонических особенностях среднетриас-верхнеюрского подъяруса позволяет судить ряд структурных карт, составленных по регионально выдержанным сейсмическим горизонтам. Для этих целей наиболее часто используются карты рельефа отражающего горизонта Б. Морфотектонический анализ карты рельефа этой поверхности (рис. 30), опубликованной в работе

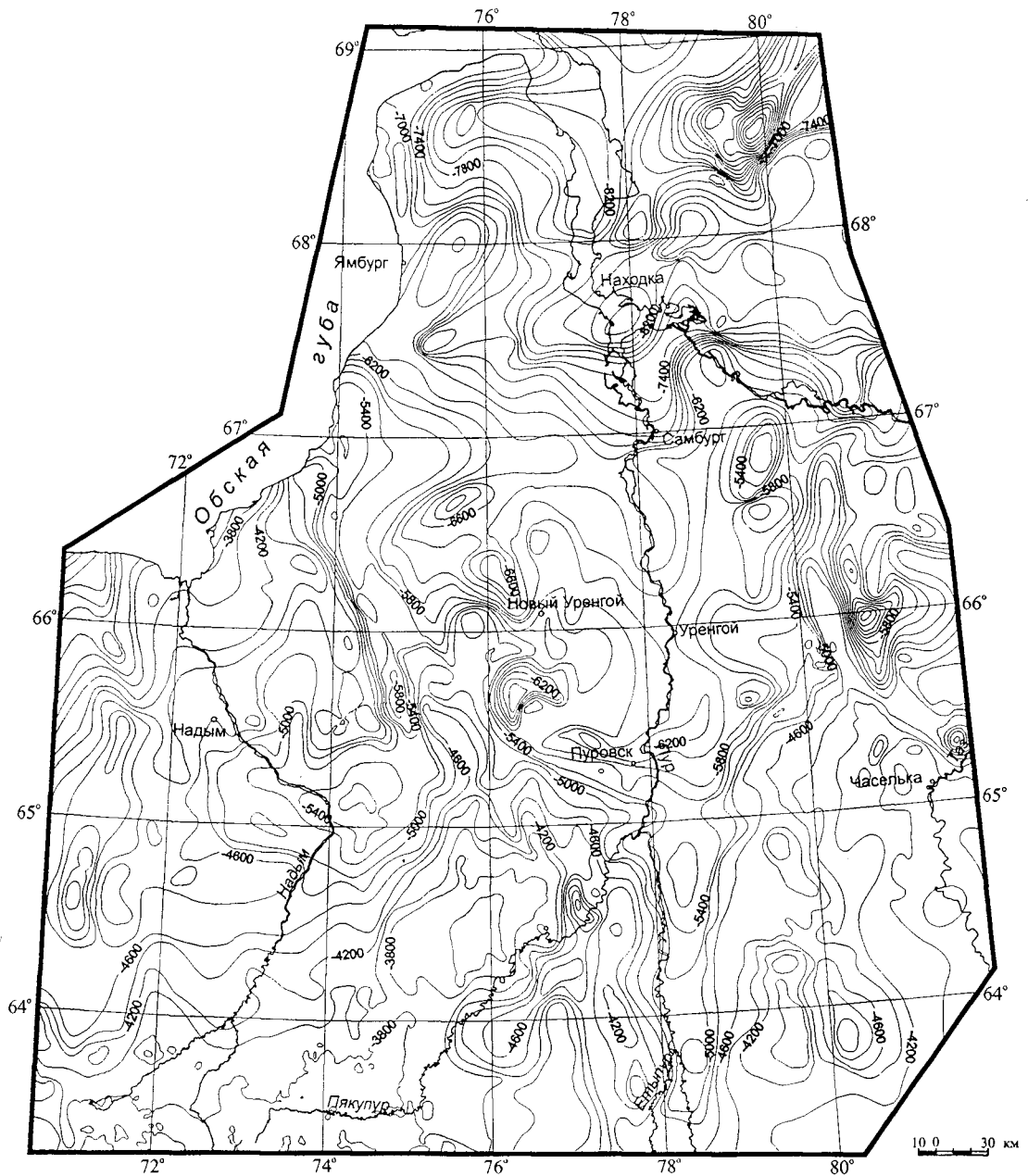


Рис. 29. Карта рельефа подошвы среднетриас-кайнозойского структурного яруса чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье (отражающие горизонты А-IV), масштаб 1:4 000 000. Составлена Е.В.Деевым, С.В.Зиновьевым, С.Н.Новиковой с использованием материалов ПГО "Ямалгеофизика" (Соседков В.С. и др., 1986). Сечение изогипс 200 м.

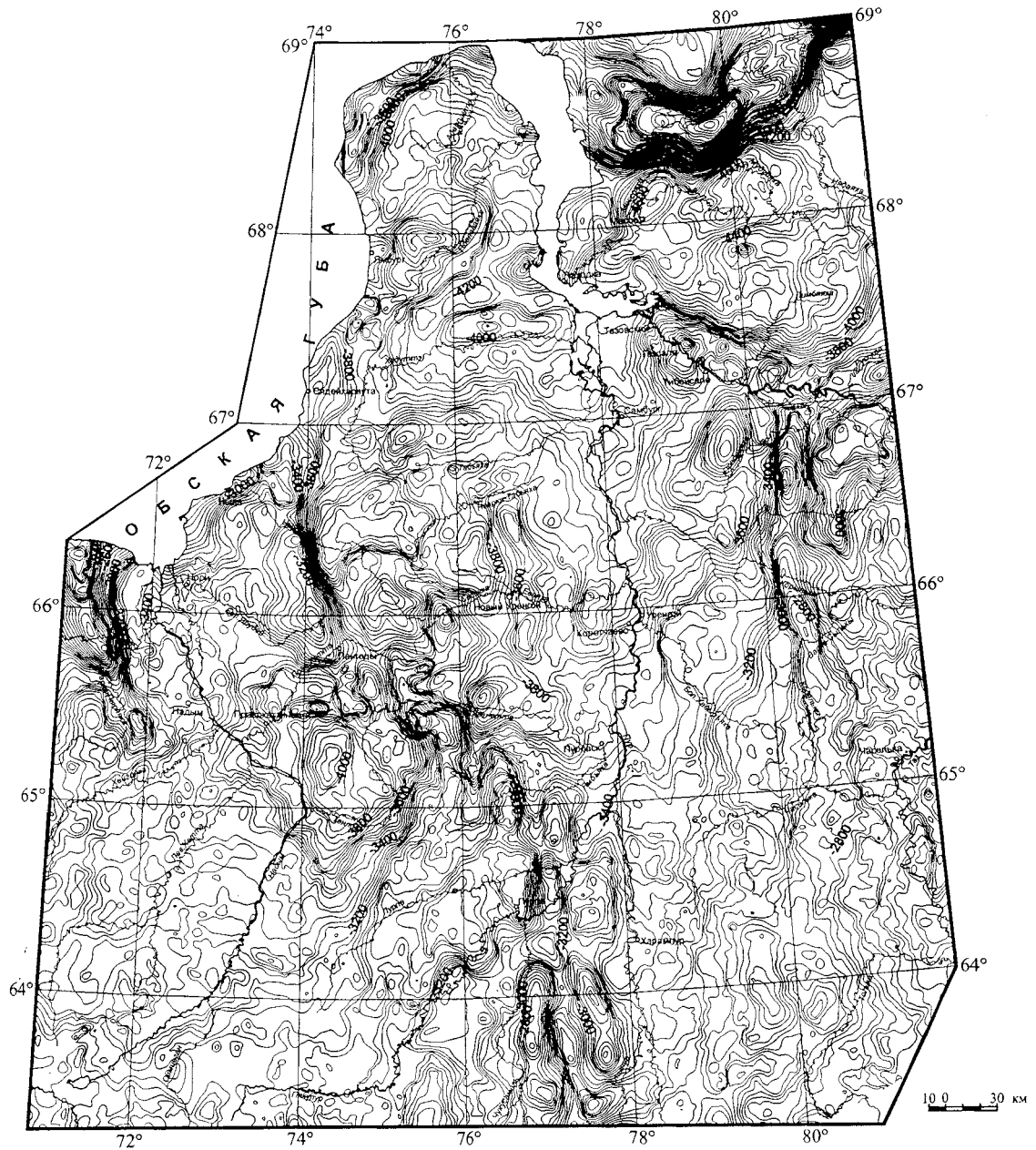


Рис. 30. Фрагмент "Карты рельефа кровли юрского комплекса северной части Западно-Сибирской плиты" (по Belyayev et al., 2001). Масштаб 1:4 000 000. Сечение изогипс 40 м.

(Belyayev et al., 2001), в сравнении с приведенным выше морфотектоническим районированием подошвы осадочного чехла, отвечающей на большей части территории Надым-Тазовского междуречья нижней границе подъяруса, позволил охарактеризовать основные черты его морфотектоники. На территории междуречья (рис. 31) выделен ряд морфотектонических районов, которые отражают наиболее крупные черты блоковой структуры яруса (Деев, Зиновьев, 1999). Она проявлена в сочетании квазиоднородных блоков, для которых характерны преимущественно малоамплитудные изометричные разного порядка и знака структурные формы, и поясовых систем, в которых доминируют более контрастные разнопорядковые удлиненные положительные и отрицательные формы. К первым относятся Надымский и Толькинский районы, ко вторым - Таркосалинский, Русско-Часельский и Большехетский. Рассмотрим более подробно выделенные районы.

В юго-западной части Надым-Тазовского междуречья от подошвы (см. раздел "Морфотектоническое районирование подошвы осадочного чехла") к кровле подъяруса наследуется *Надымский морфотектонический район*. Южная часть района, соответствующая Верхненадымскому блоку, обычно рассматривается как Северо-Сургутская моноклинали, а центральная (Средненадымский блок) – как Надымская мегавпадина. Изменения от подошвы к кровельной части подъяруса выражаются в выполаживании рельефа структурных поверхностей и касаются поведения отдельных структурных форм. Так общий высотный перепад с юга на север в пределах Северо-Сургутской моноклинали сокращается с 800 до 300 м, а размах высотных перепадов в пределах Надымской мегавпадины с 700-1000 м до 200-300 м. Наши более детальные исследования морфотектоники северных районов Широтного Приобья (Беляев и др., 1999) позволили обособить ряд форм, осложняющих Северо-Сургутскую моноклинали и Надымскую мегавпадину (рис. 32, 33). В целом, как было отмечено, рельеф подошвы чехла имеет здесь большую расчлененность по сравнению с рельефом кровли юрского комплекса. Благодаря этой общей тенденции к нивелировке морфотектонических особенностей, большинство структурных форм II-го порядка вверх по разрезу выполаживается и исчезает, и лишь отдельные их них, меняя свои границы (рис. 34), прослеживаются по всему объему подъяруса. В итоге, в рельефе структурной поверхности Б в пределах Северо-

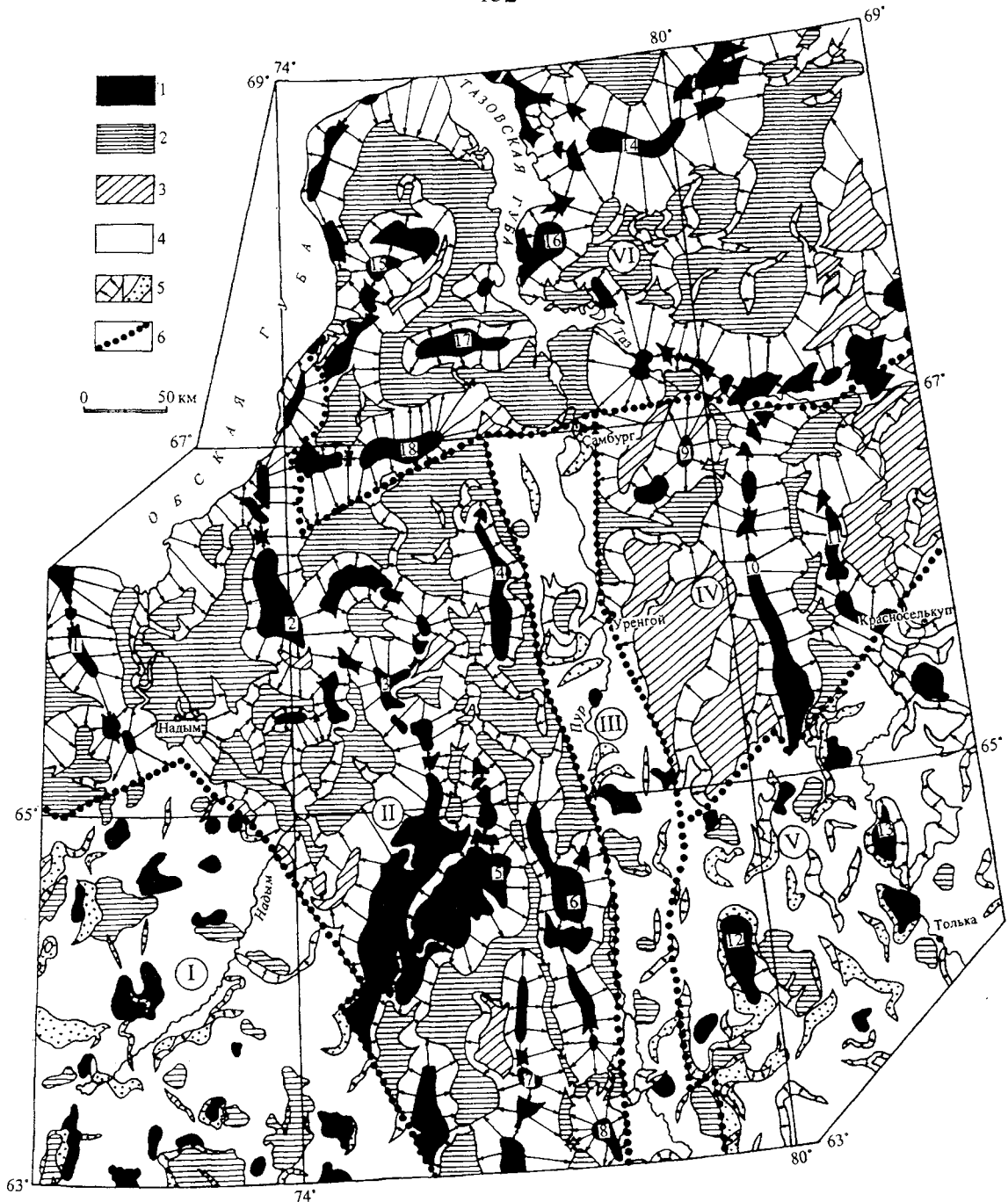


Рис. 31. Морфотектоническая карта кровли среднетриас-верхнеюрского структурного подъяруса чехла ЗСП (Надым-Тазовское междуречье), масштаб 1:4 000 000 (по Дееву, Зиновьеву, 1999).

1- вершинные поверхности поднятий; 2 - днища впадин; 3 - наиболее крупные склоновые площадки (ступени); 4 - области малоамплитудных поднятий и впадин; 5 - склоновые зоны: а - высокоградиентные, б - низкоградиентные; 6 - границы морфотектонических районов. Римскими цифрами обозначены морфотектонические районы (I-VI): I - Надымский, II - Таркосалинский, III - Пурский, IV - Русско-Часельский, V - Толькинский, VI - Большехетский. Арабскими цифрами (1-18) обозначены основные положительные структурные формы Надым-Тазовского междуречья (см. таблицу 4).



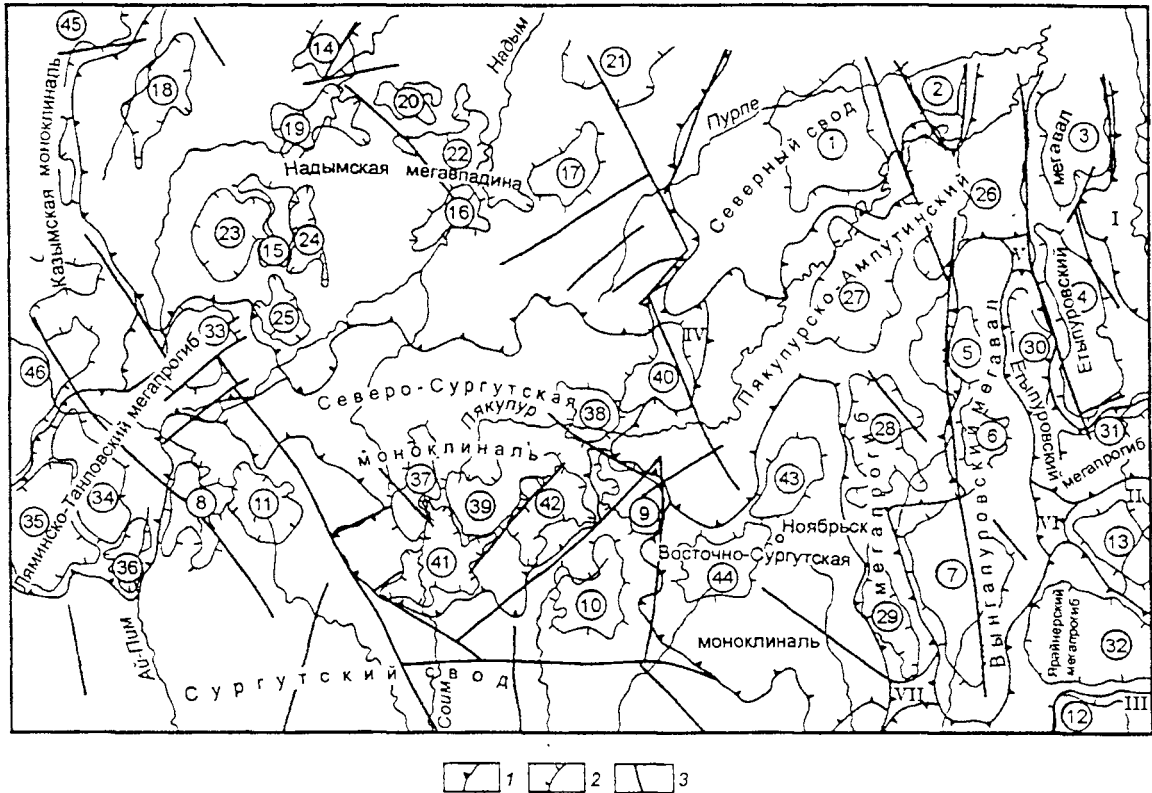


Рис. 32. Структурные формы юрского комплекса отложений чехла ЗСП в северных районах Широтного Приобья, обособленные в рельефе его подошвы (отражающий горизонт А) (по Беляеву и др., 1999).

Границы структурных форм (1-2): 1 - I порядка, 2 - II порядка; 3 - основные линейные градиентные зоны. Цифрами на карте обозначены: *структурные формы I порядка*: I - Среднепурский мегапрогиб, II - Тагринский мегавал, III - Нижневартовский свод, IV - Южно-Муравленковская седловина, V - Восточно-Вынгайхинская седловина, VI - Етыпуровско-Ярайнерская седловина, VII - Южно-Вынгапуровская седловина; *структурные формы II порядка*: 1- Пякупурское к.п., 2 - Пурпейский вал, 3 - Ингуземский вал, 4 - Етыпуровский вал, 5 - Вынгайхинский вал, 6 - Южно-Вынгайхинское к.п., 7 - Вынгапуровское к.п., 8 - Средневатлорское к.п., 9 - Итурское к.п., 10 - Холмогорское к.п., 11 - Ватлорская впадина, 12 - Варьеганский вал, 13 - Ярайнерское к.п., 14 - Пальниковское к.п., 15 - Хеттинский вал, 16 - Верхненадымское к.п., 17 - Пайсятское к.п., 18 - Хулымская впадина, 19 - Левохеттинская впадина, 20 - Правохеттинская впадина, 21 - Верхнетанловская впадина, 22 - Верхненадымский прогиб, 23 - Хеттинская впадина, 24 - Верхнехеттинский прогиб, 25 - Южно-Хеттинская впадина, 26 - Восточно-Пурпейский прогиб, 27 - Пякупурская впадина, 28 - Южно-Пякупурская впадина, 29 - Восточно-Выинтойский прогиб, 30 - Етыпуровский прогиб, 31 - Южно-Етыпуровский прогиб, 32 - Ярайнерская впадина, 33 - Ямпикское к.п., 34 - Западно-Ватлорский вал, 35 - Вынглорская впадина, 36 - Восточно-Вынглорская впадина, 37 - Верхне-Надымский вал, 38 - Западно-Коллективное к.п., 39 - Нятлонгское к.п., 40 - Коллективное к.п., 41 - Соимлорская впадина, 42 - Верхнесоимлорская впадина, 43 - Северо-Ноябрьское к.п., 44 - Ноябрьское к.п., 45 - Ветсорский вал, 46 - Емынглорское к.п.

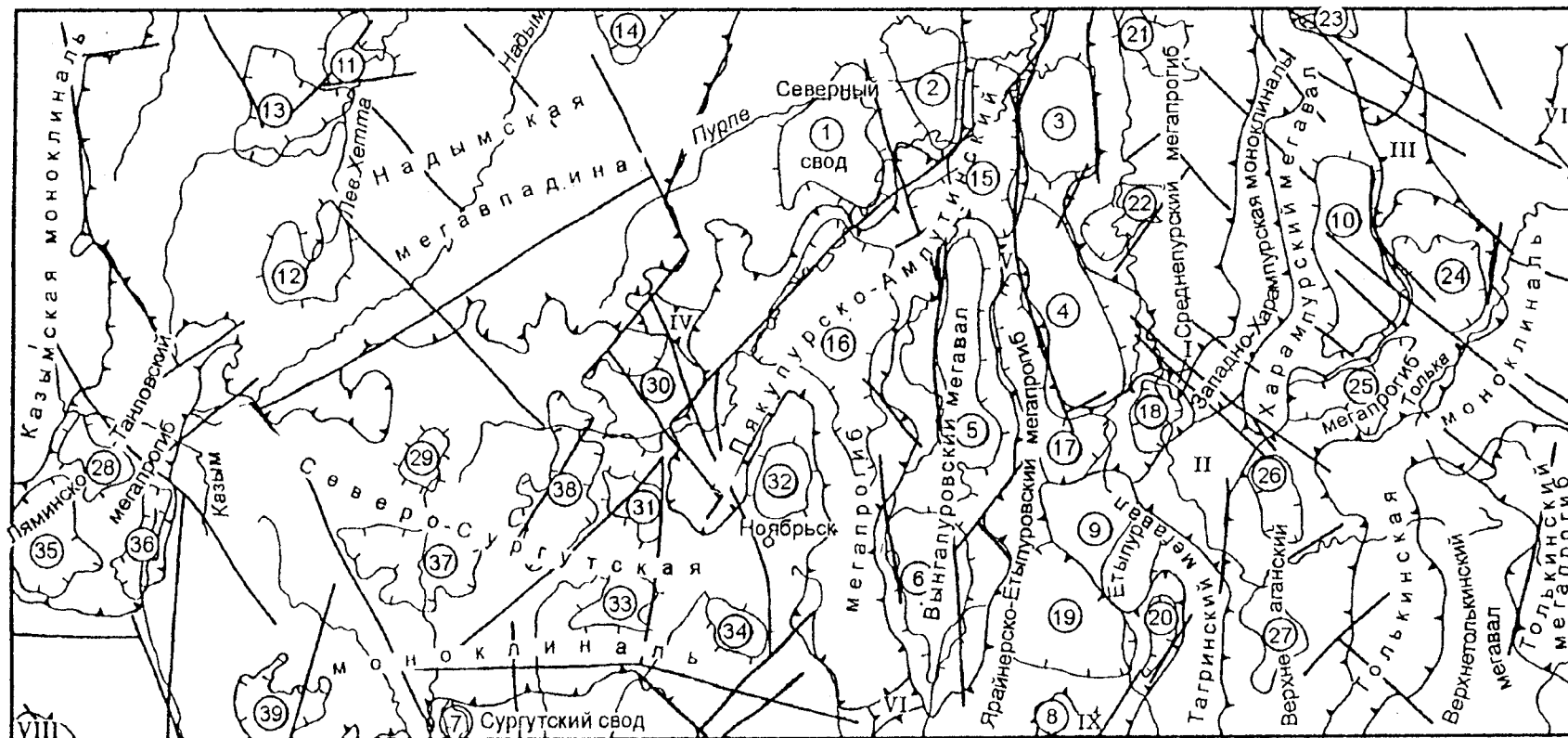


Рис. 33. Структурные формы юрского комплекса отложений чехла ЗСП в северных районах Широтного Приобья, обособленные в рельефе его кровли (отражающие горизонты Б-Б<sub>20</sub>) (по Беляеву и др., 1999).

## Подписи к рис. 33

Цифрами на карте обозначены: структурные формы I порядка: I - Етыпуровско-Пурская седловина, II - Харампурско-Тагринская седловина, III - Толькинско-Харампурская седловина, IV - Южно-Муравленковская седловина, V - Восточно-Вынгаяхинская седловина, VI - Южно-Вынгапуровская седловина, VII - Толькинский мегавал, VIII - Ляминский свод, IX - Нижневартовский свод; структурные формы II порядка: 1 - Пякупурское к.п., 2 - Пурпейский вал, 3 - Ингуземский вал, 4 - Етыпуровский вал, 5 - Вынгаяхинский вал, 6 - Вынгапуровское к.п., 7 - Тромъеганский прогиб, 8 - Варъеганский вал, 9 - Ярайнерское к.п., 10 - Харампурский вал, 11 - Пальниковское к.п., 12 - Хеттинское к.п., 13 - Левохеттинская впадина, 14 - Верхнетанловская впадина, 15 - Восточно-Пурпейский прогиб, 16 - Пякупурский прогиб, 17 - Етыпуровский прогиб, 18 - Северо-Ярайнерская впадина, 19 - Ярайнерская впадина, 20 - Восточно-Тагринский прогиб, 21 - впадина без названия, 22 - Среднепурская впадина, 23 - Северо-Харампурская впадина, 24 - Северо-Аганская впадина, 25 - Южно-Харампурская впадина, 26 - впадина без названия, 27 - впадина без названия, 28 - Западно-Ватлорское к.п., 35 - Вынглорская впадина, 36 - Восточно-Вынглорский прогиб, 29 - Верхне-Надымское к.п., 30 - Коллективное к.п., 31 - Итурское к.п., 32 - Ноябрьское к.п., 33 - Холмогорское к.п., 34 - Пограничное к.п., 37 - Соимская впадина, 38 - Соимлорский прогиб, 39 - впадина без названия. Условные обозначения смотри на рис. 32.

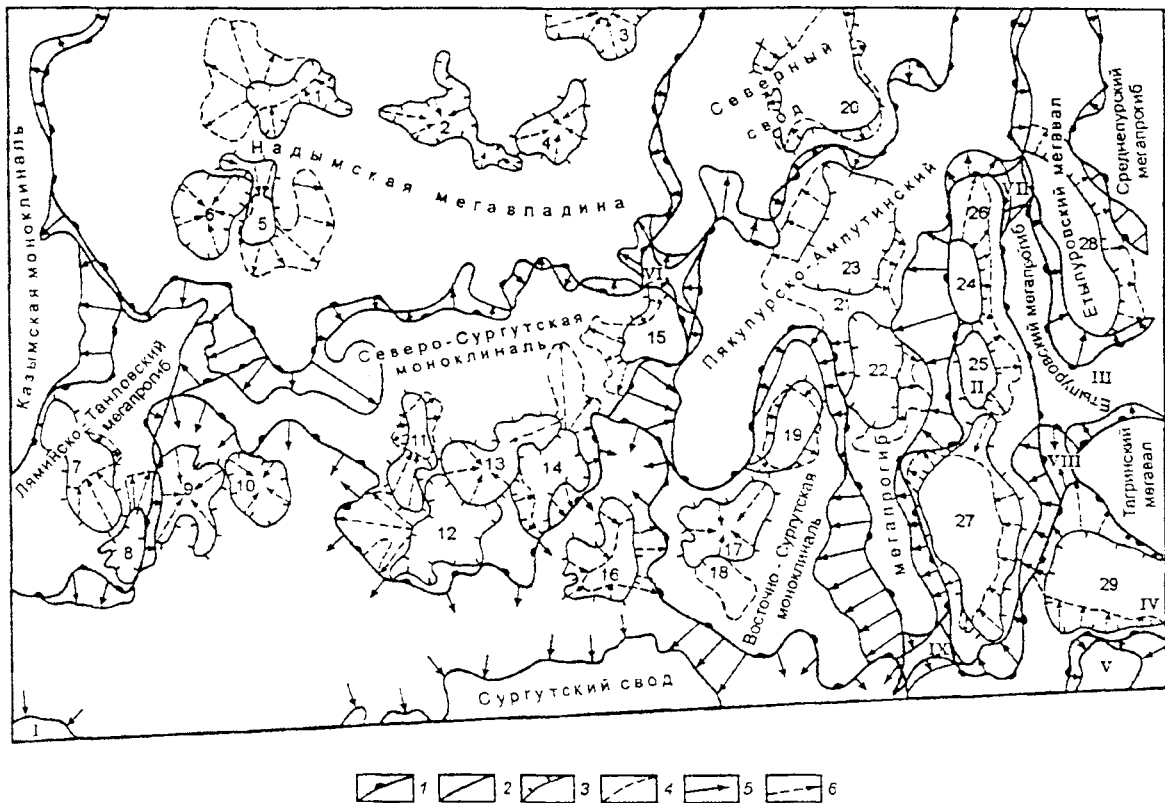


Рис. 34. Миграция границ структурных форм I и II порядка в объеме (от подошвы к кровле) юрского комплекса чехла ЗСП в северных районах Широного Приобья (по Беляеву и др., 1999).

1-2 - границы структурных форм I порядка: 1 - в подошве комплекса, 2 - в кровле комплекса; 3-4 - границы структурных форм II порядка: 3 - в подошве комплекса, 4 - в кровле комплекса; 5-6 - направление перемещения границ структурных форм: 5 - I порядка, 6 - II порядка. Цифрами на рисунке обозначены: *структурные формы I порядка*: I - Ляминский свод, II - Вынгапуровский мегавал, III - Ярайнерско-Етыпуровский мегасгиб, IV - Ярайнерский мегасгиб, V - Нижневартовский свод, VI - Южно-Муравленковская седловина, VII - Восточно-Вынгаяхинская седловина, VIII - Етыпуровско-Ярайнерская седловина, IX - Южно-Вынгапуровская седловина; *структурные формы II порядка*: 1 - Левохеттинская впадина, 2 - Верхненадымский прогиб, 3 - Верхнетанловская впадина, 4 - Пайсятское к. п., 5 - Хеттинский вал по горизонту А (Хеттинское к.п. по горизонту Б), 6 - Хеттинская впадина; 7 - Западно-Ватлорский вал по горизонту А (Западно-Ватлорское к.п. по горизонту Б), 8 - Восточно-Вынглорская впадина по горизонту А (Восточно-Вынглорский прогиб по горизонту Б), 9 - Средневатлорское к.п., 10 - Ватлорская впадина, 11 - Верхненадымский вал по горизонту А (Верхненадымское к.п. по горизонту Б), 12 - Соимлорская впадина, 13 - Нятлонгское к.п., 14 - Верхне-Соимлорская впадина по горизонту А (Соимлорский прогиб по горизонту Б), 15 - Коллективное к.п., 16 - Холмогорское к.п., 17 - Ноябрьское к.п., 18 - Пограничное к.п., 19 - Северо-Ноябрьское к.п., 20 - Пякупурское к.п., 21 - Пякупурский прогиб, 22 - Южно-Пякупурская впадина, 23 - Пякупурская впадина, 24 - Вынгаяхинский вал, 25 - Южно-Вынгаяхинское к.п., 26 - Вынгаяхинский вал, 27 - Вынгапуровское к.п., 28 - Етыпуровский вал, 29 - Ярайнерское к.п.

Сургутской моноклинали сохраняются лишь Верхненадымское, Коллективное, Итурское, Холмогорское куполовидные поднятия, Соимская впадина и Соимлорский прогиб, в пределах Надымской мегавпадины – Хеттинское и Пальниковское куполовидные поднятия, Левохеттинская впадина (рис. 35) Амплитуды этих форм находятся в диапазоне от 60 до 120 м. Кроме этого, залегание отложений подъяруса в пределах Надымского района осложнено низкоградиентными линейными зонами высотных перепадов, ориентированными преимущественно в двух направлениях: северо-восточном и северо-западном (см. рис. 32, 33).

С севера и востока Надымский район граничит с *Таркосалинским*, площадь которого увеличивается к северу в объеме подъяруса за счет слияния собственно Таркосалинского района с Уренгойским (см. рис. 20, 31). Структурные формы в его пределах образуют поясовую эшелонированную систему, состоящую преимущественно из контрастно выраженных крупных валообразных поднятий и разделяющих их прогибов. По всей видимости, северо-западным продолжением этой системы служат структурные формы, обособляемые по поведению поверхности Б в южных и центральных районах полуострова Ямал (Belyayev et al., 2001). Среди разнопорядковых структурных форм обособляются как отдельные формы II-го порядка (Ноябрьский вал, Западно-Ярудейский прогиб, Ягенетская впадина), так и, объединяющие цепочки валов и куполовидных поднятий, прогибов и группы впадин, формы I-го порядка (см. рис. 35). В группе положительных структурных форм I-го порядка выделены Вынгапуровский, Етыпуровский, Танловский, Ярудейский, Медвежий, Тагринский, Нижнепурский мегавалы, Северный свод, среди отрицательных – Пякупурско-Ампутинский, Ярайнерско-Етыпуровский, Восточно-Надымский мегапрогибы, Нерутинская мегавпадина. Амплитуда большинства форм от подошвы к кровле подъяруса сокращается приблизительно в два раза. К примеру, Етыпуровский мегавал в рельефе отражающего горизонта А имеет амплитуду около 700 м, а в рельефе горизонта Б – 300м, Пякупурско-Ампутинский мегапрогиб 800-900 м против 400-450 м, Северный свод в разных частях от 700-1000 м против 300-500 м и т.д. Таким образом, даже в кровле юрских отложений вершинные поверхности положительных и наиболее прогнутые части отрицательных структурных форм разделены склоновыми зонами со значительными перепадами абсолютных отметок (до 500-800 м), в

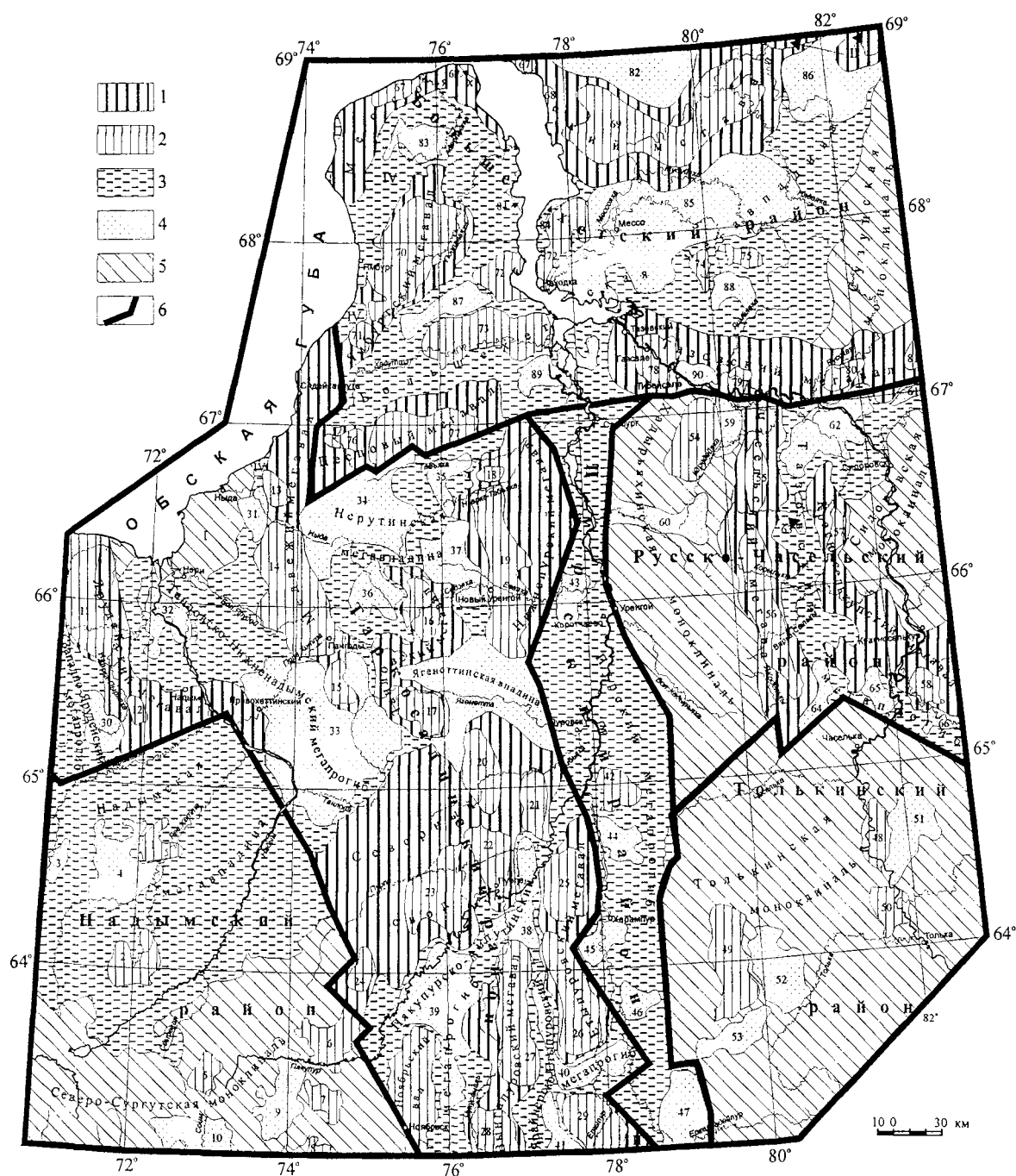


Рис. 35. Карта распределения структурных форм среднетриас-верхнеюрского подъяруса чехла ЗСП (Надым-Тазовское междуречье), масштаб 1:4 000 000. Составлена Е.В.Деевым на основе "Карты рельефа кровли юрского комплекса северной части ЗСП, масштаб 1:4 000 000" (Belyayev et al., 2001).

## Подписи к рис. 35.

1-5 структурные формы: 1 - положительные I-го порядка (своды и мегавалы), 2 - положительные II-го порядка (валы и куполовидные поднятия), 3 - отрицательные I-го порядка (мегавпадины и мегапрогибы), 4 - отрицательные II-го порядка (впадины и прогибы), 5 - промежуточные I-го порядка (моноклинали); 6 - границы морфотектонических районов.

Цифрами на карте обозначены:

**Надымский район:** 1 - Северо-Хеттинское к.п., 2 - Хеттинское к.п., 3 - Верхнехейгияхский прогиб, 4 - Лево-хеттинская впадина, 5 - Верхненадымское к.п., 6 - Коллективное к.п., 7 - Итурское к.п., 8 - Холмогорское к.п., 9 - Соимлорский прогиб, 10 - Соимская впадина; **Таркосалинский район:** I - Ново-Портовская моноклинали, II - Тагринский мегавал, 11 - Ярудейский вал, 12 - Южно-Ярудейское к.п., 13 - Верхненыдинское к.п., 14 - Медвежий вал, 15 - Южно-Межвежье к.п., 16 - Юбилейный вал, 17 - Ямсовейский вал, 18 - Табьяхинское к.п., 19 - Центрально-Уренгойский вал, 20 - Северо-Губкинский вал, 21 - Западно-Таркосалинский вал, 22 - Пурпейский вал, 23 - Пукупурское к.п., 24 - Муравленковское к.п., 25 - Ингуземское к.п., 26 - Етыпуровский вал, 27 - Вэнгаяхинский вал, 28 - Вынгапуровский вал, 29 - Ярайнерское к.п., 30 - Западно-Ярудейская впадина, 31 - Ныдинская впадина, 32 - Норийская впадина, 33 - Верхнетанловская впадина, 34 - Верхненыдинская впадина, 35 - Табьяхинский прогиб, 36 - Восточно-Межвежья впадина, 37 - Западно-Уренгойская впадина, 38 - Восточно-Пурпейский прогиб, 39 - Пякупурский прогиб, 40 - Етыпуровский прогиб, 41 - Ярайнерская впадина; **Пурский район:** 42 - Восточно-Таркосалинское к.п., 43 - Западно-Коротчаевская впадина, 44 - Северо-Харампурская впадина, 45 - Южно-Харампурская впадина, 46 - Усть-Етыпуровская впадина, 47 - Верхнеаганский прогиб; **Толькинский район:** 48 - Северо-Толькинский вал, 49 - Харампурский вал, 50 - Толькинское к.п., 51 - Северо-Толькинский прогиб, 52 - Восточно-Харампурская впадина, 53 - Южно-Харампурская впадина; **Русско-Часельский район:** 54 - Заполярное к.п., 55 - Русский вал, 56 - Южно-Русский вал, 57 - Северо-Красноселькупское к.п., 58 - Красноселькупское к.п., 59 - Юредейяхский прогиб, 60 - Южно-Юредейяхский прогиб, 61 - Северо-Сидоровский прогиб, 62 - Нижнетазовская впадина, 63 - Среднетазовский прогиб, 64 - Восточно-Коделькынский прогиб, 65 - Южно-Красноселькупская впадина, 66 - Хэтылькинская впадина; **Большехетский район:** III - Усть-Портовский свод, IV - Парусовый мегапрогиб, 67 - Нижнемессояхский вал, 68 - Мессояхское к.п., 69 - Среднемессояхский вал, 70 - Ямбургский вал, 71 - Южно-Ямбургское к.п., 72 - Юрхаровский вал, 73 - Оликуминский вал, 74 - Большехетский вал, 75 - Хальмер-Паютинское к.п., 76 - Верхне-Хадуттейское к.п., 77 - Песцовый вал, 78 - Тазовское к.п., 79 - Усть-Юредейяхское к.п., 80 - Русско-Реченское к.п., 81 - Восточно-Русское к.п., 82 - Восточно-Антипаютинская впадина, 83 - Андерпаютинская впадина, 84 - Поелаваяхинская впадина, 85 - Северо-Тазовский прогиб, 86 - Южно-Мессояхская впадина, 87 - Северо-Хадуттэйский прогиб, 88 - Лимбаяхская впадина, 89 - Хадуттэйский прогиб, 90 - Тибейсалинская впадина.

силу чего преобладающие значения склоновых градиентов для Таркосалинского района по этой поверхности находятся в диапазоне значений 0.04–0.09 (табл. 4). Анализ амплитудно-градиентных характеристик склонов большинства структурных форм (Чиков и др., 1997) показывает и аномально высокие для платформенных обстановок значения, что, вероятно, указывает на их связь с зонами дизъюнктивов. Это предположение подтверждается наличием “сейсмофаций” деструкции, приуроченных к склоновым частям структурных форм. Следует также отметить, что для большинства мегавалов характерен в той или иной мере асимметричный профиль и часто ступенчатое строение. Днища мегапрогибов также в большинстве своем разделены локальными поперечными уступами.

*Толькинский район* расположен в юго-восточной части региона (рис. 31). В его пределах рельеф граничных поверхностей подъяруса характеризуется средней расчлененностью и общим моноклиальным погружением в запад-северо-западном направлении при перепаде высот порядка 1200 м; от –3800 до –5000 м по подошве и от –2100 до –3300 м по кровле. Поэтому вся территория района объединяется в единую Толькинскую моноклиаль. Осложняет общее моноклиальное залегание отложений в пределах района ряд структурных форм II-го порядка (см. рис. 35). Среди наиболее крупных выделяются: Харампурский вал, Восточно-Харампурская и Южно-Харампурская впадины, Северо-Толькинский вал и Толькинское куполовидное поднятие. Их амплитуды закономерно сокращаются от подошвы чехла к кровле подъяруса. К примеру, амплитуда Харампурского вала убывает от 400 до 140 м, Восточно-Харампурской впадины – от 700 до 240 м, Северо-Толькинского вала – от 100 до 60 м. В кровле подъяруса отчетливо проявлены и низкоградиентные (0.015–0.025, в редких случаях до 0.05) зоны преимущественно северо-восточного и меридионального простирания, при подчиненном значении зон северо-западной ориентировки.

К северу от Толькинского расположен *Русско-Часельский район*. По морфотектоническим характеристикам его центральная часть подобна Таркосалинскому району (рис. 31, 35). В рельефе кровли подъяруса здесь выделяется субмеридионально ориентированная дугообразная система контрастно выраженных структурных форм (Часельский и Красноселькупский мегавалы, Тазовский мегапрогиб). Они характеризуются высокими



Таблица 4.

Значения склоновых градиентов основных положительных структурных форм  
среднетриас-верхнеюрского подъяруса чехла ЗСП в Надым-Тазовском  
междуречье (по Дееву, Зиновьеву, 1999).

№ на карте	Район	Структура	Значение градиента (h/l)			
			западный склон	восточный склон	северный склон	южный склон
1	Таркосалинский	Ярудейская	0.056	0.078	-	-
2	«	Медвежья	0.04-0.05	0.093	-	-
3	«	Танловская	0.083	0.063	-	-
4	«	Нишнепурская	0.03-0.05	0.025-0.05	-	-
5	«	Пурпейская	0.042	0.044-0.071	-	-
6	«	Етыпуровская	0.05	0.044	-	-
7	«	Вынгапуровская	0.047	0.056	-	-
8	«	Тагринская	0.05	0.05	-	-
9	Русско-Часельский	Заполярная	0.05	0.05	-	-
10	«	Часельская	0.07-0.13	0.067-0.083	-	-
11	«	Красноселькуп-ская	0.045	0.03	-	-
12	Толькинский	Харампурская	0.025-0.03	0.025	-	-
13	«	Северо-Толькинская	0.025	0.05	-	-
14	Большехетский	Мессояхская	-	-	0.063-0.1	0.08-0.106
15	«	Ямбургская	0.03-0.05	0.035-0.06	-	-
16	«	Юрхаровская	-	-	0.033	0.045
17	«	Оликуминская	-	-	0.075	0.05
18	«	Песцовая	-	-	0.03-0.045	0.03

амплитудами, а перепады абсолютных отметок между наиболее поднятыми частями мегавалов и днищем мегавпадины достигают значений 600-1000 м, что предопределяет высокие градиентные характеристики склонов (0.05-0.09). Их максимальные значения (см. табл. 4) отмечаются на западном склоне Часельского мегавала, где они составляют 0.12-0.13. Интересным фактом является отсутствие четко выраженного Красноселькупского мегавала в рельефе подошвы чехла. Возможно, его формирование на месте разобщенных поднятий связано с горизонтальными напряжениями внутри среднетриас-юрских отложений, возникавшими в периоды активизации роста Часельского мегавала.

Морфотектонические особенности подъяруса в западной и восточной частях района имеют несколько иные характеристики. На западе расположена Хадырьяхинская моноклинали, которую, в свою очередь, можно условно подразделить на два блока: северный (Тазовский) и южный (Хадырьяхинский). В пределах южного блока в объеме подъяруса происходит формирование области ступенчатого погружения. Так кровля подъяруса ступенчато погружается в северо-западном направлении. При этом отчетливо выделяются три крупные ступени, разделенные флексурообразными зонами северо-восточной ориентировки, со средними значениями градиентов от 0.025 до 0.05. В качестве осложняющего элемента Тазовского блока выступает Заполярное куполовидное поднятие.

В западной части района обособляется Сидоровская моноклинали, в пределах которой в отложениях подъяруса, на фоне равномерного погружения в северо-западном направлении (от -3000 м до -3700 м по кровле подъяруса), проявлена система вытянутых в северо-восточном направлении неявно выраженных ступенеобразных площадок, разделенных среднеградиентными (0.02-0.03, редко до 0.043) зонами аналогичного простирания.

Наиболее характерной чертой *Большехетского района* (см. рис. 31, 35), выделенного на севере изучаемой территории, является дискордантность его морфотектонического плана как по отношению к таковому верхнепалеозойско(?) -нижнетриасового структурного яруса, так и по отношению к структурным формам среднетриас-верхнеюрского подъяруса, выявленных в пределах Таркосалинского и Русско-Часельского районов. В первом случае это проявляется в смене общей ориентировки структурных

форм, наличии в верхнепалеозойско-нижнетриасовых отложениях “погребенных”, а в вышележащих “безкорневых” форм (см. рис. 24, 35). Поэтому на месте Мессояхского морфотектонического района верхнепалеозойско(?)–нижнетриасового структурного яруса предлагается в вышележащих отложениях выделять Большехетский.

Так уже в рельефе отражающего горизонта Ів (рис. 29, 36) преобладают более изометричные, близкие к субширотной ориентировке структурные формы. В ряду положительных форм обособляются Нижнемессояхско-Ямбургский (на западе-юго-западе района), Гыданский (на севере) и Таманско-Усть-Портовский (на востоке) своды (Потапенко, Деев, 2001). Они разделяются между собой двумя весьма крупными отрицательными элементами: Антипаютинской мегавпадиной и Большехетским мегапрогибом. И если Большехетский мегапрогиб развивается унаследованно от одноименной мегавпадины, расширяясь к западу за счет “погребения” северной части Хадырьяхинско-Тазовского мегавала, то Антипаютинская мегавпадина является полностью наложенной и “погребает” под собой части Ямбургско-Ярояхинского, Таманского мегавалов и Яртояхинского и Таманского мегапрогибов. Северо-восточные ориентировки структурных форм нижнего яруса наследуются лишь формами II-го порядка (Нижнемессояхский, Ямбургский и Среднемессояхский валы, Центральный и Надеяхинский прогибы). Кроме этого, северо-восточное простираие имеют цепочки отрицательных форм III-го порядка в пределах Центрального и Надеяхинского прогибов. Изменения касаются не только рисунка структурных форм, но и их амплитудных характеристик. К примеру, существенно сокращаются амплитуды форм I-го порядка, которые составляют у Гыданского свода, Антипаютинской мегавпадины и Большехетского мегапрогиба 1200 м, достигая максимальных значений в 1600-1800 м у Таманско-Усть-Портовского и Нижнемессояхско-Ямбургского сводов.

В самом объеме среднетриас-верхнеюрского подъяруса происходят следующие изменения морфотектонического плана (см. рис. 35, 36). Существенные изменения касаются центральной части Большехетского района, где, унаследова части Нижнемессояхско-Ямбургского (Нижнемессояхский вал) и Таманско-Усть-Портовского сводов (Среднемессояхский вал), формируется единый Мессояхский мегавал S-образной формы, вытянутый в субширотном направлении. Мегавал в кровле

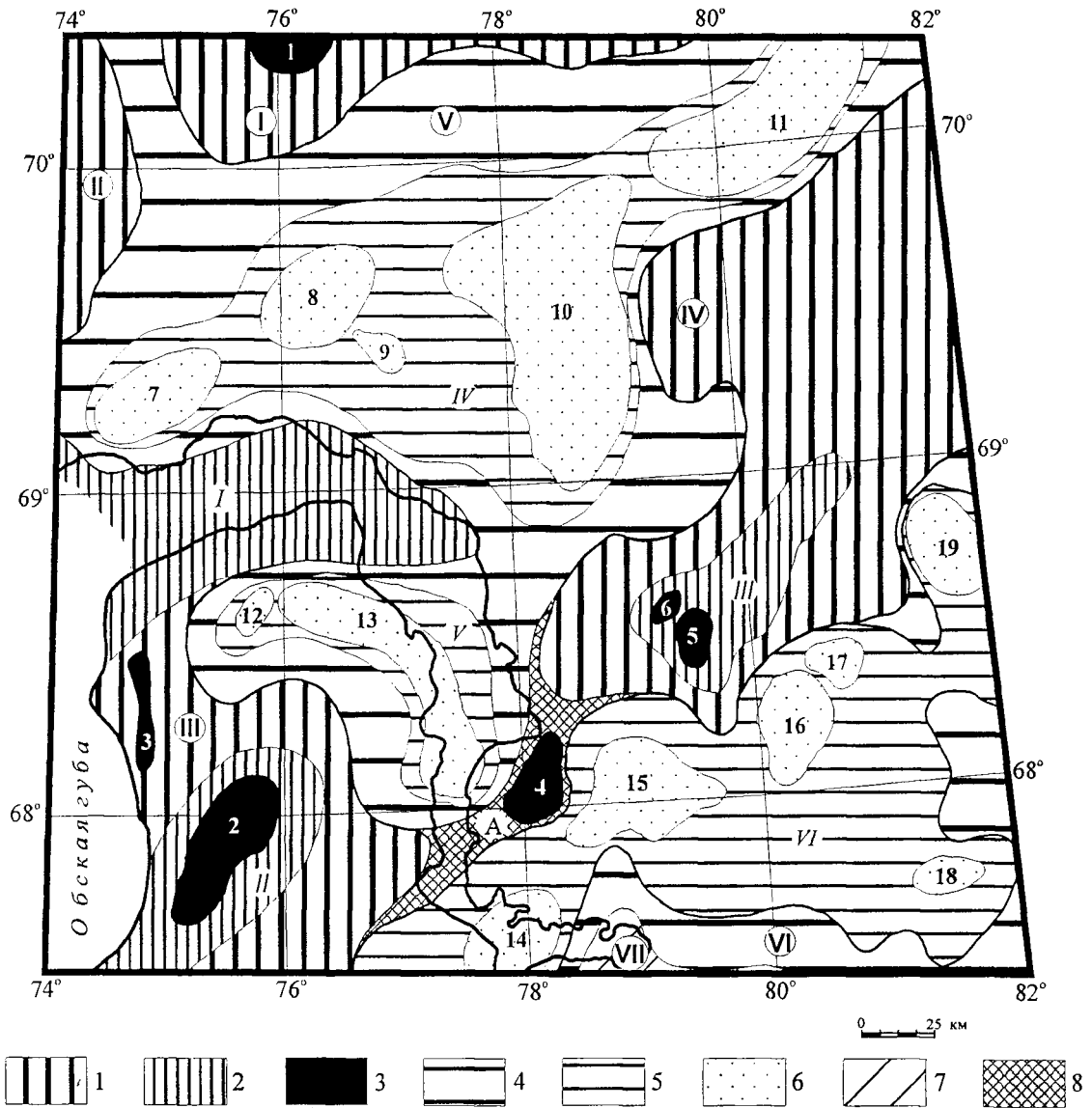


Рис. 36. Карта распределения структурных форм среднетриас-верхнеюрского подъяруса среднетриас-кайнозойского структурного яруса чехла ЗСП (Большехетский район), выделенных в рельефе его подошвы (отражающий горизонт Iв), масштаб 1:2 500 000. Составили С.А.Потапенко, Е.В.Деев.

## Подписи к рис. 36

1-8 -структурные формы: 1 - положительные I-го порядка, 2 – положительные II-го порядка, положительные III-го порядка, 4 - отрицательные I-го порядка, 5 - отрицательные II-го порядка, 6 - отрицательные III-го порядка, 7 – промежуточные I-го порядка (моноклинали), 8 - связи (седловины).

## Цифрами на карте обозначены:

структурные формы I-го порядка (I-VII): I - Гыданский свод, II - Напалковский мегавал, III - Нижнемессояхско-Ямбургский свод, IV - Танамско-Усть-Портовский свод, V - Антипаютинская мегавпадина, VI - Большехетская мегавпадина, VII - Тазовско-Сузунская моноклинали; структурные формы II-го порядка (I-VI): I - Ямбургский вал, II - Нижнемессояхский вал, III - Среднемессояхский вал, IV - Центральный прогиб, V - Южный прогиб, VI - Надеяхинская впадина; структурные формы III-го порядка (локальные поднятия и котловины) (1-19): 1 - Секутаяхинское л.п., 2 - Поелаваяхинское л.п., 3 - Прибрежное л.п., 4 - без названия л.п., 5 - Междуреченское л.п., 6 - Малое л.п., 7 - без названия котловина, 8 - Сыдыяхинская котловина, 9 - Тотояхинская котловина, 10 - Центрально-Антипаютинская котловина, 11 - Глубокая котловина, 12 - Западно-Адерпаютинская котловина, 13 - Адерпаютинская котловина, 14 - Тазовская котловина, 15 - Северо-Тазовская котловина, 16 - Южно-Мудуйяхинская котловина, 17 - Северо-Мудуйяхинская котловина, 18 - без названия котловина, 19 - Южно-Мессояхская котловина; А - Находкинская седловина.

подъяруса является наиболее контрастной формой, а его амплитуда достигает 1400 м. С юга и с севера от него формируются Антипаютинский и Большехетский мегапрогибы, а также западное продолжение последнего – Парусовый мегапрогиб. Мегапрогибы также вытянуты субширотно, а их максимальные амплитуды достигают 500 м (Потапенко, Деев, 2001).

Не остаются без изменений и южные части Большехетского района. Здесь в пограничной зоне с Таркосалинским районом более четко оконтуривается Песцовый мегавал. То же самое касается и пограничной зоны с Русско-Часельским районом. В ее пределах, на месте субширотно ориентированной градиентной зоны, образуется цепочка изометричных поднятий, среди которых наиболее крупными являются Тазовское, Усть-Юридеяхское и Русско-Реченское куполовидные поднятия. Структуру I-го порядка, объединяющую эту цепочку поднятий, предлагается рассматривать в качестве Тазовского мегавала. В результате, своим расположением структурные формы Большехетского района образуют рисунок, напоминающий сигмоиду.

В целом, даже в кровле подъяруса для структурных форм района характерны большие перепады абсолютных отметок в пределах одного склона, к примеру, на Песцовом поднятии до 400, а на Мессояхском - до 2000 м. Это предопределяет и высокие градиентные характеристики склоновых участков района. Так, при достаточно высоких средних значениях (0.04–0.065), наиболее высокоградиентным зонам свойственны величины до 0.12-0.14 (см. табл. 4).

Кроме вышеперечисленных обособляется еще один район – *Пурский*. Его формирование в пограничной зоне между Таркосалинским районом, с одной стороны, и Толькинским и Русско-Часельским – с другой связано с последовательным заполнением системы прогибов на границах блоков, которая в литературе именуется как Уренгойский (Пурский, Уренгойско-Колтогорский) желоб, грабен, грабен-рифт и т.д. В кровле подъяруса поверхность района представляет собой наклонный субмеридионально ориентированный желоб (средняя ширина 60 км, длина более 400 км), которому соответствует (см. рис. 35) Пурско-Уренгойский мегапрогиб. Мегапрогиб осложнен изометричными и слабоудлиненными малоамплитудными (до 100 м) Восточно-Таркосалинским куполовидным поднятием, Западно-Коротчаевской, Северо-Харампурской и Южно-Харампурской впадинами, Верхне-Аганским прогибом.

Существенно расширяют круг вовлекаемых в морфотектонический анализ материалов 3-D модели рельефа поверхностей. На рис. 37 в качестве примера подобного рода моделей приведена карта “оттененного рельефа”, построенная с использованием программы “SURFER”. Она демонстрирует существенные различия в строении выделенных районов (см. рис. 31). Наиболее контрастно на общем фоне проявлена морфоструктура Таркосалинского района. По своим внешним очертаниям он представляет пояс, простирающийся в север–северо-западном направлении. В его пределах отчетливо наблюдается поясово-зональное распределение разнопорядковых структурных форм. Характерным элементом строения Таркосалинского пояса является система протяженных склоновых градиентных зон субмеридиональной ориентировки, разделяющих удлиненные вершинные поверхности поднятий и днища впадин. Контрастно выглядит и осевая часть Русско-Часельского района, представленная Часельским мегавалом, вершинная поверхность которого с учетом перегибов и седловин протягивается на 200 км в северном направлении. В свою очередь, в пределах Большехетского района расчлененность рельефа подчеркнута резкой градиентной зоной южного склона Мессояхского мегавала. С поясовым распределением структурных форм в Таркосалинском, Русско-Часельском и Большехетском районах резко контрастируют два изометричных ареала, площади которых соответствуют Надымскому и Толькинскому районам. Для них характерен мелкобугристый (“шагреновый”) рельеф поверхности, а ряд подчеркнутых “фотоизображением” градиентов намечает ее блоковую неоднородность. Особенно важно и то, что данный прием позволяет визуализировать малоразмерные локальные структурные формы.

Мощности подъяруса в Надым-Тазовском междуречье колеблются от 500 до 4500 м, сохраняя тенденцию увеличения в северном направлении, а их распределение, в целом, подчеркивает его блоковую структуру (рис. 38).

В формационном отношении среднетриас-верхнеюрский подъярус представлен набором терригенных формаций, сменяющих друг друга в латеральном и вертикальном направлениях (Боголепов, 1967; Атлас..., 1970; Крылов, 1970; Нефтегазоносные..., 1988; Чиков и др., 1997; и др.). Как видно из предыдущего описания, степень изученности отложений резко сокращается прямо пропорционально увеличению глубины их залегания. Соответственно,

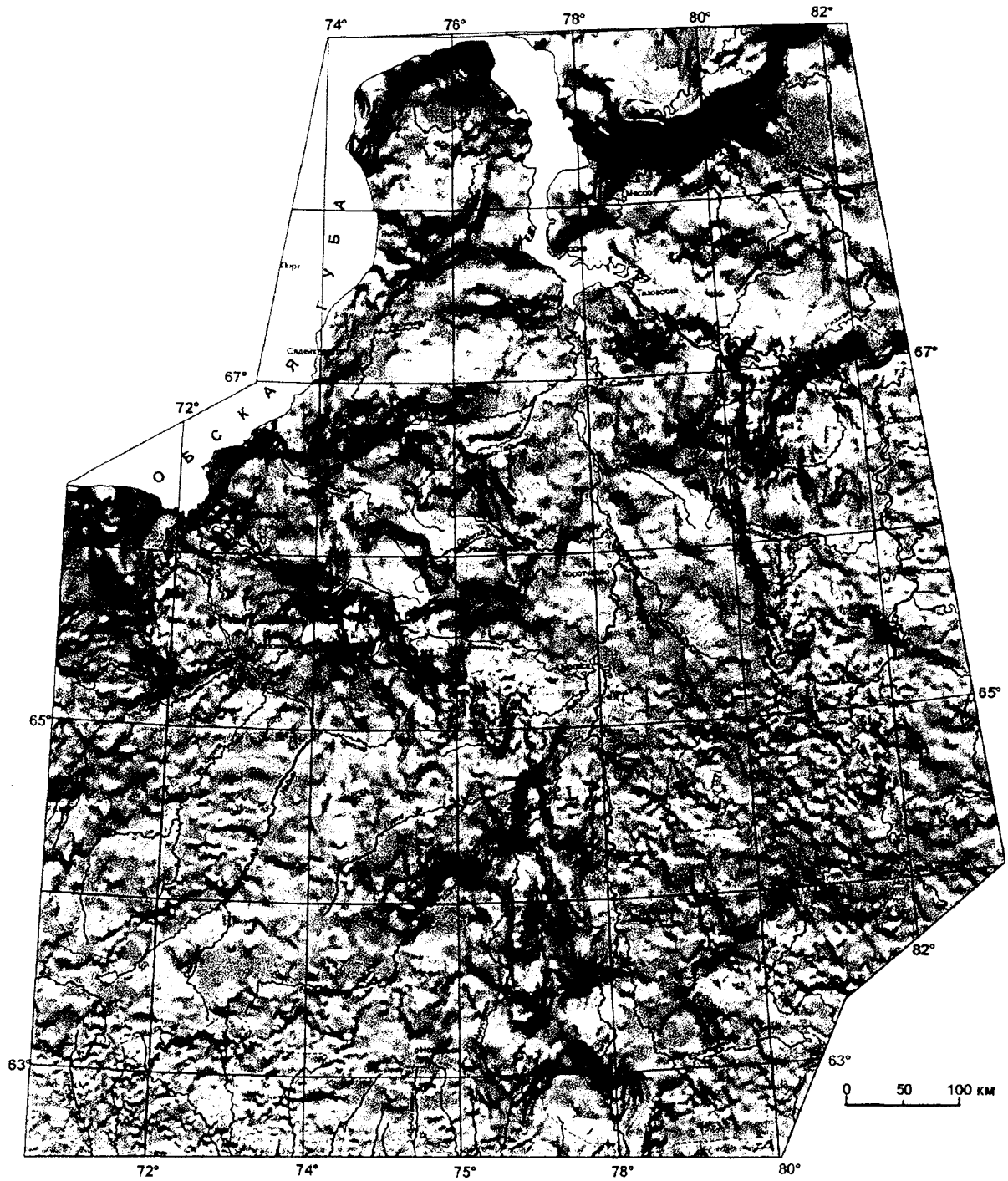


Рис. 37 . Карта оттененного рельефа кровли среднетриас-верхнеюрского структурного подъяруса чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье, масштаб 1:4 000 000 (Деев, Зиновьев, 1999). Составлена на основе электронной версии "Структурной карты по отражающему горизонту Б (баженовская свита) северной части Западно-Сибирской плиты", ред. А.Э.Конторович, ИГНГ СО РАН, 1997 г.



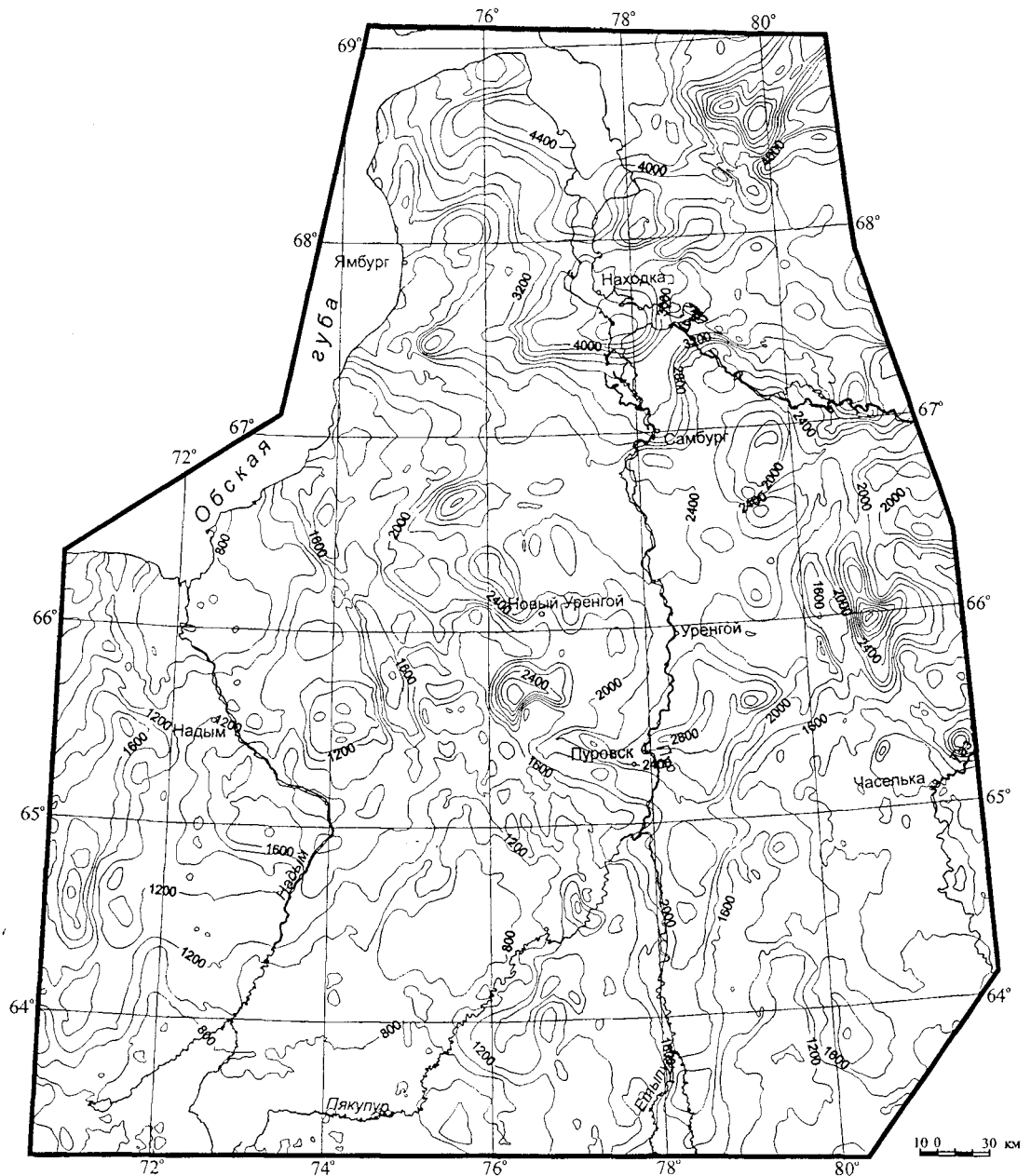


Рис.38. Карта мощностей среднетриас-верхнеюрского структурного подъяруса чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье, масштаб 1:4 000 000. Составлена Е.В.Деевым, С.В.Зиновьевым, С.Н.Новиковой с использованием материалов ПГО "Ямалгеофизика" (Соседков В.С. и др., 1986) и "Карты рельефа кровли юрского комплекса северной части Западно-Сибирской плиты" (Belyayev et al., 2001). Сечение изопакит 200 м.

сверху вниз в пределах подъяруса падают детальность и обоснованность его расчленения на формационные тела.

Согласно результатам сейсмостратиграфической корреляции (см. рис. 24), в основании разреза подъяруса залегает тампейская серия в объеме варенгяхинской и витютинской свит средне-позднетриасового возраста, площадь распространения которой в южном направлении ограничена пределами Пур-Гыданской синеклизы. Первоначально состав этой части чехла прогнозировался на основе анализа волнового поля разрезов МОГТ и сопоставления с одновозрастными триасовыми отложениями Енисей-Хатангского прогиба (Мыс Цветкова, Тундровая, Семеновская площади). Так В.С.Бочкарев (1984) предположил, что этот интервал сложен преимущественно аргиллитами и алевролитами и, в целом, характеризуется трансгрессивным строением. Н.Я.Кунин, Л.И.Иогансон и Г.А.Дмитриева (1986), высказали мысль, что триасовые терригенные отложения, как и в пределах Енисей-Хатангского прогиба, представлены преимущественно морскими фациями. Этот вывод был сделан на основе наличия субпараллельных и непрерывных отражений значительной интенсивности, прослеживающихся на значительной площади Обь-Тазовского междуречья и частично распространен и на отложения верхнепалеозойско(?)-нижнетриасового структурного яруса. При этом по характеру мощностей и наличию слаборасходящихся отражений условно было намечено два типа разрезов (см. рис. 11) – тотаяхинско-часельский, характеризующийся преобладанием фаций открытого моря, и ямало-надымский, распространенный к западу от тотаяхинско-часельского и объединяющий толщи, сформированные в шельфовых условиях. В то же время, Л.Ш.Гиршгорн, В.Г.Кабалык и В.С.Соседков (1986) ограничили область распространения триаса в морских фациях осевой частью Енисей-Хатангского прогиба, которая, возможно, была заливом открытого моря, тогда как на остальной части Пур-Гыданской синеклизы тампейская серия сложена преимущественно породами, сформированными в континентальных или лагунных условиях. Последние лишь в кратковременные эпизоды могли сменяться морскими обстановками, приводившими к формированию глинистых пачек; на сейсмических разрезах им соответствуют регионально выдержанные отражающие границы.

Результаты бурения в Уренгойском районе позволили получить первые представления о составе и структуре базальной толщи среднетриас-верхнеюрского структурного подъяруса. Здесь по промыслово-геофизическим и петрофизическим характеристикам в основании подъяруса четко обособляется конгломерат-гравелит-аргиллитовая пачка мощностью до 500-600 м, которая может рассматриваться в качестве самостоятельной формации грубообломочных литокластов и граувакк (Тимошенкова, 1992). Согласно уточненным стратиграфическим разбивкам (Ехлаков и др., 1991; Нестеров и др., 1995; Ехлаков, Угрюмов, 1996; и др.) она объединяет отложения варенгаяхинской, витютинской и береговой свит стратиграфическим объемом  $T_2^1 - J_1^s$ . 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. Среди крупнообломочных разностей присутствуют фрагменты кварцевых порфиров (риолитов и риодацитов), иногда дацитов, кремней, терригенных и метаморфических пород, древних кор выветривания (Ехлаков и др., 1991). В связи с тем, что верхняя граница формации пока не имеет привязки к какому-либо региональному сейсмическому реперу, приблизительно о площади распространения толщи можно судить, ориентируясь на отражающий горизонт  $I_a$ , который тяготеет к верхней части формации и часто условно увязывается (Гиршгорн и др., 1986; Брехунцов и др., 1999 а) с границей раздела триасовых и юрских отложений (см. рис. 43 б). Таким образом, описанная формация маркирует область наиболее раннего триасового и раннеюрского (геттанг-синемюрского) накопления комплексов среднетриас-верхнеюрского подъяруса, которая в целом является унаследованной от Пур-Гыданской синеклизы, выполненной отложениями верхнепалеозойско-нижнетриасового структурного яруса.

Вышележащие ниже-среднеюрские отложения приблизительно до конца 80-х годов объединялись в формации, которые по своему стратиграфическому объему соответствовали сериям региональной стратиграфической шкалы (Боголепов, 1967; Гольберт, 1987; Нефтегазоносные..., 1988). При этом среди формаций ранне-, среднеюрского возраста отчетливо проявлена субширотная зональность. К примеру, в последней из перечисленных работ, в объеме

нижней-средней юры на рассматриваемой территории обособлены, сменяющие друг друга по латерали, прибрежно-морская и континентальная ритмично-горизонтально-слоистая и прибрежно-континентальная линзовидно-слоистая песчано-алевролитоглинистые субугленосные формации (рис. 39, а). Первая формация распространена в северной части Надым-Тазовского междуречья и объединяет отложения большехетской серии. Ее мощности убывают в южном, западном и восточном направлениях от 2 тыс. до 500 м, где она замещается прибрежно-континентальной формацией (заводоуковская серия). Мощности последней сокращаются в сторону Сибирских увалов, а также в направлении складчатого обрамления. При этом параллельно с общим уменьшением мощности происходит и сокращение стратиграфического объема формации за счет выклинивания ее нижних горизонтов.

Следует заметить, что в других работах граница латерального перехода между заводоуковской и большехетской сериями проводится либо на самом севере Надым-Тазовского междуречья, либо, как в последней принятой схеме районирования ниже-среднеюрских отложений по типам разрезов (Решение..., 1991), вообще вынесена к северу за его пределы. На взгляд автора, судя по неоднородностям рельефа фундамента и границам распространения отдельных сейсмочаек (см. далее), зона раздела двух серий должна приблизительно соответствовать положению градиентных зон на границе нижней и средней региональных высотных ступеней в рельефе фундамента. Таким образом, площадь распространения комплексов большехетской серии должна быть ограничена преимущественно территорией Большехетского района.

Последующие изменения в стратиграфии ниже-среднеюрских отложений, полученные после проведения новых объемов буровых работ (Высоцкий В.Н. и др., 1990, Гурари и др., 1988, 1990; Решение..., 1991; Девятов, Казаков, 1991; Сурков и др., 1998; Бочкарев и др., 2000; и др.), накопленные данные по их сейсмостратиграфическим особенностям, а также промыслово-геофизическим характеристикам (Соседков, 1988; Тимошенкова, 1992), позволяют детализировать формационные особенности этой части среднетриас-верхнеюрского подъяруса. Особенно это касается ниже-среднеюрских комплексов, формирующих заводоуковскую серию.

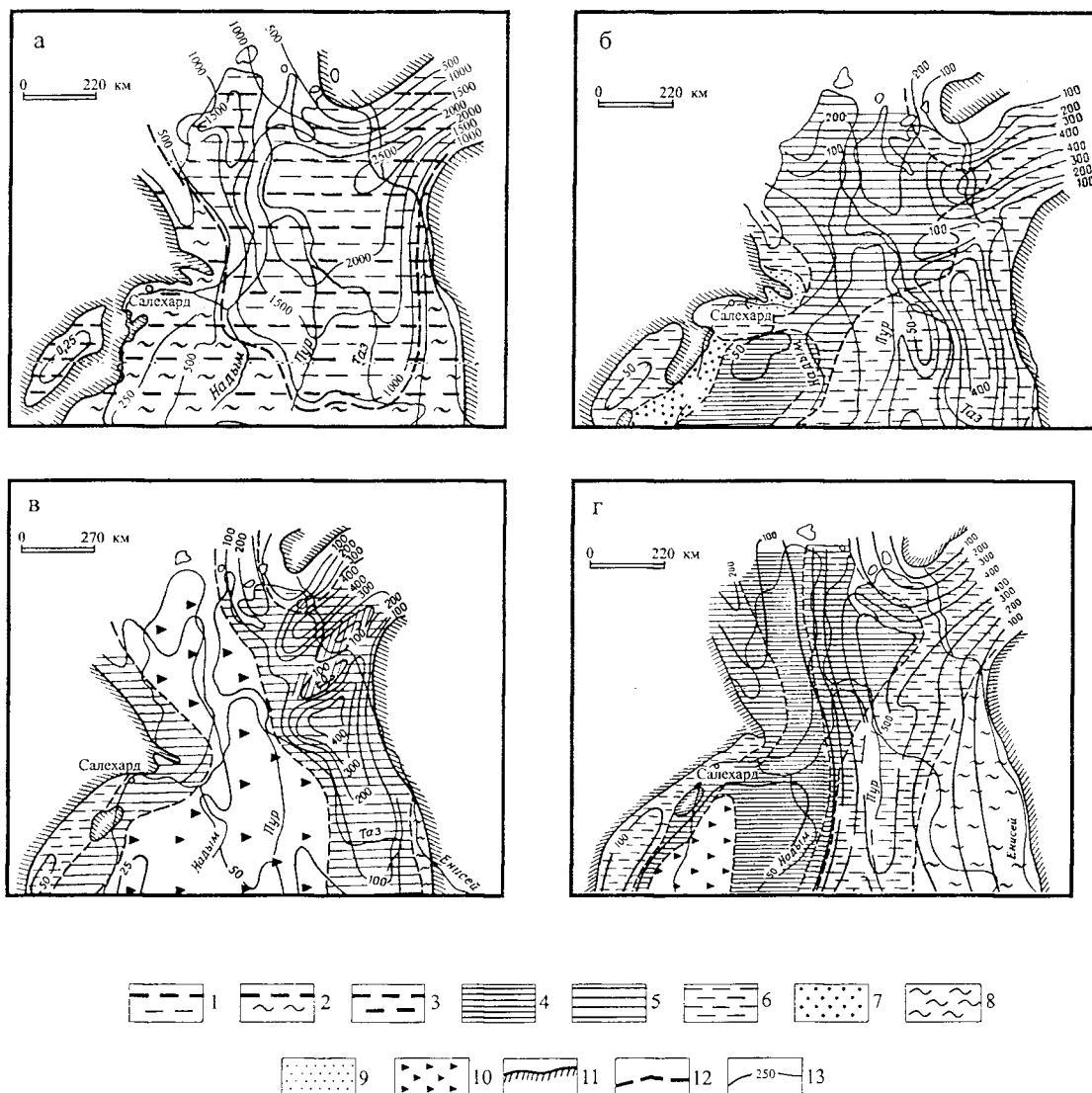


Рис. 39. Фрагменты схематических карт распределения формаций для: а - нижне-среднеюрских отложений; б - верхнеюрских; в - волжско-нижнеберриасских; г - верхнеберриас-нижневаланжинских (по Нефтегазоносные..., 1988).

1-10 - формации: 1- прибрежно-морская и континентальная, песчано-алеврито-глинистая, субугленосная, 2 - прибрежно-континентальная, песчано-алеврито-глинистая, субугленосная, 3 - континентальная, алеврито-глинисто-песчаная, угленосная; 4 - глубоководно-морская, глинистая, 5 - мелководно-морская алеврито-глинистая, 6 - мелководно- и прибрежно-морская, песчано-глинистая, 7 - мелководно- и прибрежно-морская, песчано-глинистая с преобладанием фаций прибрежных песков и ракушечников, 8 - прибрежно-морская и лагунная, песчано-алеврито-глинистая, 9 - прибрежно-континентальная, алеврито-песчаная, 10 - глубоководно-морская, глинистая, битуминозная; 11-12 границы: 11 - распространения отложений, 12 - между ареалами различных формаций; 13 - изопахиты, м.

В.Н.Высоцкий, В.С.Бочкарев и другие специалисты ЗапСибНИГНИ (Высоцкий В.Н. и др., 1990), изучая строение ниже-среднеюрских отложений чехла ЗСП на территории Тюменской области, в том числе и в Надым-Тазовском междуречье, пришли к выводу, что в их составе по электрокаротажным характеристикам обособляется два интервала. Нижний (геттанг-плинсбахский) интервал включает береговую, ягельную свиты и нижние подсвиты худосейской свиты и ее возрастных аналогов и характеризуется ритмичным переслаиванием глинистых пачек и песчаных пластов, отличающихся хорошей латеральной выдержанностью. Верхний (тоар-раннекелловейский) интервал представлен существенно песчаным, хаотично построенным разрезом и объединяет верхние части худосейской свиты и ее возрастных аналогов, а также тюменскую свиту.

Обособленные интервалы чехла имеют и различные акустические характеристики. Так геттанг-плинсбахский комплекс, которому на сейсмических разрезах МОГТ соответствуют интервалы между отражающими горизонтами Ia-T<sub>4</sub>, характеризуется наличием хорошо коррелируемых, достаточно выдержанных и динамически выраженных субпараллельных отражающих границ. Вышележащие интервалы между горизонтами T<sub>4</sub>-T<sub>1</sub>, сопоставляемые с тоар-раннекелловейскими отложениями, представлены прерывистыми отражениями с переменной амплитудой. Таким образом, было обособлено два крупных сеймостратиграфических комплекса: зимне-левинско-нижнеджангодский и верхнеджангодско-малышевский. На такое различие в характере волновых картин еще раньше указал и В.С.Соседков (1988).

Указанные различия в строении ниже-среднеюрского разреза, выявленные в центральных районах междуречья (Уренгойская, Береговая площади), сохраняют свою значимость и на более южных участках. Здесь в районе Сибирских увалов Б.М.Чиков, Е.А.Гайдебурова и С.В.Зиновьев (1997) в объеме нижней-средней юры также обособили два самостоятельных интервала, отнесенных к различным формациям: 1) терригенной (песчаник-аргиллитовой) мощностью 280-450 м, в структуре которой отчетливо коррелируются подформации (литофации) существенно аргиллитового и песчаникового состава; 2) угленосной песчаник-аргиллитовой мощностью 250-450 м (преимущественно тюменская свита), в составе которой преобладают фациально изменчивые субконтинентальные толщи смешанного песчаник-

аргиллитового состава, содержащие пласты и линзы углей (рис. 40). Нетрудно заметить, что эти формации практически соответствуют обособленным тюменскими геологами сейсмостратиграфическим комплексам.

Учитывая показанную выше неоднородность строения нижне-среднеюрских чехольных комплексов, а также результаты сейсмостратиграфической корреляции (см. гл. 3), на настоящий момент можно говорить о присутствии в структуре среднетриас-верхнеюрского подъяруса на территории Надым-Тазовского междуречья двух формаций: ритмично-горизонтально-слоистой песчано-аргиллитовой угленосной раннеюрского возраста (геттанг-ранний тоар) и линзовидно-слоистой песчано-аргиллитовой угленосной, объединяющей преимущественно отложения средней юры (поздний тоар – (поздний бат(?) - ранний келловей). Первой соответствуют сейсмические картины интервалов A(la)-T<sub>4</sub>, второй - T<sub>4</sub>-T<sub>1</sub>.

Мощности нижнеюрской формации в пределах междуречья увеличиваются с юга на север от локальных зон полного выклинивания до 1200-1500 м, а площадь максимального ее распространения может быть оценена исходя из анализа “Схемы районирования Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна по типам разрезов нижнеюрских отложений (J<sub>1</sub>p-t)” (рис. 41), составленной Ю.В.Брадучаном в 1996 и приведенной в его более поздней работе (Бочкарев и др., 2000). На схеме поле чередования песчаных и глинисто-алевритовых отложений занимает практически всю территорию Надым-Тазовского междуречья. На западе, востоке и юго-востоке происходит их замещение существенно песчаным разрезом, а на юге и юго-востоке – песчано-алеврито-глинистым или выклинивание по направлению к апикальным частям Сургутского и Нижневартовского сводов. Эти особенности показывают, что толщи, слагающие интервал разреза чехла между отражающими горизонтами A(la)-T<sub>4</sub>, наверняка, полиформационны, что требует в перспективе детализации их формационных особенностей. Остаются открытыми и вопросы о стратиграфических и пространственных соотношениях нижнеюрской формации с базальной конгломерат-гравелит-аргиллитовой, объединяющей в составе подъяруса отложения триаса, а в ряде случаев и нижней юры в объеме геттанга-синемюра.

Детальный анализ сейсмокомплекса A(la)-T<sub>4</sub> (Соседков, 1988) показывает, что сейсмопачки нижней части раннеюрской формации составляют

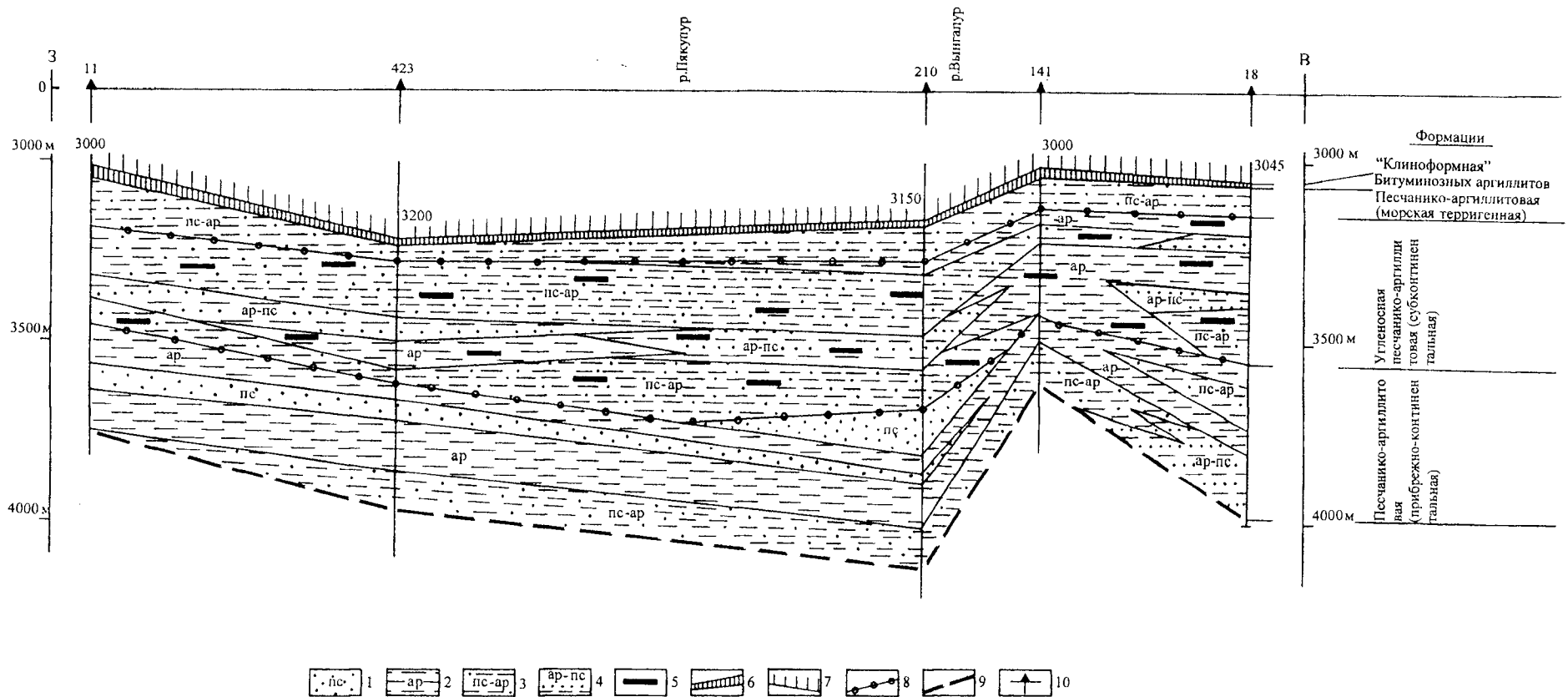


Рис. 40. Корреляция литофаций мезозойского комплекса сибирских увалов (Чиков и др., 1997).

1-5 - добаженовские литофации: 1 - существенно песчаниковая (более 70%), 2 - существенно аргиллитовая (более 70%), 3 - песчаник-аргиллитовая (более 50% аргиллитов), 4 - аргиллит-песчаниковая (более 50% песчаников), 5 - угленосные литофации; 6 - аргиллиты баженовского горизонта; 7 - клиноформная терригенная формация неокома; 8 - границы формаций; 9 - подошва мезозойского комплекса; 10 - скважины, вскрывшие подошву юрского комплекса.



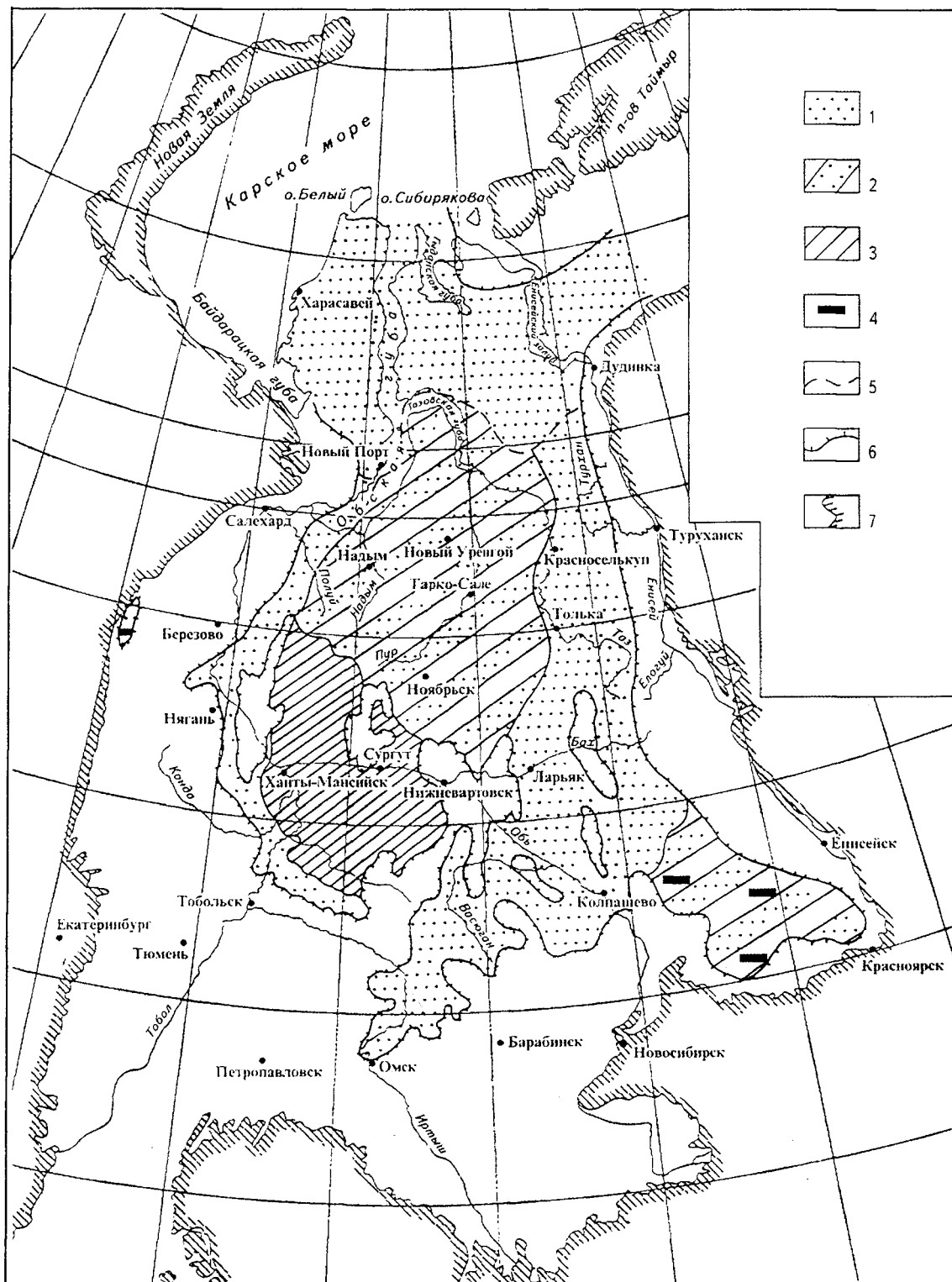


Рис. 41. Схема районирования Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна по типам разрезов нижнеюрских отложений (J<sub>1</sub>p-t). Составлена в 1996 г. Ю.В.Брадучаном (Бочкарев и др., 2000).

Отложения: 1 - преимущественно песчаные, 2 - чередование песчаных и глинисто-алевритовых, 3 - песчано-алевритоглинистые, 4 - угленосные; границы: 5 - заводовской и большехетской серий, 6 - современного распространения нижнеюрских отложений; 7 - обрамление бассейна.

трансгрессивную последовательность, при этом на определенном уровне, происходит смещение областей максимальных мощностей пачек от центральных к периферическим частям. Заканчивается накопление формации глинистой тогурской пачкой (мощность до 60-80 м) раннетоарского возраста, с которой сопоставляется отражающий горизонт  $T_4$ . Однако наличие достаточно широкого цуга отражений  $T_4$ , а также сейсмические характеристики низов сейсмокомплекса  $T_4$ - $T_2$  (Соседков, 1988) позволяют предполагать существование между ритмично-горизонтально-слоистой песчано-аргиллитовой угленосной формацией, возрастной предел которой, видимо, следует ограничить плинсбахом и верхнетоарско-нижнекелловейской линзовидно-слоистой песчано-аргиллитовой угленосной формацией самостоятельной морской глинистой формации раннетоарского возраста. Мощности последней колеблются от 50 до 100 м в южных районах Надым-Тазовского междуречья и, согласно сейсморазрезам, увеличиваются в северном направлении, вероятно, за счет глинизации верхнекотухтинской посвиты (иногда вплоть до радомской пачки) и ее возрастных аналогов с соответствующим расширением возрастного диапазона формации.

Более того, отсутствие на большей части междуречья (за исключением Большехетского района) в верхней части сейсмокомплекса  $A(Ia)$ - $T_4$  пачки  $T_4'$ - $T_4$  может свидетельствовать о перерыве в осадконакоплении, предшествовавшем образованию нижнетоарской глинистой формации. Такой перерыв показан, например, в работе Н.В.Тимошенко (1992).

Линзовидно-слоистая песчано-аргиллитовая угленосная формация, накопление которой началось с позднего тоара и закончилось в позднем бате – раннем келловее, стратиграфически соответствует верхней части джангодского, вымскому, леонтьевскому и малышевскому стратиграфическим горизонтам (верхнекотухтинская подсвита и ее возрастные аналоги, тюменская свита). Перечисленные подразделения представлены преимущественно линзовидным переслаиванием песчаных, аргиллито-глинистых и смешанных интервалов. В верхней части формации отмечается наличие серии протяженных песчаных пластов  $Ю_1$ ,  $Ю_2$ ,  $Ю_3$ . Кроме этого отличительной особенностью формации является повышенное содержание (по сравнению с нижележащими отложениями) углистых пропластков. Мощности формации как и нижеюрской увеличиваются в северном направлении от 300 до 800-1000 м.

Наиболее четко ее внутреннюю структуру на сейсмических разрезах подчеркивают отражающие горизонты  $T_3$  и  $T_2$ .

Выше по разрезу субширотное распределение формаций и их мощностей сменяется на субмеридиональное, и среди формаций келловей-ранневолжского возраста с запада на восток широким распространением пользуются две: глубоководно-морская глинистая мощностью до 50 м (абалакская и георгиевская свиты) и мелководно- и прибрежно-морская песчано-глинистая (васюганская, сиговская свиты), мощность которой нарастает с запада на восток от 50 до 200-300 м (рис. 39 б).

Венчает верхнеюрский разрез глубоководно-морская маломощная (25-50 м) формация битуминозных глин (баженовская свита,  $J_3 v-K_1b_1$ ) (рис. 39 в). Сменяющая ее в восточной части междуречья мелководно-морская алевроито-глинистая формация ( $J_3k_2-v$ , яновстанская свита) на сейсмических разрезах имеет клиноформное строение (группа отражений Бя) и, по нашим представлениям, должна рассматриваться в составе неокомского подъяруса. В целом, рассмотренному келловей-верхнеюрскому формационному комплексу соответствуют отражения интервалов  $T_1$ -Б.

Перекрывающий неокомский структурный подъярус характеризуется клиноформным характером слоистой структуры и, как следствие, отчетливой субмеридиональной зональностью распределения формаций и их мощностей, что можно видеть на примере верхнеберриас-нижневаланжинского комплекса (рис. 39 г), где с востока на запад в пределах междуречья обособляются прибрежно-морская песчано-алеврито-глинистая, мелководно и прибрежно-морская песчано-глинистая и глубоководно-морская глинистая формации. При этом зона максимальных мощностей отложений протягивается полосой в бассейне р. Пур.

Итак, среднетриас-кайнозойский структурный ярус в рассмотренном интервале представлен терригенными среднетриас-верхнеюрскими и неокомскими формациями одноименных структурных подъярусов. Первым соответствуют сейсмокомплекс Ив-Б, вторым – Б-М. Выделение подъярусов оказалось возможным благодаря различиям в характере слоистой структуры отложений, подчеркнутой в сейсмоструктурной модели различным поведением отражающих границ в пределах указанных интервалов.

Латеральные морфотектонические неоднородности интересующего нас интересующего нас среднетриас-верхнеюрского подъяруса определяются сочетаниями квазиоднородных блоков и разделяющих их поясовых систем удлинённых поднятий и прогибов. Структура первых осложнена преимущественно закономерно расположенными малоамплитудными поднятиями и впадинами, а также флексуорообразными низкоградиентными зонами. Во втором случае преобладает эшелонированное распределение контрастных форм, разделённых высокоградиентными зонами. В зоне налегания подъяруса на нижний ярус чехла наблюдаются дискордантные соотношения между структурными формами. Мощности подъяруса, сохраняя тенденцию увеличения в северном направлении от 500 до 4500 м, подчёркивают его морфотектонические особенности.

## ГЛАВА 5. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДОМЕЛОВЫХ ЧЕХОЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗСП В НАДЫМ-ТАЗОВСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Основные этапы истории развития осадочного чехла Западно-Сибирской плиты раскрываются через анализ его тектонической расслоенности. Согласно представленной модели основными элементами структуры чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье являются верхнепалеозойско(?)–нижнетриасовый и среднетриас-кайнозойский структурные ярусы, которые различаются морфотектоническими, формационными и деформационными характеристиками, распределением мощностей, площадью распространения. Неоднородности слоистой структуры последнего, отчетливо проявленные в распределении отражающих сейсмических границ, позволяют говорить о существовании в его нижней (среднетриас-неокомской) части среднетриас-верхнеюрского и неокомского структурных подъярусов. Полученные закономерности позволяют сделать ряд предварительных выводов.

### 5.1. Позднепалеозойско-раннетриасовый этап

Образование нижнего структурного яруса чехла ЗСП происходило на фоне тектонической активизации смежных регионов. В этот период формируются структуры Таймырской складчатой системы, Анабарская антеклиза, Тунгусская синеклиза, Туруханско-Норильское поднятие и основные структурные формы Енисей-Хатангского прогиба (Тальвирский, 1976). Пространственное распространение верхнепалеозойско-нижнетриасового бассейна седиментации в пределах междуречья контролировалось нижней и средней ступенями, выраженными в рельефе подошвы осадочного чехла, что территориально соответствует южной части Пур-Гыданской синеклизы. Процессы осадконакопления в наиболее прогнутых частях Пур-Гыданского бассейна по некоторым оценкам могли начаться уже в среднем карбоне (Гиршгорн и др., 1987 а).

Осадконакопление происходило на фоне продолжающегося развития на севере Надым-Тазовского междуречья и на юге Гыданского полуострова системы сопряженных контрастных мегавалов и мегавпадин север-северо-восточной ориентировки. На рост структурных форм указывают закономерные

сокращения мощностей отдельных сеймопачек к сводам положительных форм, иногда вплоть до их полного выклинивания (см. рис. 21, 22, 42).

Наличие регионально выдержанных сейсмических горизонтов и характер сейсмофаций позволяют предполагать, что на протяжении позднего палеозоя и раннего триаса в пределах Пур-Гыданского бассейна аккумулировались преимущественно терригенные осадки. Возможно, они по своему составу являются аналогичными тунгусской серии Сибирской платформы (Гиршгорн и др., 1987 а) и, соответственно, формировались в условиях прибрежной равнины; отложения представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослойками углей. В то же время, нельзя исключить и того, что отдельные интервалы разреза имеют мелководно-морской или морской генезис. Регионально выдержанные отражающие горизонты, наблюдаемые на сейсмических разрезах, очевидно, связаны с такими существенно глинистыми пачками.

Изучение пространственного распространения сеймопачек (рис. 42) сейсмокомплекса А-Ів, показывает, что конфигурация Пур-Гыданского бассейна и его внутренняя структура не оставались постоянными. В самом начале формирования (сеймопачка А-ІІв, рис. 42 а) границы бассейна седиментации имели сложный фестончатый рисунок. С запада он распространялся приблизительно до 75-го меридиана, с юга - до 66 параллели. По периметру в пределы бассейна вдавались неперекрываемые части Нижнемессояхского, Ямбургско-Яртояхинского (Ямбургский вал), Хадырьяхинско-Тазовского, Красноселькупского и Часельского мегавалов, которые служили местными источниками сноса, а в их окрестностях следует ожидать наличия грубообломочных отложений. Учитывая специфику волновой картины в склоновых частях Часельского мегавала, В.Г.Кабалык (1985) предположил его более позднее инверсионное происхождение в конце позднепалеозойско-раннетриасового этапа, в результате чего накопленные за этот промежуток времени отложения здесь были размыты.

Во время формирования сеймопачки ІІв-ІІб (рис. 42 б) границы Пур-Гыданского бассейна расширились только в пределах западной части Мессояхского района (см. рис. 20). Здесь была перекрыта апикальная часть Ямбургского вала. Одновременно происходит подъем поверхности фундамента в пределах Уренгойского района, в результате чего отложения,

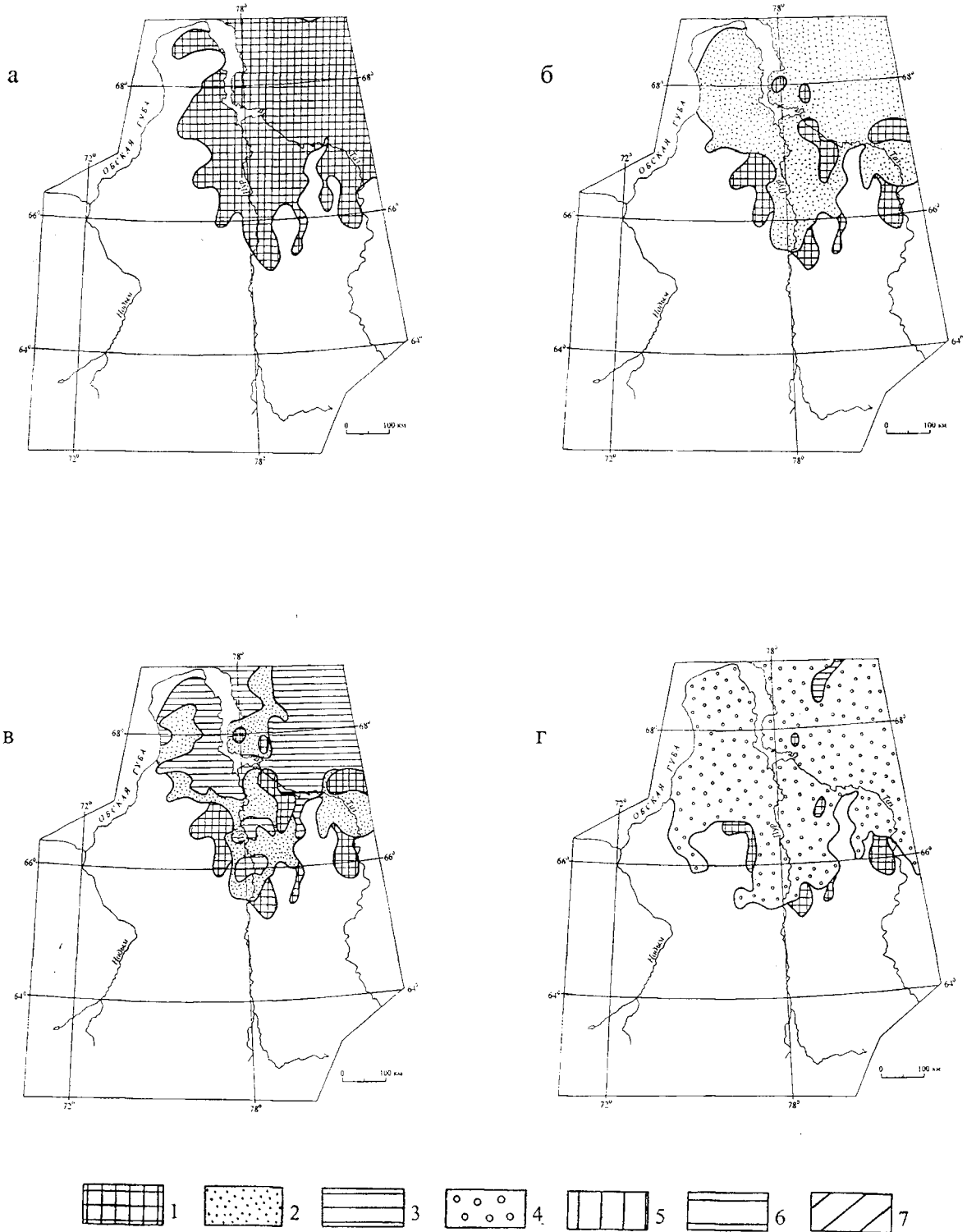


Рис. 42. Распространение сейсмопачек, характеризующих структуру верхнепалеозойско(?) - нижнетриасового структурного яруса чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье (составлен Е.В.Деевым, С.В.Зиновьевым с использованием материалов ПГО "Ямалгеофизика" (Соседков В.С. и др., 1986)).

1-7 - площади распространения сейсмопачек: 1 - А-ІІв, 2 - ІІв-ІІб, 3 - ІІб-ІІа, 4 - ІІа-Ів, 5 - Ів-Іб, 6 - Іб-Іа, 7 - Іа-Т<sub>4</sub>.

соответствующие сейсмopачке IIв-IIб здесь практически отсутствуют. Активизируются блоковые движения и в пределах Русско-Часельского района, особенно в его западной части, где в ряде мест, в пределах Хадырьяхинско-Тазовского мегавала, наблюдается выклинивание отражающего горизонта IIб.

Наибольшие изменения Пур-Гыданский осадочный бассейн претерпел во время формирования сейсмopачки IIб-IIа (рис. 42 в). Во-первых, резко сократилась площадь бассейна. Его южная граница мигрировала приблизительно до 67 параллели, т.е. практически стала контролироваться нижней региональной ступенью в рельефе поверхности фундамента. Во-вторых, в центральной части бассейна сформировалась осевая субмеридиональная зона поднятий (Хадырьяхинско-Тазовский и Танамский мегавалы), которая разделила его на практически изолированные западную и восточную депрессии. В пределах самой приподнятой зоны наблюдается полное выклинивание анализируемой сейсмopачки.

Можно предположить, что проявленная активизация во время накопления отложений, которым соответствуют сейсмopачки IIв-IIб и IIб-IIа относится к позднепермско-раннетриасовому времени. Но так как этот временной отрезок характеризуется широким проявлением в региональном плане магматических процессов, выразившихся в излиянии преимущественно базальтовых лав и формировании комагматичных им интрузивных тел в пределах Сибирской платформы и Таймыра, сходные по петроструктурным и петрохимическим характеристикам одновозрастные магматические комплексы получили свое распространение и в пределах нижнего структурного яруса чехла ЗСП (красноселькупская серия), но на весьма ограниченной площади (около 10%).

После окончания активизации в пределах Пур-Гыданского бассейна формируется "трансгрессивная" пачка (пурская свита(?) - T<sub>10</sub>-T<sub>2a</sub>, сейсмopачка IIа-IIв, рис. 42 г). В это время бассейн приобретает свои максимальные размеры. Так на западе его граница выходит за пределы рассматриваемой территории, на юге процессы осадконакопления распространяются практически на всю территорию Уренгойского и Русско-Часельского районов за исключением лишь наиболее приподнятых частей. Седиментация практически полностью охватывает и осевую зону поднятий. В то же время отмечается выклинивание отражающего горизонта Iв к вершине Среднемессояхского вала.



Формирование нижнего структурного яруса чехла завершилось резким сокращением границ бассейна седиментации в результате относительного воздымания фундамента в пределах Уренгойского и Русско-Часельского районов. Его границы (рис. 43 а) практически стали соответствовать таковым во время накопления отложений, формирующих сейсмopakку IIб-IIа. Конечно, нельзя исключить, что сокращение площади бассейна может быть связано и с морской регрессией. Так или иначе, далее в пределах Пур-Гыданской синеклизы начали отлагаться чехольные комплексы, составляющие нижнюю часть среднетриас-кайнозойского структурного яруса.

## **5.2. Среднетриас-позднеюрский этап**

В начале этапа, на протяжении среднего и позднего триаса, а также геттангского и синемюрского веков накапливалась конгломерат-гравелит-аргиллитовая формация, пространственное распространение которой ограничивалось пределами южной части Пур-Гыданской синеклизы (рис. 43 а, б). Формация характеризуется трансгрессивным строением и чередованием интервалов как преимущественно аргиллитового, так и конгломерат-гравелитопесчаного состава. Состав грубообломочного материала свидетельствует о наличии в триасе и начале ранней юры в пределах Уренгойского района или в непосредственной близости от него выступов, сложенных кислыми эффузивами, туфами, кремнисто-кварцевыми породами, местами переработанными процессами выветривания, которые и являлись основными источниками поступления грубообломочного материала (Казанский и др., 1992).

К концу триаса - синемюру (условно, сейсмогоризонт Ia, см. рис. 43 б) происходит нивелировка гипсометрического перепада между средней и верхней ступенями в рельефе фундамента. Это привело к существенному расширению бассейна седиментации в южном направлении далеко за пределы рассматриваемой территории. Однако, существовавшая в позднем палеозое - триасе прогнутая область (Пур-Гыданская синеклиза) продолжала оказывать свое влияние на характер заполнения осадочного бассейна и в ранне-среднеюрскую эпохи, определяя его субширотную зональность.

На большей части территории междуречья в раннеюрскую эпоху в прибрежно- и мелководноморских условиях накапливается ритмично-горизонтально-слоистая песчано-аргиллитовая угленосная формация. Судя по

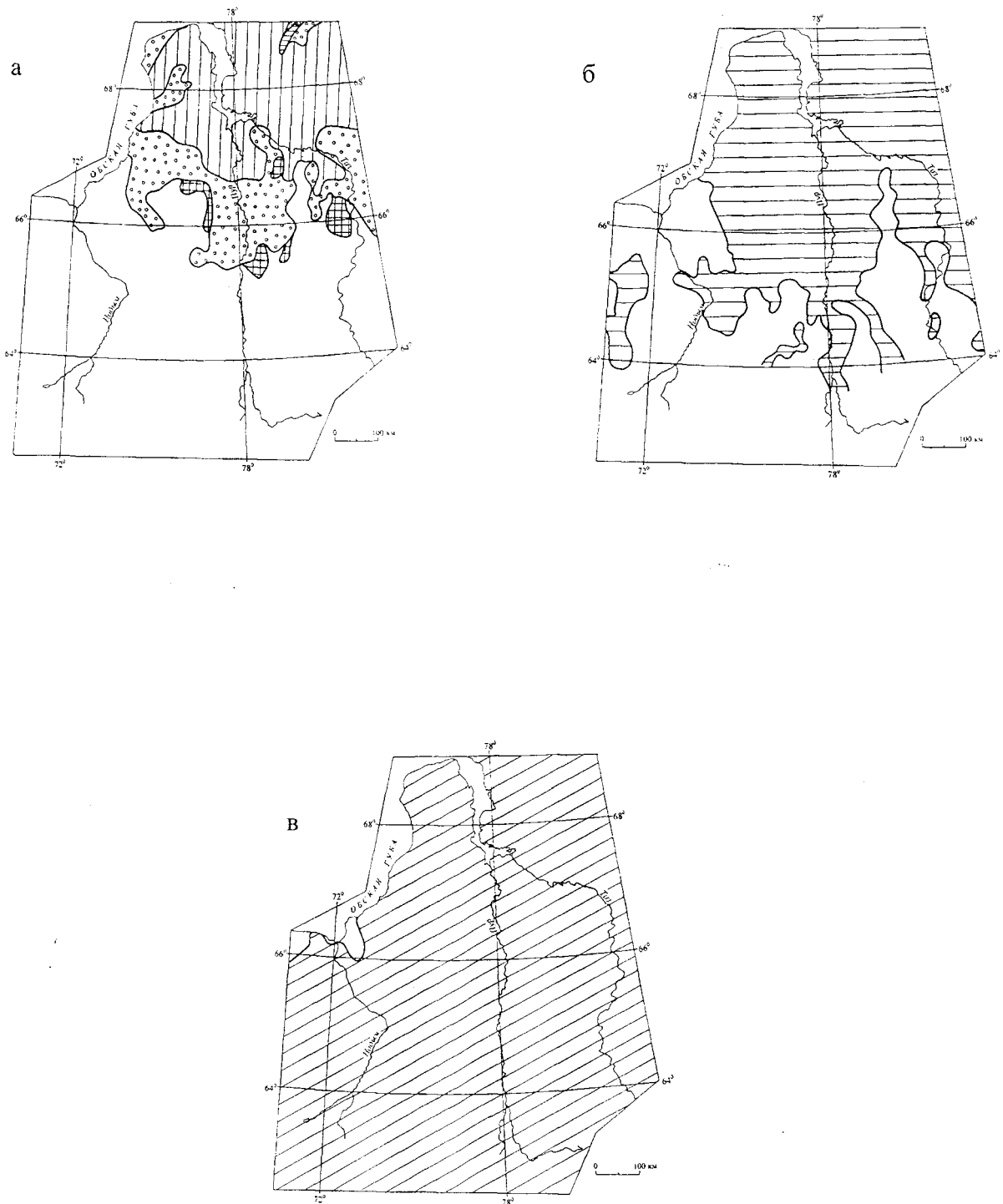


Рис. 43. Распространение сейсмopачек, характеризующих структуру средне-триас-верхнеюрского подъяруса среднетриас-кайнозойского структурного яруса чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье (составлен Е.В.Деевым, С.В.Зиновьевым с использованием материалов ПГО "Ямалгеофизика" (Соседков В.С. и др., 1986)). Условные обозначения на см. рис. 42.

палеогеографическим построениям, интервалы, представленные преимущественно песчаными литофациями, формировались в условиях прибрежной равнины с широким развитием аллювиальных и дельтовых комплексов (Коллекторы..., 1990; Сурков и др., 1998). Периоды повышенного стояния уровня моря, напротив, отмечены выдержанными глинистыми пачками. Из палеогеографических схем и характера распределения мощностей формации следует, что северная части междуречья (Большехетский район) являлась областью устойчивого прогибания, и здесь располагалась область существенно мелководно-морской и морской седиментации.

Развитие раннеюрского седиментационного бассейна завершилось крупной раннетатарской региональной трансгрессией, следы которой фиксируются по всему Северному полушарию (Захаров и др., 1998). В результате трансгрессии практически на всей территории междуречья сформировалась существенно глинистая толща, часть которой известна как тогурская пачка (рис. 43 в). Однако раннетатарской трансгрессии, вероятно, предшествовал кратковременный этап (конец плинсбахского века) сокращения площади седиментационного бассейна. В это время область осадконакопления территориально была ограничена Пур-Гыданской синеклизой. В ее внутренних частях отлагались преимущественно глинистые осадки (сеймопачка  $T_4'$ - $T_4$ ), в то время как в бортовых прогнозируется развитие грубозернистых разностей (нижнеждангодская подсвита), связанных с пологими клиноформами (Соседков, 1988). Помимо всего прочего, накопление глин, вероятно, начиналось в условиях недокомпенсации. На это указывает значительная динамическая выраженность отражения  $T_4'$ , который по этому параметру приближается к отражающему горизонту Б. Поэтому в нижней части пачки прогнозируется наличие битуминозных глинистых разностей (Кунин и др., 1995).

В среднеюрскую эпоху на севере Надым-Тазовского междуречья продолжает развиваться Ямало-Гыданская область мелководно-морского и морского седиментогенеза, которая в его центральных и южных районах сменяется Обь-Тазовской областью континентального и прибрежно-морского седиментогенеза (Сурков и др., 1998). В Ямало-Гыданской области в условиях шельфа при периодических колебаниях уровня моря продолжается формирование большехетской серии (верхняя часть джангодской, лайдинская, вымская, леонтьевская и малышевская свиты). При этом накопление

преимущественно глинистых отложений лайдинской ( $T_3$ ) и леонтьевской ( $T_2$ ) свит происходило во время трансгрессивных эпизодов в ааленском и байосском веках, соответственно. Среди них наиболее крупным было второе. В периоды трансгрессий мелководное море, очевидно, проникало и в Обь-Тазовскую область.

В самой Обь-Тазовской области в разнообразных континентальных и мелководнобассейновых палеогеографических обстановках (прибрежное мелководье, лагуны, дельтовые области, прибрежные аллювиально-озерно-болотные равнины и т.д.) формируется песчано-алевритовый комплекс; эпизоды замедления седиментационных процессов отмечены накоплением углистых прослоев (Высоцкий В.Н. и др., 1990).

В конце батского века на фоне начала общей бореальной трансгрессии (Захаров и др., 1998) область морской седиментации распространилась на всю территорию междуречья и уже в келловейском веке здесь отлагались преимущественно глинистые отложения нижней части абалакской свиты, нижневасюганской подсвиты и точинской свиты. Последующее прогибание Западно-Сибирского бассейна и морская трансгрессия в поздней юре были осложнены кратковременным регрессивным эпизодом в оксфордском веке, когда к востоку от 74-го меридиана формировались прибрежно-морские преимущественно алевролитопесчаные образования верхневасюганской и нижнесиговской подсвит, а к западу – глинистые отложения средней части абалакской свиты (Решение..., 1991). Но уже в кимериджском веке зона перехода от морских (верхняя часть абалакской и георгиевская свиты) к прибрежно-морским комплексам (верхнесиговская подсвита) сместилась к востоку на 270-300 км. Различия в составе отложений оксфорда-келловея привели к увеличению их мощностей в восточном направлении с 25-50 до 200-300 м.

Волжский век - время максимальной трансгрессии в Западно-Сибирском эпиконтинентальном бассейне, в течение которого на глубинах (по разным оценкам) от 400 до 800 м (Баженовский..., 1986; Бородкин и др., 1998; и др.), в обстановке выравненного рельефа и значительной недокомпенсации накапливались маломощные (20-50 м) кремнисто-глинистые, с повышенным содержанием РОВ, отложения баженовской свиты (формация битуминозных глин). В краевой же части бассейна, которая располагалась к востоку от 80-го

меридиана, уже в волжском веке формируется первая региональная клиноформа (яновстанская свита, группа отражений Бя, рис. 44 а).

На протяжении среднетриас-позднеюрского этапа развивались и основные морфотектонические черты подъяруса, но их рост не ограничился только конседиментационным развитием, на проявление которого указывают результаты литофациальных корреляций юрских отложений (например, Чиков и др., 1997) и характер распределения мощностей подъяруса. В создание его современного морфоструктурного облика позднее внесли вклад и постседиментационные деформации, отчетливо выраженные на сейсмических разрезах. Так А.Э.Конторович, В.С.Сурков, А.А.Трофимук и их соавторы считают, что наиболее активным этапом роста структурных форм чехла ЗСП был ранне-среднеюрский, следующие по активности - позднеюрско-неокомский, апт-сеноманский и турон-плейстоценовый (Нефтегазоносные..., 1994).

Окончание среднетриас-позднеюрского этапа совпадает с общей тектонической активизацией региона на рубеже поздней юры - раннего мела, когда отмечается активный рост структурных форм чехла ЗСП. В частности, этап стал ключевым для формирования в северной части Надым-Тазовского междуречья широтно ориентированного Мессояхского мегавала (Кунин и др., 1995; Брехунцов и др., 1999 б). Его сигмоидообразная форма, а также дискордантность по отношению к структурным формам верхнепалеозойско(?) - нижнетриасового яруса, возможно, свидетельствуют о его развитии в условиях внутривосточных горизонтальных напряжений. Явления тектонической активизации характерны и для чехольных структурных форм Енисей-Хатангского прогиба, где крупные положительные формы испытали поднятие, а в их пределах, как и на Мессояхском мегавалу, наблюдается размыв верхнеюрских, а иногда и более древних отложений (Тальвирский, 1976). Вероятно, общий подъем испытали и северо-западные районы Сибирской платформы и Туруханно-Норильское поднятие. Активизация смежных регионов отразилась и на перестройке седиментационной системы Западно-Сибирского бассейна, где, вслед за верхневолжской клиноформой яновстанской свиты, на протяжении общего регрессивного цикла берриасса-баррема (неокомский этап) формировался комплекс клиноформ, преимущественно западного наклона, которые, последовательно налегая друг на друга с востока на запад, сформировали неокомский структурный подъярус (см. рис. 44).

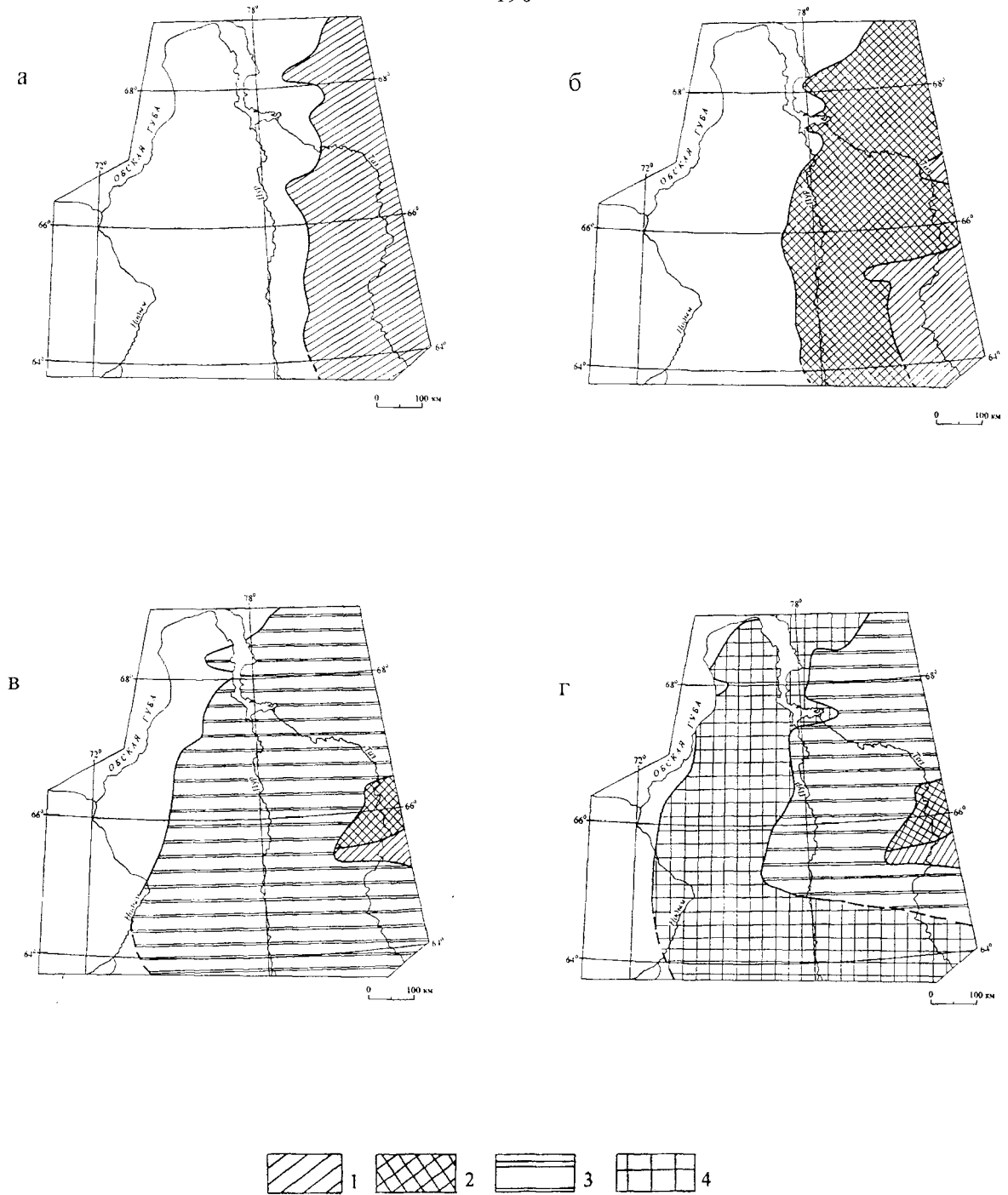


Рис. 44. Распространение сеймопачек, характеризующих структуру неокомского подъяруса среднетриас-кайнозойского структурного яруса чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье (составлен Е.В.Девым, С.В.Зиновьевым с использованием материалов ПГО "Ямалгеофизика" (Соседков В.С. и др., 1986)).

1-4 - площади распространения сеймопачек: 1 - Б-Б<sub>я</sub>, 2 - Б<sub>я</sub>-В<sub>4</sub>, 3 - В<sub>4</sub>-В<sub>3</sub>, 4 - В<sub>3</sub>-В<sub>2</sub>.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного тектонического анализа домеловых комплексов чехла ЗСП в Надым-Тазовском междуречье уточнена их структурная модель, в которой:

1. На основе комплексного анализа данных сейсмометрии и материалов бурения в объеме чехла выделены крупные “ тектонические слои” – структурные ярусы и подъярусы.

2. Для самих ярусов и подъярусов: а) проведено детальное изучение морфотектонических характеристик, начиная от крупной блоковой неоднородности (морфотектонических районов) и заканчивая разнопорядковыми структурными формами, вплоть до обособления в ряде случаев локальных поднятий и котловин; в северных районах междуречья обнаружены существенные изменения в морфотектонических планах и характере структурных форм от подошвы чехла к кровле юрских отложений; б) выявлены основные формационные черты их строения.

В представленной модели, по сравнению с ранее разработанными, более строго определены критерии выделения в объеме домеловых чехольных комплексов структурных ярусов и подъярусов, уточнены их границы и стратиграфические объемы.

По сравнению с традиционными тектоническими моделями чехла ЗСП, которые ориентированы, главным образом, на выделение разнопорядковых морфологических элементов (структурных форм) осложняющих залегание домеловых чехольных комплексов, в работе проанализированы не только их морфологические особенности, но и вещественная характеристика. В частности, детализирован формационный состав доверхнеюрской части среднетриас-верхнеюрского подъяруса.

Раздельное изучение морфотектонических особенностей для каждого “тектонического слоя” с составлением ряда самостоятельных карт, позволило показать среди домеловых комплексов чехла наличие интервалов разреза, со свойственными только им морфотектоническими характеристиками и выявить их “дискордантность” при переходах между структурными ярусами и подъярусами. Тем самым показана неправомочность доминировавших ранее представлений о полной унаследованности развития чехла ЗСП в ее северных районах и, как следствие, некорректность изображения его

морфотектонических черт при специализированных построениях в виде единой картографической модели, при котором, выявленные на каком-либо срезе внутри чехла его геометрические особенности, априори распространяются на весь объем, затушевывая элементы эволюции и наличие структурных перестроек.

Выявленная тектоническая расслоенность объекта исследований, с учетом формационных, морфотектонических характеристик структурных ярусов и подъярусов, границ распространения и взаимоотношений характеризующих их сейсмопачек позволила дополнить существовавшие ранее представления о развитии Западно-Сибирского осадочного бассейна на территории Надым-Тазовского междуречья на протяжении позднего палеозоя и большей части мезозоя. Особенно важным оказался вывод о влиянии морфотектонических неоднородностей кровли фундамента на зональность распределения мощностей и состава литологических формаций.

Представленная модель позволяет более обоснованно подходить к региональному прогнозу нефтегазоносности домеловой части чехла ЗСП. Кроме этого она дает дополнительные возможности в плане сравнительного анализа тектоники чехла ЗСП с тектоническими особенностями чехлов других молодых платформ.

В то же время, разработанный вариант региональной геологической структуры домеловых комплексов чехла ЗСП в пределах Надым-Тазовского междуречья имеет ряд позиций, по которым он может быть существенно уточнен. В наибольшей степени это касается формационных характеристик среднетриас-верхнеюрского структурного подъяруса. Появляющиеся в последнее время региональные корреляционные профили этих отложений, выполненные на качественно новом уровне с учетом материалов бурения, содержат огромный массив информации о вещественной неоднородности подъяруса. Их анализ позволит произвести детализацию формационного состава подъяруса, а также выполнить районирование территории по неоднородности вертикального и латерального рядов формационных тел. Результаты работ могут быть представлены в виде структурно-формационных профилей и формационных карт. Неоценимую помощь при детализации формационных черт подъяруса и построении структурно-формационных



профилей могут сыграть результаты районирования временных разрезов МОГТ с выделением разнотипных сейсмических картин.

Другое важное направление углубления исследований структуры домеловых чехольных комплексов, которое может развиваться на базе комплексирования геолого-геофизической информации – выявление особенностей региональной деформированности отложений, особенно в плане картирования объемных зон дробления породного субстрата, которые качественно меняют фильтрационно-емкостные характеристики осадочного чехла. Здесь особую важность имеет совершенствование методик обработки сейсмических материалов, направленных на анализ и выделение зон деструкции, включающих переобработку сейсмического материала и исследование различных способов преобразований с сохранением высокочастотных составляющих волнового поля.

Предложенный в работе методический базис позволяет также создавать детальные структурные модели для отдельных перспективных участков или месторождений углеводородов в чехле ЗСП, тем самым, придавая тектоническим построениям реальное прикладное значение.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П., Батурина Т.Н. Триасовый вулканогенный комплекс Западной Сибири // ДАН, 1998. – т. 362. - № 3. – С. 372-377.
2. Антипов М. П. Использование методов сейсмостратиграфического анализа при прогнозировании нефтеперспективных объектов // Разведочная геофизика. – М.: Геоинформмарк, 1991. – 66 с.
3. Аглонов С.В. Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты // Сов. геология, 1989. - № 7. – С. 27-36.
4. Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР // Бюлл. МОИП, 1933. – отд. геол. – Т. XI. – Вып. 4. – С. 323-348.
5. Атлас структурных, палеотектонических карт и геологических карт среза для территории Западно-Сибирской низменности (масштаб 1:5 000 000) / Ред. М.Я.Рудкевич. – Тюмень, 1970. – 17 листов.
6. Атлас тектонических карт и опорных профилей Сибири / Гл. ред. Яншин А.Л. - Новосибирск, 1988.- 13 листов.
7. Баженовский горизонт Западной Сибири: стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтегазоносность / Ю.В.Брадучан, А.В.Гольберт, Ф.Г.Гурари и др. – Новосибирск: Наука, 1986. - 216 с.
8. Бебенина Т.С. Петрохимический состав пермо-триасовых базальтов в разрезе скважины СГ-6 // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0-7502 м). Результаты бурения и исследования. – Пермь: КамНИИКИГС, 1996. – С. 155-158.
9. Белоконь Т.В., Башков А.Н. Перспективы нефтегазоносности глубоких горизонтов Тюменской СГС // Разведка и охрана недр, 2000. - № 7-8. – С. 40-43.
10. Белоусов А.П., Куликов П.К., Латыпов А.А. Распространение и вещественный состав триасовых пород в Западной Сибири по геолого-геофизическим данным // Новые данные по тектонике Западно-Сибирской низменности. – Тюмень, 1972. – С. 5-25. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 50).
11. Беляев С.Ю., Букреева Г.Ф., Деев Е.В. и др. Новые структурные и морфоструктурные карты осадочного чехла северной части Западно-Сибирской плиты // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. – М.: МГУ, 1998. – С.24-26.

12. Беляев С.Ю., Деев Е.В., Ершов С.С., Зиновьев С.В. Структура юрского комплекса севера Широтного Приобья (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 1999. – т. 40. – № 9. – С.1354-1361.

13. Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О. и др. Тектоника юрского комплекса мезозойско-кайнозойского осадочного чехла севера Западно-Сибирской плиты // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. - Т. II. – М.: ГЕОС, 2000. – С. 46-48.

14. Богданов А.А. О термине “структурный этаж” (в связи с составлением международной тектонической карты Европы масштаба 1:2 500 000) // Бюлл. МОИП, 1963. – отд. геол. – т. XXXVIII. – вып. 1. – С. 3-16.

15. Богданов А.А., Зоненшайн Л.П., Муратов М.В. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков // Геотектоника, 1972. - № 5. – С. 3-21.

16. Боголепов К.В. О тектонической природе фундамента северной части Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика, 1962. - № 12. – С. 22-39.

17. Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. - М.: Наука, 1967.- 328с.

18. Боголепов К.В. Типы структурных элементов и эволюция земной коры. – Новосибирск: Наука, 1985. – 296 с.

19. Бородкин В.Н., Бочкарев В.С., Мишульский М.И. Модернизированный метод общего тектонического анализа мощностей отложений в палеотектонике Западной Сибири // Тектоника и геодинамика: общие и региональные проблемы. – М.: Геос, 1998. - т. I. - С. 62-64.

20. Борукаев Ч.Б., Парфенов Л.М. Заметки о тектоническом районировании // Тектоника Сибири. – Т. V. – М.: Наука, 1972. – С. 38-43.

21. Бочкарев В.С. Палеотектоническое развитие Западно-Сибирской равнины в древние эпохи в связи с вопросами нефтегазоносности ее нижних структурных ярусов. - Тюмень, 1978. - С. 5-60. (Тр. ЗапСибНИГНИ; вып. 133).

22. Бочкарев В.С. Тампейская и туринская серии Западно-Сибирской равнины // Выделение и корреляция основных стратонамов мезозоя Западной Сибири. – Тюмень, 1984. – С. 10-25. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 188).

23. Бочкарев В.С. Геологическое строение палеозойского и триасового комплексов в Пуровском регионе и перспективы их нефтегазоносности //

Геология и нефтегазоносность Надым-Пур-Тазовского междуречья. – Тюмень – Тарко-Сале, 1995. – С. 179-206.

24. Бочкарев В.С. Геодинамика Западной Сибири // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0-7502 м). Результаты бурения и исследования. – Пермь: КамНИИКИГС, 1996. – С. 297-308.

25. Бочкарев В.С. Тектоника и магматизм синорогенных, эпиорогенных и дейтероорогенных рифтовых систем // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 1999. – Т. I., С. 97-102.

26. Бочкарев В.С., Брадучан Ю.В., Глушко Н.К. и др. Триас северных районов Западной Сибири // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. - С. 4-13.

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

28. Бочкарев В.С., Кривичкин В.Г. Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири // Тектоника платформенных областей. - Новосибирск: Наука, 1988. - С. 80-104.

29. Боярских Г.К., Карагодин Ю.Н., Ростовцев Н.Н. и др. Тектоническая схема платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.- М.: Недра, 1965. – С. 71-91. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 1).

30. Брадучан Ю.В., Булынникова А.А., Куликов П.К. и др. К вопросу истории развития Западно-Сибирской плиты в мезозое и кайнозое // Материалы по тектонике глубоких горизонтов Западно-Сибирской плиты. – Тюмень, 1972. – С. 29-36. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 60).

31. Брехунцов А.М., Бородкин В.Н., Бочкарев В.С. Анализ ресурсной базы ЯНАО, доля в ней ачимовского комплекса и региональные особенности его строения // Материалы геолого-технического совещания “Строительство разведочных скважин на ачимовские отложения Восточно-Уренгойской зоны”. – Екатеринбург: Путеведь, 1999 а. – С. 7-34.

32. Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Дещеня Н.П. и др. Региональные поперечные и инверсионные структуры Западно-Сибирского бассейна // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. - Т. I. – М.: ГЕОС, 1999 б. – С. 103-106.

33. Будников И.В., Гурари Ф.Г., Девятов В.П. и др. Нижне-среднеюрские осадочные бассейны Западно-Сибирской провинции и их нефтегазоносность // Осадочные бассейны и нефтегазоносность. – М.: Наука, 1989. – С. 12-20.
34. Вайполин Ю.В. Исследование поверхности доюрского фундамента вдоль рек Айваседа-Пур и Пур методикой точечных зондирований преломленными волнами // Нефтегазовая геология и геофизика, 1966. - № 8. – С.36-39.
35. Вайполин Ю.В. Структурный план и тектоническое районирование подошвы платформенного чехла севера Западной Сибири по данным ОГТ // Тектоника платформенных областей. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 110-121.
36. Волкова Л.Н., Гиршгорн 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.
37. Вотях О.А. Структурные элементы Земли. – Новосибирск: Наука, 1979. – 216 с.
38. Вотях О.А. Структура вещества Земли. – Новосибирск: Наука, 1991. - 224 с.
39. Вотях О.А., Беляев С.Ю., Деев Е.В. и др. Структура и геодинамика тектонических единиц земной коры Западной Сибири // Тектоника и геодинамика: общие и региональные проблемы. – М.: Геос, 1998. - т.1. - С.120-122.
40. Вотях О.А., Беляев С.Ю., Деев Е.В. и др. Основные геодинамические механизмы формирования тектонических единиц земной коры // Тезисы докл. IV международной конференции “Новые идеи в науках о Земле”. – Москва, 1999а. – С. 42-43.
41. Вотях О.А., Деев Е.В., Левчук М.А. Геодинамика фациального и формационного состава тектонических единиц земной коры // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. - Т. I. – М.: ГЕОС, 1999 б. – С. 152-155.
42. Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. – М.: Наука, 1972. – 300 с. (Труды ГИН, вып. 226).
43. Гарецкий Р.Г. Основные проблемы изучения тектоники платформ // Геотектоника, 1991. - № 5. – С. 3-14.

44. Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Кравченко Н.. О тектоническом районировании платформенных областей (на примере Туранской плиты). // Труды Среднеазиатского НИИ геологии и минерального сырья. – Ташкент, 1977. - № 28. – с. 149-153.

45. Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Типы структур молодых платформ Евразии // Геотектоника, 1965. - № 1. – С. 38-50.

46. Геологические тела (терминологический справочник) / Ред. Ю.А.Косыгин, В.А.Кулындышев, В.А.Соловьев. – М.: Недра, 1986. – 334 с.

47. Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ / Ред. М.Ф.Мирчинк. – М.: Наука, 1970. – 118 с.

48. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты (по геологическим и геофизическим данным) / Ред-ры Э.Э.Фотиади, В.С.Сурков. - Л.: Недра, 1971. - 208 с.

49. Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности / Ред. Д.В.Дробышев и В.П.Казаринов. – Л.: Гостоптехиздат, 1958. – 274 с. (Труды ВНИГРИ, вып. 114).

50. Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э.Конторович, И.И.Нестеров, Ф.К.Салманов и др. – М.: Недра, 1975. – 680 с.

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

52. Гиршгорн Л.Ш. Применение точечных зондирований методом преломленных волн в районе р.Пура // Методы разведочной и промысловой геофизики при изучении строения Западно-Сибирской низменности. – Ленинград: ВИРГ, 1966. – С. 50-55.

53. Гиршгорн Л.Ш. Рифтогенные структуры севера Западной Сибири // Бюлл. МОИП, 1988. – отд. геол. – Т. 63. – Вып. 5. – С. 20-33.

54. Гиршгорн Л.Ш., Кабалык В.Г. Основные особенности строения доверхнеюрского осадочного комплекса севера Западно-Сибирской плиты по данным сейсморазведки // проблемы нефти и газа Тюмени. – Тюмень, 1979. - Вып. 14. - С. 3-8.

55. Гиршгорн Л.Ш., Кабалык В.Г., Ежов П.В. и др. Основные результаты комплексных региональных работ КМПВ-МОВ способом ОГТ на севере Тюменской области // Геофизические методы в изучении геологического

строения и разведке месторождений нефти и газа в Тюменской области. – Тюмень, 1975. – С.3-57 (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 105).

56. Гиршгорн 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. – Тюмень, 1972. – С. 78-98. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 60).

57. Гиршгорн Л.Ш., Кабалык В.Г., Соседков В.С. Триасовые осадочные бассейны севера Западной Сибири // Бюлл. МОИП, 1986. – Т. 61. – вып.6. – С. 22-34.

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

59. Гиршгорн Л.Ш., Кабалык В.Г., Соседков В.С. Нижне-среднепалеозойский осадочный бассейн севера Западной Сибири // Сов. Геология, 1987 б. - № 11. – С. 65-75.

60. Гиршгорн Л.Ш., Рябова Н.И., Волкова Л.Н. Результаты региональных работ КМПВ по профилям Антипаюта – Тарко-Сале и Уренгой – Сидоровск // Новые методы обработки сейсмических и других геофизических материалов на севере Тюменской области. – Тюмень, 1977. – С. 107-123. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 114).

61. Главные тектонические комплексы Сибири (к “Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири”) // Ред. К.В.Боголепов, Б.М.Чиков. – Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1979. – 151 с.

62. Гогоненков Г.Н., Михайлов Ю.А. Сейсмостратиграфический анализ в нефтегазопроисследовательских исследованиях // Нефтегазовая геология и геофизика. – М.: ВНИИОЭНГ, 1984. - вып. 33. – 56 с.

63. Голионко Г.Б., Бояр В.И. Изучение структуры фундамента и промежуточного комплекса центрального нефтегазоносного района Западно-Сибирской плиты // Региональные геофизические исследования глубинного строения земной коры. – М.: Недра, 1978. – С. 69-72.

64. Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. – М.: Недра, 1987. – 222 с.

65. Горбачев В.И., Карасева Т.В., Карасев Д.В. и др. Тюменская сверхглубокая скважина, основные результаты исследований // Разведка и охрана недр, 1996. - № 7. – С.9-11.

66. Гулари Ф.Г., Будников И.В., Девятов В.П. и др. Стратиграфия и палеогеография ранней и средней юры Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. – Новосибирск: СНИИГГИМС, 1988. - С. 60-75.

67. Гулари Ф.Г., Гребенюк В.В., Микуленко К.И., и др. К методике составления тектонических карт платформенного чехла Западно-Сибирской плиты // Геология и нефтегазоносность юго-востока Западно-Сибирской плиты, 1967. – С. 138-145. – (Труды СНИИГГИМС, вып. 65).

68. Гулари Ф.Г., Девятов В.П., Еханин А.Е. и др. Нефтегазоносные комплексы нижней-средней юры Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск: СНИИГГИМС, 1990. - С. 3-8.

69. Гулари Ф.Г., Еханин А.Е. Закономерности размещения углеводородных залежей в ниже- среднеюрских отложениях Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 1987. - №10. - С. 19-26.

70. Гулари Ф.Г., Микуленко К.И., Старосельцев В.С. и др. Тектоника мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск: СНИИГГИМС, 1971. – 149 с.

71. Гулари Ф.Г., Микуленко К.И., Старосельцев В.С. К методике составления тектонических карт платформенных нефтегазоносных областей // Тектоника Сибири. – Т. V. – М.: Наука, 1972. – С. 34-38.

72. Девятов В.П., Казаков А.М. Морская нижняя и средняя юра Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. - Новосибирск, 1991. - С.40-55.

73. Дедеев В.А., Наливкин В.Д., Симоненко Т.Н. и др. Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных // Сов. геология, 1962. - № 7. – С. 26-40.

74. Деев Е.В., Вотях О.А., Беляев С.Ю. и др. Схема тектоники фундамента плитного комплекса Широкого Приобья (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2001 (в печати).



75. Деев Е.В., Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Мистрюков А.А. Структурно-геоморфологический анализ района Телецкого озера // Геол. и геофизика, 1995. - т. 36. - №10. – С.133-142.

76. 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.

77. Деев Е.В., Зиновьев С.В. Структурные ярусы домеловых комплексов чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье // Тектоника неогена: общие и региональный аспекты. Материалы XXXIV-го Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2001 а. – Т.1. – С.190-193.

78. Деев Е.В., Зиновьев С.В. Основные этапы формирования домеловых чехольных комплексов севера Западно-Сибирской плиты (Надым-Тазовское междуречье) // Материалы первой молодежной конференции “Современные вопросы геотектоники”. – М.: Научный мир, 2001. – С. 52-55.

79. Деев Е.В., Зиновьев С.В., Новикова С.Н. Структура основания осадочного чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье (морфотектонический анализ) // Проблемы геологии и освоения недр: Труды Четвертого Международного симпозиума имени академика М.А.Усова студентов, аспирантов и молодых ученых. – Томск: Изд-во НТЛ, 2000. – С. – 35-36.

80. 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.

81. Дизъюнктивная тектоника Западно-Сибирской плиты / Гурари Ф.Г., Микуленко К.И., Старосельцев В.С. и др. – Новосибирск, 1970. – 92 с. (Труды СНИИГГИМС, вып. 97).

82. Дикенштейн Г.Х., Швембергер Ю.Н., Алиев И.М. Принципы и методика построения тектонических карт нефтегазоносных территорий СССР // Тектоника Сибири. – Т. IX. – М.: Наука, 1980. – С. 6-12.

83. Дружинин В.С. Тюменская сверхглубокая скважина (СГ-6) и перспективы развития региональных геолого-геофизических исследований Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Тюменская сверхглубокая

скважина (интервал 0-7502 м). Результаты бурения и исследования. – Пермь: КамНИИКИГС, 1996. – С. 316-328.

84. Дружинин В.С., Карманов А.Б., Кашубин С.Н. Площадные системы наблюдений методом преломленных волн для определения объемной скоростной модели // Геология и геофизика, 1990. - № 4. – С. 106-112.

85. 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.

86. Ершов С.С., Беляев С.Ю., Деев Е.В., Зиновьев С.В. Структурная позиция крупных и гигантских месторождений нефти и газа севера Западно-Сибирской плиты // Полезные ископаемые: формирование, прогноз, ресурсы. - С-Пб, 1999. - С. 35.

87. Ехлаков Ю.А., Диковский А.А., Фрик М.Г. и др. Особенности глубокозалегающих отложений севера Западно-Сибирской плиты // Советская геология, 1991. – № 8. – С. 80-85.

88. Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н. Триасовые и юрские отложения в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0-7502 м). Результаты бурения и исследования. – Пермь: КамНИИКИГС, 1996. – С. 146-155.

89. Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Проворова А.М., Санфирова С.С. Нижняя юра в районе бурения Тюменской сверхглубокой скважины // Разведка и охрана недр, 2000. - № 7-8. – С. 56-60.

90. Журавлев Е.Г. Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты // Геотектоника, 1986. - № 5. - С. 107-115.

91. Забродин В.Ю. Системный анализ дизъюнктивов. – М.: Наука, 1981. – 200 с.

92. Запивалов Н.П., Павлов Ю.Н. Геологическое строение и нефтегазоносность доюрских комплексов пород центральных районов Западно-Сибирской плиты по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных // Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе “Поиск” за 1992-1993 годы. - Новосибирск. – 1995. - ч. II. - С. 3-8.

93. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Левчук М.А. и др. Эвстатические сигналы в юрских и нижнемеловых (неокомских) отложениях Западно-Сибирского

осадочного бассейна // Геология и геофизика, 1998. – Т. 39. - № 11. – С. 1492-1504.

94. Зоненшайн Л.П. Реконструкции палеозойских океанов // Дрейф континентов. – М.: Наука, 1976. – С. 28-71.

95. Игошкин В.П., Шлезингер А.Е. Генетические типы неокомских клиноформ Западной Сибири // Геология и геофизика, 1990. - № 8. – С.16-20.

96. Кабалык В.Г. Структурно-тектонические комплексы доюрских отложений севера Западно-Сибирской плиты // Сейсморазведка для литологии и стратиграфии. – Тюмень: изд-во ЗапСибНИГНИ, 1985. – С. 24-30.

97. Казаков А.М., Девятов В.П. Стратиграфия нижней и средней юры севера Западной Сибири// Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. - С. 110-118.

98. Казаков А.М., Могучева Н.К., Девятов 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.

99. 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.

100. Казанский Ю.П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья (Западно-Сибирская низменность). – Новосибирск: изд-во СО АН СССР, 1963. – 254 с.

101. 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 (интервал 0-7502 м). Результаты бурения и исследования. – Пермь: КамНИИКИГС, 1996. – С. 135-145.

102. Казанский Ю.П., Солотчина Э.П., Мозгунова Е.В. Седиментологическое значение грубообломочного материала в нижне- и среднеюрских отложениях Уренгойского района (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 1992. - № 8. – С. 15-21.

103. Карогодин Ю.Н., Прокопенко А.И. Методы исследования структуры нефтегазоносных бассейнов. – М.: Недра, 1984. – 200 с.

104. Карасева Т.В., Горбачев В.И., Келлер М.Б., Пономарев В.А. Основные научные результаты исследования Тюменской сверхглубокой скважины Тюменская сверхглубокая скважина. – Пермь, 1996. – С. 49-62.

105. Карта тектоники докембрия континентов в масштабе 1:15 000 000 (объяснительная записка) / Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. – М.: Наука, 1974. – 74 с. (Труды ИГиГ СО РАН, вып. 152).

106. Карта тектоники мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1:2 000 000 / Гл. ред. Ф.Г.Гурари. – Мин-во геологии СССР, СНИИГГиМС, Новосибирск, 1970. – 6 л.

107. Каштанов В.А., Левинзон И.Л., Никулин Б.В. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности домезозойских образований Пур-Тазовского междуречья (Тюменская область) // Геология и геофизика, 1993. - № 8. - С.38-45.

108. Кирда Н.П., Вараксин С.Ю., Некрасов С.Ю. Геологическое строение и нефтегазоносность доюрских комплексов пород центральных районов западно-Сибирской плиты по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных // Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе “Поиск” за 1992-1993 годы. - Новосибирск, 1995. - ч. II. - С. 14-19

109. Кирда Н.П., Фрадкина А.Ф. Новые данные по стратиграфии триаса Западной Сибири // Геология и геофизика, 1997. – т 38. - № 6. – С. 1062-1069.

110. 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.

111. Коллекторы юрского нефтегазоносного комплекса севера Западной Сибири / М.С.Зонн, А.Д.Дзюбло. – М.:Наука, 1990. – 88 с.

112. Копелев Ю.С. Магнитно-теллурические зондирования на севере Западной Сибири // Нефть и газ Тюмени. – Тюмень, 1970. – вып. 8. – С. 9-13.

113. Косыгин Ю.А. К сравнительной характеристике Западно-Сибирской плиты и Русской платформы // Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. – Ленинград: Гостоптехиздат, 1961. – С. 12-15. (Труды СНИИГГиМС, вып. 7).

114. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. – М.: Недра, 1974. – 216 с.

115. Косыгин Ю.А. Тектоника. – М.: Недра, 1983. – 536 с.
116. Косыгин Ю.А., Кулындышев В.А. Введение в тектоническую картографию. – М.: Недра, 1981. – 271 с.
117. Красавчиков В.О., Беляев С.Ю., Букреева Г.Ф. и др. Региональные структурные карты повышенной детальности по опорным отражающим горизонтам чехла северных и центральных районов Западно-Сибирской плиты // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. - Томск: Изд-во ТГУ, 1998. - Т. 2. - С.80-82.
118. Кременецкий А.А., Гладких В.С. Низкокалийевые толеитовые базальты – индикатор эволюции палеогеодинамических обстановок и прогноза глубинного углеводородного сырья (по данным Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геохимия, 1997. - № 6. – С. 609-617.
119. Крылов Н.А. Формационные ряды чехла молодых платформ // Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ. – М.: Наука, 1970. – С. 85-95.
120. Крылов Н.А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. – М.: Наука, 1971. – 156 с.
121. Куликов П.К. Глубинное строение главной нефтегазоносной зоны Западно-Сибирской плиты // Материалы по тектонике глубоких горизонтов Западно-Сибирской плиты. – Тюмень, 1972. – С. 45-77. (Труды ЗапСибНИГНИ. вып. 60).
122. Куликов П.К. Тафрогенный этап развития Западно-Сибирской плиты // Тектоника молодых платформ. – М.: Наука, 1984. – С. 29-36.
123. Куликов П.К., Белоусов А.П., Латыпов А.А. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система // Геотектоника, 1972. - № 6. – С. 79-87.
124. Куликова Л.С., Фоменко В.В. Изучение разрывных нарушений по разрезам эффективных коэффициентов отражения и динамическим характеристикам сейсмических записей, обработанных системой РЕАПАК // Автоматизированная методика прогнозирования геологического разреза при поисках нефти и газа в Западной Сибири. – Новосибирск: СНИИГГимС, 1990. – С. 47-52.
125. Кунин Н.Я. Новые возможности сейсмостратиграфических исследований при региональных работах на нефть и газ // Сов. геология, 1983. - № 11. – С. 109-120.

126. Кунин Н.Я., Иогансон Л.И. Геофизическая характеристика и строение земной коры Западной Сибири. – М.: ИФЗ АН СССР, 1984. – 218 с.
127. Кунин Н.Я., Иогансон Л.И., Дмитриева Г.А. Строение триасовых отложений Западной Сибири по геофизическим данным // Бюлл. МОИП, 1986. – Т. 61. – вып.6. – С. 10-21.
128. Кунин Н.Я., Кучерук Е.В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поисков и разведки месторождений нефти и газа. – М.: ВИНТИ, 1984. – т. 13. – 185 с.
129. Кунин Н.Я., Самойлюк Л.А. Строение земной коры севера Западно-Сибирской плиты // Сов. геология, 1982. - № 8. – С. 97-105.
130. 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. 1. – 132 с.
131. Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – 132 с. (Труды СНИИГГиМС, вып.7).
132. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Ред. В.С.Сурков. – М.: Недра, 1986. – 149 с.
133. Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1: 2 500 000 / Гл. ред. Н.С.Шатский. – М.: ГУГК, 1964.
134. Митчем Р.М., Вейл П.Р., Сангри Дж.Б. Стратиграфическая интерпретация сейсморазрезов МОВ по конфигурации отражений // Сейсмическая стратиграфия. – М.: Мир, 1982. – Ч. 1. – С.215-242.
135. Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности / Ред-ры Р.Г.Гарецкий, А.Л.Яншин. – М.: Наука, 1965. – 226 с.
136. Молодые платформы и их нефтегазоносность. – М.: Наука, 1975. – 195 с.
137. Муратов М.В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах // Изв. ВУЗов, 1967. – геол. и разведка. - № 10. – С. 17-63.
138. Мушенко А.И. Метод изображения тектонических форм изолиниями // Методы изучения тектонических структур. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – вып.1. – С. 7-55.

139. Наливкин В.Д. О морфологической классификации платформенных структур // Геология нефти и газа, 1962. - № 8. – С. 24-28.
140. Наливкин Д.В. Геологические районы СССР // Проблемы сов. геологии, 1933. – т. 1. - № 1. С. 3-56.
141. Наумов А.Л., Онищук Т.М., Дядюк Н.П. и др. О литологических залежах углеводородов на севере Западной Сибири // Геология нефти и газа, 1979. - № 8. – С. 15-20.
142. Нежданов А.А. Сейсмогеологический прогноз и картирование неантиклинальных ловушек нефти и газа в Западной Сибири // Разведочная геофизика. – М.: Геоинформмарк, 1992. – ч. 1. – 99 с.
143. Нестеров И.И., Бочкарев В.С. Триас-юрский период развития Западной Сибири // Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 110-116.
144. Нестеров И.И., Бочкарев В.С., Пуртова С.И. Уникальный разрез триаса Западной Сибири // ДАН, 1995. – т. 340. - № 5. – С. 659-663.
145. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири, Вып. 2. Западно-Сибирский бассейн / Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др. – Новосибирск, 1994. – 201 с.
146. Нефтегазоносные комплексы Западно-Сибирского бассейна / М.Я.Рудкевич, Л.С.Озеранская, Н.Ф.Чистякова и др. – М.: Недра, 1988. – 303 с.
147. Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты (объяснительная записка к атласу структурных, палеотектонических карт и геологических карт среза для территории Западно-Сибирской низменности масштаба 1:5 000 000) / М.Я.Рудкевич, В.С.Бочкарев, Е.М.Максимов, А.А.Тимофеев. – Тюмень, 1970. – 175 с. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 28).
148. Палеогеография севера СССР в юрском периоде. – Новосибирск: Наука, 1983. - 188 с.
149. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах / А.В.Гольберт, К.Н.Григорьева, Л.Л.Ильенок и др. – М.: Недра, 1977. – 107 с.
150. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене / А.В.Гольберт, Л.Г.Маркова, И.Д.Полякова и др. – М.: Наука, 1968. – 152 с.
151. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, 1969, № 4. – С. 5-23.

152. Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты) // Геотектоника, 1976. - № 5. – С. 6-23.
153. Петрушевский Б.А. Мезозойско-кайнозойская структура Западносибирской низменности // Бюлл. МОИП, 1951. – отд. геол. – т. XXVI. – вып. 4. – С. 3-40.
154. Подсосова Л.Л. Строение и история формирования домезозойских структурных этажей Западно-Сибирской равнины: Автореф. дис....докт. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1986. - 35 с.
155. Потапенко С.А., Деев Е.В. Морфоструктуры чехла Западно-Сибирской плиты в Мессояхском районе // Труды Четвертого Международного симпозиума имени академика М.А.Усова студентов, аспирантов и молодых ученых. – Томск, 2000. (в печати).
156. Приобская нефтегазоносная зона Западной Сибири: Системно-литмологический аспект / Ю.Н.Карагодин, С.В.Ершов, В.С.Сафонов и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. – 252 с.
157. Проводников Л.Я. Схема структурных элементов, вещественного состава и рельефа фундамента Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным // Изв. Вост. фил. АН СССР, 1957. - № 6. – С. 19-34.
158. Проводников Л.Я. Фундамент платформенных областей Сибири. – Новосибирск: Наука, 1975. – 272 с.
159. Пуртова С.И. Детальное обоснование возраста раннего мезозоя и перми в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины // Тюменская сверхглубокая скважина. – Пермь: КамНИИКИГС, 1996. – С. 94-100.
160. Пуртова С.И., Игнатова М.М. Палинологическая характеристика раннемезозойских отложений Надым-Тазовской синеклизы Западной Сибири // Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. - С. 65-68.
161. Резяпов Г.И., Колесников А.Л. Выделение региональных сейсмостратиграфических комплексов в северной части Западной Сибири по данным сейсморазведки МОГТ // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири (Материалы научной конференции). - Томск: Изд-во ТГУ, 1998. - Т. 2. - С. 122-123.



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

163. Решение совещания по классификации платформенных структур. – Л., 1963. – 16 с.

164. Розанов Л.Н. Принципы составления тектонической карты нефтегазоносных областей СССР // Тектоника Сибири. – Т. IX. – М.: Наука, 1980. – С. 38-43.

165. Ростовцев Н.Н. Принципы построения структурных карт и тектонических схем платформенного чехла Западно-Сибирской низменности // Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. – Ленинград: Гостоптехиздат, 1961 а. – С. 5-11. (Труды СНИИГГиМС, вып.7).

166. Ростовцев Н.Н. Тектоническая схема Западно-Сибирской низменности по подошве платформенных мезозойско-кайнозойских отложений с элементами палеотектоники (дежурный вариант 1959 г.) // Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. – Ленинград: Гостоптехиздат, 1961 б.– С.30-39. (Труды СНИИГГиМС, вып.7).

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

168. Рудкевич М.Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. – М.: Недра, 1969. – 278 с. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 14).

169. Рудкевич М.Я. Палеотектонические критерии нефтегазоносности. – М.: Недра, 1974. – 184 с.

170. Рудкевич М.Я., Глухоедов Ю.М., Максимов Е.М. Тектоническое развитие и нефтегеологическое районирование Западно-Сибирской провинции. – Свердловск, 1976. – 172 с. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 92).

171. Рудкевич М.Я., Зорькин Л.М. Перспективы нефтегазоносности приуральской части Западно-Сибирской низменности // Сов. Геология, 1961. - № 2. – С.6-22.

172. Рудкевич М.Я., Латыпова З.А. Доюрские формации и структурные этажи Западно-Сибирской плиты // Главные тектонические комплексы Сибири. – Новосибирск: изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1979. – С. 67-80.

173. Сейсмическая стратиграфия – использование при поисках и разведке нефти и газа / Ред. Ч.Пейтон. – М.: Мир, 1982. – Т. 1. – 375 с.
174. Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири / Ред. Н.А.Крылов. - М.: Наука, 1987. - 128 с.
175. Сейсмогеологическое изучение клиноформных отложений Среднего Приобья / О.М.Мкртчян, И.Л.Гребнева, В.П.Игошкин и др. – М.: Наука, 1990. – 108 с.
176. Сейсмостратиграфическая модель неокома Западной Сибири / Г.Н.Гогоненков, Ю.А.Михайлов, С.С.Эльманович и др. – М., 1989. – 46 с. - (разв. Геоф.: Обзор /ВИЭМС).
177. Семов В.Н., Барыкин С.К., Ермаков Б.В. Принципы тектонического районирования осадочного чехла платформ // Тектоника молодых платформ. – М.: Наука, 1984. – С. 36-45.
178. Соболевская В.Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. – М.: Наука, 1973. – 258 с.
179. Соловьев В.А. Тектоника континентов (систематизация понятий и упорядочение терминологии). – Хабаровск: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1975. – 366 с.
180. Соловьев В.А. Принципы тектонической картографии. – Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО РАН, 1988. – 50 с.
181. Соседков В.С. Сейсмогеологическая характеристика нижне-среднеюрских отложений севера Западной Сибири // Сейсмостратиграфические исследования при поисках месторождений нефти и газа. – Алма-Ата: Изд-во “Наука” Казахской ССР, 1988. – С. 168-175.
182. Соседков В.С., Сурков Ю.Н. Региональная сейсмостратиграфия мезозоя севера Западной Сибири // Сейсморазведка для литологии и стратиграфии. – Тюмень, 1985. – С. 30-41.
183. Спижарский Т.Н. Методика составления тектонических карт и принципы тектонического районирования // Тектоника Сибири. – Т. V. – М.: Наука, 1972. – С. 11-15.
184. Спижарский Т.Н. Обзорные тектонические карты СССР. – Л.: Недра, 1973. – 240 с.

185. Старосельцев В.С. Требования к содержанию и принципы построения тектонических карт нефтегазоносных территорий // Тектоника Сибири. – Т. IX. – М.: Наука, 1980. – С. 12-17.
186. Структурно-формационная интерпретация сейсмических данных / И.А.Мушин, Л.Ю.Бродов, Е.А.Козлов, Ф.И.Хатьянов. – М.: Недра, 1990. – 299 с.
187. Сурков В.С. Геотектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты // Советская геология, 1968. - № 8. – с. 34-46
188. Сурков В.С. Тектоническое районирование мезо-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты // Сов. геология, 1970. - № 4. – С.80-89.
189. Сурков В.С., Девятов В.П. Жеро О.Г. Строение земной коры района Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0-7502 м). Результаты бурения и исследования. – Пермь: КамНИИКИГС, 1996 а. – С. 308-316.
190. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. - М.: Недра, 1981. - 143 с.
191. Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В. Арктико-Североатлантическая рифтовая мегасистема // Геология и геофизика, 1984. - № 8. – С. 3-11.
192. Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отеч. геол. - 1997. - N 3. - С. 31-37.
193. Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П. и др. Перспективы нижне-среднеюрских отложений Ямало-Ненецкого автономного округа // Геология нефти и газа, 1998. - № 11. – С. 8-20.
194. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Жеро О.Г. Раннемезозойский рифтогенез и его влияние на структуру литосферы Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 1987. - № 9. – С. 3-11.
195. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Крамник В.Н. и др. Формации доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты по геолого-геофизическим данным // Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе "Поиск" за 1992-1993 годы. - Новосибирск. – 1995. - ч. I. - С.179-182.
196. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Крамник В.Н. и др. Геологическое строение и проблемы нефтегазоносности фундамента Западно-Сибирской плиты // Геология и проблемы поиска новых крупных месторождений нефти и

газа Сибири (результаты работ по Межведомственной региональной научной программе "Поиск" за 1994 год). – Новосибирск, 1996 б. – Ч. II. – С. 3-7.

197. Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г. и др. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла // Геология и геофизика, 1982. - № 8. С. 3-15.

198. Тальвирский Д.Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. – М.: Недра, 1976. – 168 с.

199. Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1: 5 000 000) / Ред. А.Л.Яншин. – М.:Наука, 1966. – 487 с.

200. Тектоника и эволюция земной коры Сибири / Боголепов К.В., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. – Новосибирск: Наука, 1988. – 176 с.

201. Тектоника молодых платформ / Ред-ры М.В.Муратов, А.Л.Яншин, Р.Г.Гарецкий. – М.: Наука, 1984. – 184 с.

202. Тектоника нефтеносных областей / Ред. Ю.А.Косыгин. – М.: Гостоптехиздат, 1958. – т. II. – 613 с.

203. Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000 / Гл. ред. А.Л.Яншин. – М.: ГУГК, 1966.

204. Тектоническая карта мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты / Ред. И.И.Нестеров. Масштаб 1:2 500 000. – Мин-во геологии СССР, Мин-во геологии РСФСР, Главтюменьгеология, ЗапСибНИГНИ, Тюмень, 1975. – 1 л.

205. Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. ред. Т.Н.Спижарский. – М.: ГУГК, 1966.

206. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:5 000 000 / Гл. ред. Н.С.Шатский. – М.: Госгеолтехиздат, 1956.

207. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 80 с.

208. Тетяев М.М. Принципы геотектонического районирования территории СССР // Проблемы советской геологии, 1933. – т. 1. – № 1. – С. 9-34.

209. Тимошенкова Н.В. Особенности эпигенетических процессов в юрских песчаных породах севера Западной Сибири // Проблемы оценки новых зон

нефтегазонакопления в основных продуктивных толщах Западной Сибири. – С.-Петербург, 1992. – С. 46-57.

210. Туаев Н.П. Очерк геологии и нефтеносности Западно-Сибирской низменности. – Ленинград-Москва: Гостоптехиздат, 1941. – 96 с. (Труды нефтяного геол.-развед. ин-та, вып. 4).

211. Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0-7502 м). Результаты бурения и исследования: Сборник докл. / Научное бурение в России. – Пермь: КамНИИКИГС, 1996. – Вып. 4. – 376 с.

212. Угрюмов А.Н. Вторичные изменения вулканических пород красноселькупской серии в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0-7502 м). Результаты бурения и исследования. – Пермь: КамНИИКИГС, 1996. – С. 146-155.

213. Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. – Тр. ГИН АН СССР, вып. 91. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 120 с.

214. Херасков Н.П. Тектоника и формации. – М.: Наука, 1967. – 404 с.

215. Чекалев В.Ф. Использование метода обменных волн землетрясений для познания глубинного строения Западно-Сибирской плиты // Глубинное строение и структурно-формационные зоны Западной-Сибири. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1986. – С. 35-44.

216. Чекалев В.Ф. Строение земной коры северной части Западной Сибири по данным ГСЗ и МОВЗ // Строение земной коры Западной Сибири. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. – С. 37-43.

217. Чернышев Н.М., Егоркин А.В., Данилова Э.Г. и др. Глубинное строение севера Западно-Сибирской плиты по сейсмическим данным // Советская геология, 1978. - № 9. – С.46-58.

218. Чиков Б.М. Методологические подходы и систематика методов исследования строения и эволюции земной коры // Структурные элементы земной коры и их эволюция. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 5-25.

219. Чиков Б.М. Основы методологии тектонического районирования. – Новосибирск: Наука, 1985. – 165 с.

220. Чиков Б.М. Тектоническое районирование: принципы, методология, картография. – М.: Недра, 1986. – 185 с.

221. Чиков Б.М. Геологическая структура, структурная модель и структурный методологический подход (в контексте развития) // Идея развития в геологии: вещественный и структурный аспекты. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 243-247.

222. Чиков Б.М. Морфотектоническая карта чехла молодых платформ (на примере Западной Сибири) // Геология нефти и газа, 1996. - № 11. - С.22-27.

223. Чиков Б.М. Формализованный анализ мощностей отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геология нефти и газа, 1998. - № 12. - С. 11-17.

224. Чиков Б.М. Региональная деформированность мезозоя внутренних районов Западно-Сибирской плиты (сейсмоструктурный анализ) // Геология нефти и газа, 2000. - № 2. – С. 32-37.

225. Чиков Б.М., Беляев С.Ю., Деев Е.В., Зиновьев С.В. Принципы построения объемных моделей тектоники платформенных чехлов // Тезисы докл. IV международной конференции “Новые идеи в науках о Земле”. – Москва, 1999а. – С. 146-147.

226. Чиков Б.М., Беляев С.Ю., Деев Е.В., Зиновьев С.В. Системы региональных блоковых структур Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (принципы и методические приемы выделения) // Блоковое строение земной коры и нефтегазоносность (тез. докл.). – Санкт-Петербург, 1999б. – С. 89-90.

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

228. Шатский Н.С. Избранные труды. – М.: изд-во АН СССР, 1963. – Т. I. – 622.

229. Шатский Н.С. Избранные труды. – М.: Наука, 1965. – Т. III. – 348 с.

230. Шашель А.Г., Шиповский А.П., Александров А.А. и др. Методы выявления и трассирования разрывных нарушений в Самарском Поволжье // Геология нефти и газа, 1998. - № 12. – С. 18-24.

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

232. Шемин Г.Г., Нехаев А.Ю., Фомин А.Н. и др. Критерии и оценка перспектив нефтегазоносности глубокопогруженных толщ нижней юры севера Западно-Сибирской НГП. - Пермь, 2001. (в печати).

233. Шлезингер А.Е., Региональная сейсмостратиграфия. – М.: Научный мир, 1998. – 144 с. (Труды ГИН РАН, вып. 512).

234. Шурыгин Б.Н., Пинус О.В., Никитенко Б.Л. Сиквенс-стратиграфическая интерпретация келловей и верхней юры (васюганский горизонт) юго-востока Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999. – Т. 40. - № 6. – С. 843-862.

235. Элементы тектоники Западно-Сибирской низменности и вопросы методики ее исследования / Ред. И.В.Дербиков. – Л.: Гостоптехиздат, 1960. – 179 с. (Труды СНИГГиМС, вып. 11).

236. Яншин А.Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. - М.: Наука, 1965. – С. 7-18.

237. Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г. Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – вып.1. – С. 115-333.

238. Япаскурт О.В., Фролов В.Т., Горбачев В.И., Диковский А.А. Особенности постседиментационных преобразований раннемезозойских терригенных пород Ново-Уренгойской сверхглубокой скважины // Бюлл. МОИП, 1992. - отд. геол. – Т. 67. – Вып. 1. – С. 73-84.

239. Aponov S.V. An aborted Triassic ocean in Western Siberia // Tectonics, 1988. - № 7. – pp. 1103-1122.

240. 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. - 2000 (in press).

241. Deyev E.V., Zinoviev S.V. and Novikova S.N. Morphotectonics of a cover bottom of the west-siberian basin within Nadym-Tazovsk interfluvium // The first Stephan Mueller conference of the European Geophysical society (EGS) "From continental breakup to collision". - Tel Aviv University, 2000. - p. 79.

242. Gurevitch E., Westphal M., Daragan-Suchov et al. Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Western Taimyr (northern Siberia) and the Permo-Triassic crisis // Earth and Planetary Letters, 1995. – v. 136 – P. 461-473.

243. Seismic Stratigraphy II. An Integrated approach to hydrocarbon exploration edited by Orville Roger Berg and Donald G. Woolverton. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1985. - 276 p.

244. Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy interpretation procedure. Atlas of Seismic stratigraphy // Amer. Assoc. Petrol. Geol., Stud. Geol., 1987. – Vol. 27. - № 1. – P. 1-10.

245. Votakh O.A., Deev E.V., Belyaev S.Yu. et. al. Geodynamic parameters, geometries and mechanisms in complex structures of the Earth crust // Geophysical Research Abstracts, 1999 – Vol. 1, № 1. – P. 27.