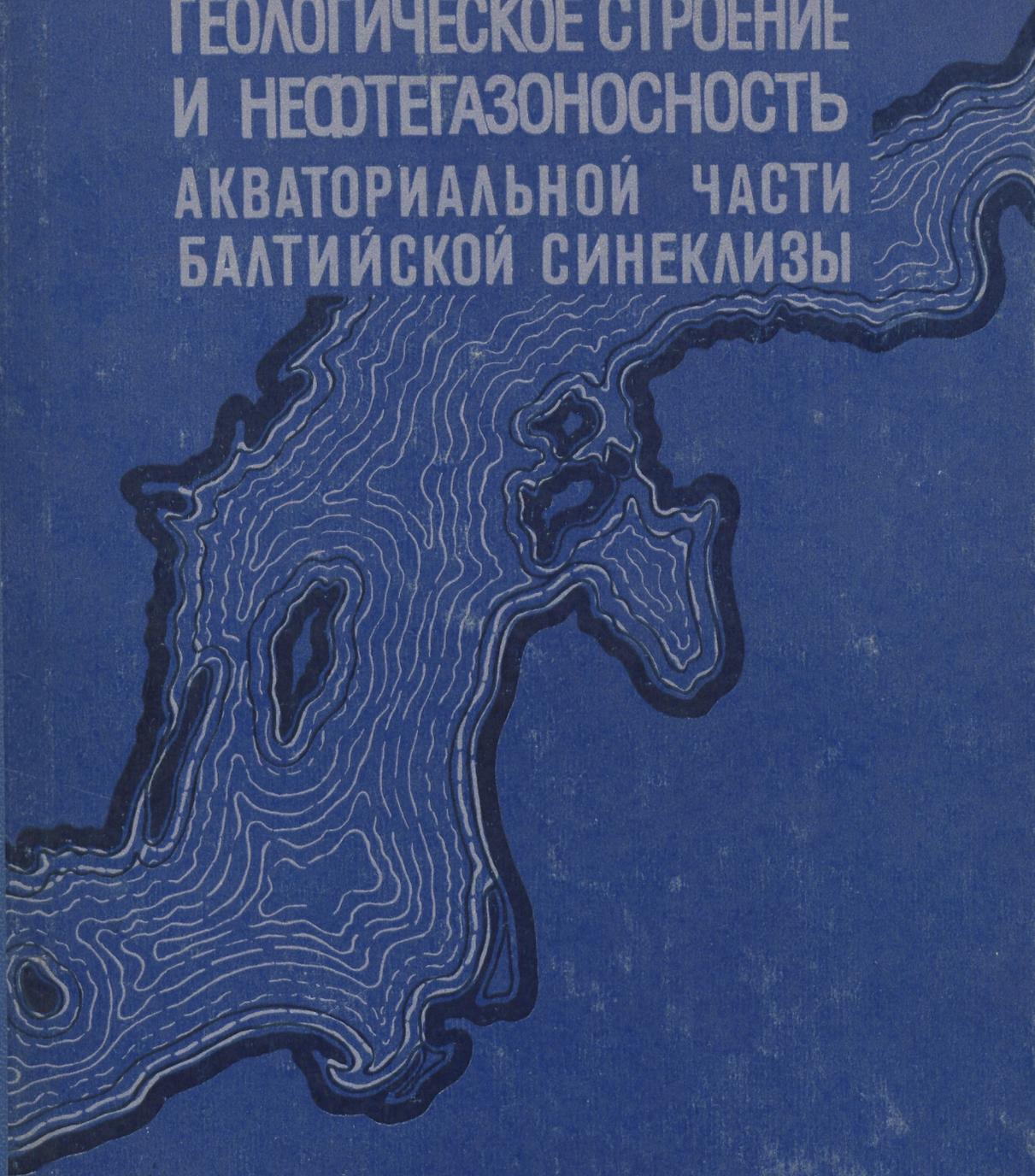


ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ
АКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ
БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ



Wales
477

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОФИЗИКИ

ОТДЕЛЕНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ЦЕНТРА МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ОТДЕЛЕНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ЦЕНТРА МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Авторы:

Ф. К. ВОЛКОЛАКОВ, И. А. ПОЛИВКО,
Е. Н. АГАЛЬЦОВА, В. И. ЯКОВЛЕВА

Научный редактор Б. Л. АФАНАСЬЕВ

553

Г 36

УДК 553.98.044(261.24) +551.241

Геологическое строение и нефтегазоносность акваториальной части Балтийской синеклизы. Рига, «Зинатне», 1977. 136 с. Авт.: Ф. К. Волколаков, И. А. Поливко, Е. Н. Агальцова, В. И. Яковлева.

Книга является первой сводной работой, отражающей результаты геолого-геофизических исследований, выполненных на акватории Средней Балтики, геологическое строение которой рассматривается в тесной взаимосвязи с окружающим побережьем и островами. Даны оценка перспектив и прогноз нефтегазоносности акватории. Определены задачи дальнейших геолого-геофизических исследований шельфа Балтийского моря.

Ил. 38, библиогр. 191 назв.

Печатается по решению Редакционно-издательского совета Академии наук Латвийской ССР от 26 июня 1975 года

© Всесоюзный научно-исследовательский институт морской геологии и геофизики, 1977

Г $\frac{20803-009}{M811(11)-77}$ 55-76

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	7
Введение	9
Глава I. Геолого-петрографическая характеристика кристаллического фундамента	14
Глава II. Литолого-стратиграфическая характеристика платформенного чехла	19
Верхний протерозой	19
Палеозой	28
Мезозой	52
Кайнозой	54
Глава III. Тектоническая структура	55
Кристаллический фундамент	58
Рифейско-кембрийский структурный этаж	60
Кембрийско-нижнедевонский структурный этаж	62
Девонско-карбонный структурный этаж	70
Пермско-неогеновый структурный этаж	73
Глава IV. История геологического развития	75
Рифейско-кембрийский этап	77
Кембрийско-раннедевонский этап	81
Девонско-карбонный этап	90
Пермско-неогеновый этап	95
Глава V. Нефтегазоносность	98
Побережье Балтийского моря	100
Акватория Балтийского моря	117
Заключение	124
Список литературы	126

ПРЕДИСЛОВИЕ

Балтийская синеклиза — одна из основных тектонических структур на северо-западе Восточно-Европейской (Русской) платформы. Восточная и южная части синеклизы расположены на территории Прибалтики и Польши, а западная покрыта водами Балтийского моря.

Изучение строения материковой части Балтийской синеклизы, начатое в конце прошлого столетия, в последние 25—30 лет продолжается преимущественно с точки зрения нефтегазоносности. Данные, полученные в результате исследований, позволили включить синеклизу в число промышленно-нефтеносных областей Восточно-Европейской платформы. Последнее обстоятельство, а также общая тенденция развития морских геолого-геофизических работ явились причинами, обусловившими повышенный интерес к акваториальной части синеклизы. Уже первыми геофизическими работами на Балтийском море была доказана геологическая общность акваториальной и материковой частей синеклизы. Это единство позволило сделать вывод о перспективах нефтегазоносности балтийского шельфа и рассматривать его в качестве объекта, где в недалеком будущем начнутся поиски месторождений нефти и газа.

Особенно широкий размах геолого-геофизические исследования приобрели в советском секторе Балтийского моря, после того как директивами XXIV съезда КПСС перед советскими геологами была поставлена задача «Развернуть поисково-разведочные работы в прибрежных шельфовых зонах морей и океанов с целью выявления перспективных подводных месторождений нефти и газа». Геологические исследования с целью выяснения перспектив нефтегазоносности акваториальной части Балтийской синеклизы кроме Советского Союза ведут Польская Народная Республика и Швеция.

В Советском Союзе основной объем геолого-геофизических работ на шельфе Балтийского моря выполняется Всесоюзным научно-исследовательским институтом морской геологии и геофизики (ВНИИМОРГЕО), оказывающим также братскую помощь в освоении балтийского шельфа социалистическим странам — членам СЭВ. Исследования ведутся как по линии производства морских экспедиционных работ, так и в направлении научных обобщений их результатов.

На шельфе акваториальной части Балтийской синеклизы выполнен значительный объем разнообразных геолого-геофизических исследований — аэромагнитная съемка и гидромагнитные наблюдения, гравимет-

рическая съемка, региональное, поисковое и детальное сейсмопрофилирование МОВ, геолокационные и геологосъемочные работы, пробурены скважины на море в шведских водах, подготовлена первая структура к поисковому бурению.

Настоящая работа является первой попыткой обобщения результатов изучения геологического строения и нефтегазоносности указанной части акватории Балтийского моря. Одновременно работа подводит итог начального этапа исследований по одному из разделов плана научно-исследовательских работ, касающихся изучения геологического строения континентального шельфа СССР.

Акваториальная часть Балтийской синеклизы покрыта водами Балтийского моря между побережьями Прибалтики, ПНР и Швеции. В географическом смысле эта область является средней частью Балтийского моря (без заливов) и при дальнейшем изложении для краткости и удобства будет нами именоваться Средней Балтикой. Разработка проблемы осуществлялась на основе материалов по геологии и нефтегазоносности окружающей Среднюю Балтику суши (Прибалтика, ПНР, Швеция) и островов (Борнхольм, Эланд, Готланд, Готска-Сандё, Аландские, Сааремаа). Хорошая геологическая изученность побережий и островов позволила использовать возможность широкой экстраполяции этих данных на акваторию и надежно увязать их с результатами морских геолого-геофизических исследований.

Введение написано Е. Н. Агальцовой и Ф. К. Волколаковым, гл. I и II — И. А. Поливко, гл. III и заключение — Ф. К. Волколаковым, гл. IV — Ф. К. Волколаковым и И. А. Поливко, гл. V — Ф. К. Волколаковым, И. А. Поливко, В. И. Яковлевой при участии Я. Я. Кактыньша. Предисловие к книге и общая предварительная редакция Ф. К. Волколакова.

Авторы выражают искреннюю признательность геологам, геофизикам и научным сотрудникам Балтийской экспедиции ВНИИМОРГЕО, ВНИГРИ, ЛитНИГРИ, треста «Спецгеофизика», НИЛЗарубежгеологии, Атлантического отделения ИО АН СССР, управлений геологии Латвийской и Литовской ССР, Института геологии АН ЭССР за ценные советы и предоставленную возможность широкого обмена материалами, мнениями и взаимными консультациями.

Авторы

ВВЕДЕНИЕ

Систематические геолого-геофизические исследования акватории Средней Балтики начаты сравнительно недавно, в 60-х годах текущего столетия*. Общий уровень изученности к настоящему времени находится еще на стадии региональных работ. Средне- и крупномасштабные работы проведены в небольшом объеме на отдельных разрозненных участках шельфа (рис. 1).

Геофизические исследования строения платформенного чехла и фундамента, включающие сейсмическую магнито-, грави- и электроразведку, на акватории Средней Балтики выполнены в значительном объеме, но распределены по площади неравномерно и имеют различное качество и степень информативности.

Сейсморазведочные работы на акватории Средней Балтики начаты в 1962 г. Отделением морских геофизических работ института ВНИИГеофизика. В течение 1962—1964 гг. в советском секторе Балтийского моря было проведено рекогносцировочное сейсмопрофилирование методом отраженных волн (МОВ) в объеме 1700 пог. км. В эти же годы вдоль побережья ПНР выполнены среднемасштабные сейсморазведочные работы МОВ общим объемом около 2500 пог. км с расстоянием между профилями от 4 до 15 км. В результате этих работ было показано, что отражения от реальных геологических поверхностей в осадочном чехле Средней Балтики регистрируются в интервале времени 0,4—2,0 с. Всего выделено семь опорных отражающих горизонтов с различной степенью достоверности и выдержанности по площади. Наиболее четко фиксируются горизонты II (0,8—1,1 с) и VI (0,4—1,0 с).

Горизонт II, соответствующий кровле ордовика, четко прослеживается в северной части Средней Балтики. Южнее широты г. Клайпеда с появлением в разрезе осадочного чехла пермских галогенных отложений, являющихся сейсмогеологическим экраном, кровля ордовика обнаруживается с большим трудом. Здесь повсеместно прослеживается горизонт VI, приуроченный к кровле пермских отложений. На отдельных участках сейсмопрофилей фиксируются отражающие горизонты I (поверхность фундамента), V (подошва цехштейна), VII (подошва верхнего мела) и некоторые другие.

* Состояние изученности четвертичных отложений в работе не рассматривается.

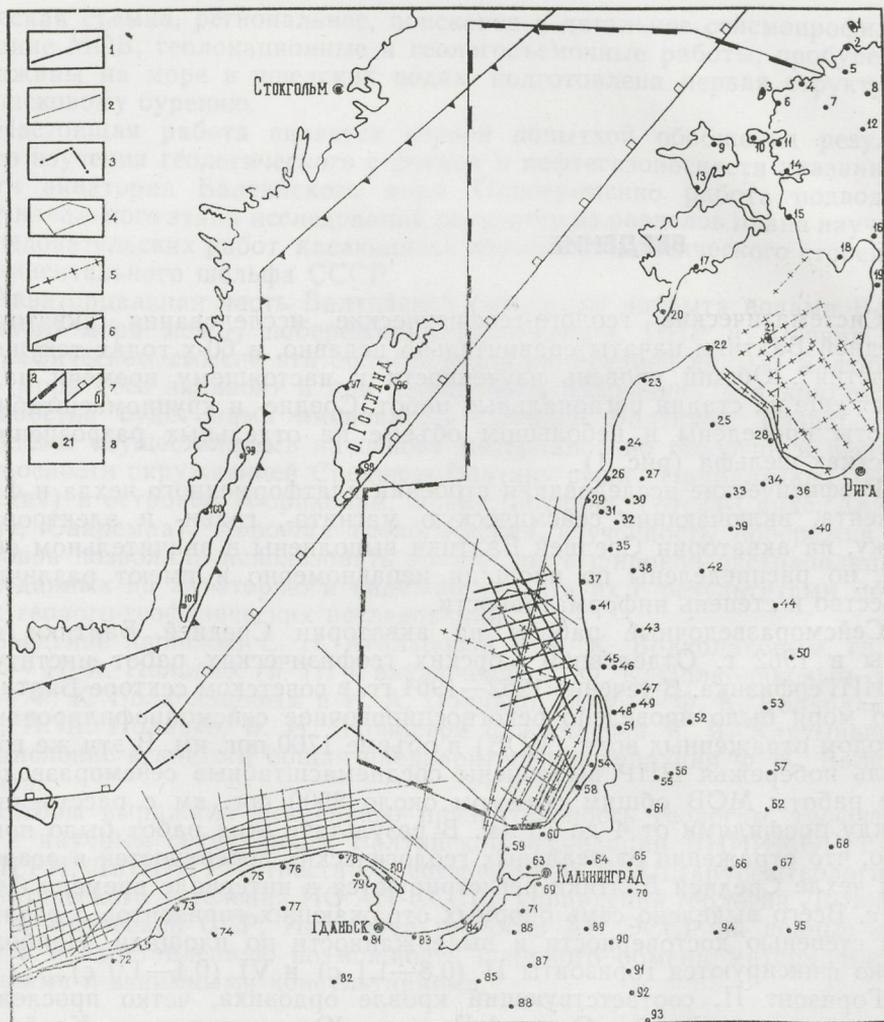


Рис. 1. Схема геолого-геофизической изученности: 1 — сейсморазведочные профили, отработанные методом отраженных волн с многократным перекрытием (МОВ ОГТ); 2 — сейсморазведочные профили, отработанные методом отраженных волн (МОВ); 3 — сейсморазведочные профили, отработанные методом преломленных волн (МПВ); 4 — площади детальных сейсморазведочных работ; 5 — электроразведочные профили; 6 — граница площади гидромагнитных исследований; 7 — граница площади аэромагнитной съемки м-ба 1:200 000 (а), высотной аэромагнитной региональной съемки (б); 8 — скважины, вскрывшие фундамент на побережье и островах, и их порядковый номер по списку:

1 — Нийсаар, 2 — Мурасте, 3 — Осмусаар, 4 — Вихтерпалу, 5 — Пюсси, 6 — Ригульди, 7 — Калдамяо, 8 — Хагери, 9 — Палукюла, 10 — Вормси, 11 — Хаапсалу, 12 — Ваймыйза,

В 1969—1971 гг. ВНИИМОРГЕО в советском секторе Средней Балтики отработано 27000 пог. км сейсмопрофилей МОВ. В связи с переходом на невзрывные источники возбуждения упругих волн (аппаратурный комплекс «Анапа» с пневматическим излучателем) работы носили опытно-методический характер. Установлено, что регистрируемая волновая картина вследствие наложения различного рода помех очень сложна и плохо расшифровывается при интерпретации. Поэтому указанные работы практически ничего нового в изучение платформенного чехла не внесли. В связи с этим начиная с 1972 г. ВНИИМОРГЕО освоил и проводит сейсморазведочные работы в советском секторе по методике многократных перекрытий (метод общей глубинной точки — МОВ ОГТ). В течение 1972—1974 гг. отработано около 2600 пог. км профилей.

Сейсморазведочные работы, проведенные методом ОГТ, значительно повысили результативность при решении структурно-геологических задач. По всей площади советского сектора прослеживаются опорные отражающие горизонты II и VI, а также некоторые горизонты в залегающих выше и ниже отложениях. Таким образом, общий объем сейсмопрофилей на акватории советского сектора Балтийского моря составляет около 7000 пог. км, что создает плотность наблюдений примерно 0,15 пог. км на 1 кв. км. Однако в связи с неудовлетворительным качеством и низкой информативностью значительной части сейсмограмм плотность сейсморазведочных профилей в действительности значительно ниже.

В последние годы сейсморазведочные работы МОВ ведутся также в шведском секторе Средней Балтики, но достоверные сведения о них отсутствуют. В 1967 г. в польском и шведском секторах американской экспедицией отработаны 3 профильные пары методом преломленных волн (МПВ), в результате чего в трех точках определена глубина залегания фундамента.

Для изучения верхней части разреза платформенного чехла (100—300 м) акватории Средней Балтики Институтом океанологии, ВНИИМОРГЕО и МГУ в советском секторе проведено более 7000 пог. км сейсмоакустического профилирования (звуковая геолокация аппаратуры типа «Спаркер»). Аналогичные работы выполнены также шведскими экспедициями на акватории между о. Готланд и побережьем

13 — Сыру, 14 — Кийдава, 15 — Виртсу, 16 — Пярну, 17 — Кингисепп, 18 — Селисте, 19 — Хяядемасте, 20 — Охесааре, 21 — Рухну, 22 — Колка, 23 — Овиши, 24 — Пылтене, 25 — Талсы, 26 — Юркалне, 27 — Эдоле, 28 — Энгуре, 29 — Павилоста, 30 — Дреймани, 31 — Вергале, 32 — Айзпите, 33 — Кандава, 34 — Деголе, 35 — Дурбе, 36 — Слампе, 37 — Бернаты, 38 — Приекуле, 39 — Блидене, 40 — Кроньяуце, 41 — Папе, 42 — Эзере, 43 — Салантай, 44 — Шакина, 45 — Генчай, 46 — Толяй, 47 — Ветайчай, 48 — Траубай, 49 — Гаргждай, 50 — Лигумай, 51 — Вилькйчай, 52 — Лаукава, 53 — Кражанте, 54 — Нида, 55 — Усенай, 56 — Стонишкйай, 57 — Гирджай, 58 — Рыбачйай, 59 — Ягодная, 60 — Куликовская, 61 — Славская, 62 — Шакяй, 63 — Веселовская, 64 — Ушаковская, 65 — Красноборская, 66 — Гусевская, 67 — Кибартай, 68 — Саснава, 69 — Ладужкинская, 70 — Правдинск, 71 — Мамоновская, 72 — Устроне-Морско, 73 — Дарлово, 74 — Слупск, 75 — Смолдзино, 76 — Леба, 77 — Лемборк, 78 — Жарновице, 79 — Даржлубе, 80 — Хель, 81 — Нестемлово, 82 — Косьцежина, 83 — Гданьск, 84 — Крымска Морска, 85 — Пасленк, 86 — Железна-Гора, 87 — Хенриково, 88 — Ольштын, 89 — Баше, 90 — Бартошице, 91 — Клевно, 92 — Кентшин, 93 — Пиш, 94 — Голлап, 95 — Окронгле, 96 — Файль-Хайдар, 97 — Висбю, 98 — Гретмингбо, 99 — Бёда-Хамн, 100 — Борнхольм, 101 — Отенбю.

Швеции. Магниторазведочные исследования проводились почти на всей площади Средней Балтики.

Морские магнитные наблюдения общей протяженностью профилей более 20 тыс. миль выполнены Институтом земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн (ИЗМИР) АН СССР на немагнитном судне «Заря» в 1954—1973 гг. Эти исследования проводились главным образом с целью составления карт действительного распределения элементов магнитного поля. Результаты их использованы также при составлении схем аномального магнитного поля и рельефа поверхности кристаллического фундамента. Значительный объем гидромагнитных наблюдений выполнен институтами ВНИИГеофизика и ВНИИМОРГЕО попутно с проведением сейсморазведочных работ.

Вся акватория Средней Балтики покрыта аэромагнитной съемкой. Южная ее часть заснята организациями ГДР [172] с точностью измерения магнитного поля 2,5 γ. В 1965 г. Государственная обсерватория Канады провела высотную аэромагнитную съемку Ботнического залива и западной части Балтийского моря [164]. Аэромагнитная съемка (масштаб 1:200 000) советского сектора Средней Балтики осуществлена в 1966—1967 гг. трестом «Спецгеофизика» и НИИГА. Гравиметрические исследования проведены на отдельных участках шельфа ПНР и на площади около 13 тыс. кв. км в советском секторе Средней Балтики.

Электроразведочные работы методом НДОЗ, ЗСМ проводились лишь в советском секторе акватории Балтийского моря. Они выполнены в небольшом объеме и носили опытно-методический характер. Положительные результаты были получены методом становления магнитного поля в ближней зоне (МКЗ ЗМС). Выявлены возможности выделения этим методом опорного горизонта (поверхности фундамента), лежащего ниже высокоомного пермско-девонского электрического экрана.

Собственно геологические исследования на акватории Средней Балтики в основном пока затрагивают лишь четвертичные отложения. Для изучения коренных пород на небольшом количестве станций применяли драгирование, пробоотборные снаряды и использовали материалы непосредственных наблюдений аквалангистов. В советском и шведском секторах ведутся средне- и мелкомасштабные геологосъемочные работы, но из-за отсутствия картировочного бурения они еще не достигли достаточной глубинности, необходимой для изучения коренных пород.

Первое обобщение геолого-геофизических материалов о строении платформенного чехла и кристаллического фундамента Средней Балтики выполнено В. А. Левченко и Г. П. Мартыновой [74]. Морские геофизические исследования в совокупности с геолого-геофизическими данными по окружающей суше и островам позволили названным авторам составить структурные карты по основным отражающим горизонтам и наметить схему тектонического строения. Было высказано предположение о существовании в додевонских отложениях куполовидных поднятий (Лиеная-море, Морское, Таран-море и др.) и впадин (Предлие-

пайская, Гданьская), подтвержденных последующими исследованиями.

Результаты аэромагнитной съемки были обобщены в 1967 г. М. А. Эфендиевой [158] и касались строения фундамента. В дальнейшем, по мере накопления геолого-геофизических данных, обобщением материалов по геологии и нефтегазоносности Средней Балтики занимались коллективы сотрудников НИЛЗарубежгеологии и ВНИИМОРГЕО [5, 19—21, 98, 111, 134]. В 1971 г. Н. К. Озолинь и Л. Э. Берзинь представили исчерпывающую сводку по геолого-геофизической изученности акватории Балтийского моря.

В настоящее время в результате выполненных экспедиционных работ и научно-исследовательских обобщений для акватории Средней Балтики и обрамляющей суши составлена серия средне- и мелкомасштабных карт и схем, включающая геологические (кристаллического фундамента, додевонских, допермских и дочетвертичных отложений), структурные (по поверхности фундамента, по кровле ордовика, по подошве наровского горизонта среднего девона, по кровле перми), тектонические, палеотектонические, литологические, аномального магнитного поля, перспектив нефтегазоносности и ряд других специализированных схем. Эти материалы дают достаточно ясное представление о литологии, стратиграфии, региональной структуре платформенного чехла Средней Балтики, а также позволяют сделать прогнозную оценку нефтегазоносности акватории.

Глава I. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ

ХАРАКТЕРИСТИКА

КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Кристаллический фундамент выступает на поверхность только в крайних северных и западных районах — в Южной Финляндии, на Аландских островах, в восточной и юго-восточной части Швеции. На остальной территории он погребен под мощным (до 3500 м) покровом осадочных толщ платформенного чехла. Поэтому наряду с изучением керна глубоких скважин эффективными методами исследования являются магнитометрический, гравиметрический и сейсмический.

На суше, окружающей акваторию Средней Балтики, анализу геолого-геофизических материалов, характеризующих состав и строение фундамента Балтийского щита и Русской плиты, посвящены работы Э. Э. Фотиади [148], А. Ш. Файтельсона [146], И. В. Головина [32] и др. Петрографический состав, строение и возраст пород фундамента охарактеризованы в сводной работе «Докембрий Скандинавии» [157] и в публикациях С. Н. Тихомирова [135], В. Н. Зандера [28], В. А. Васильева [18], А. Я. Лунца и Н. К. Озолинь [83], А. Я. Лунца [77—82], А. П. Биркиса [8, 9], В. А. Пуура [112], Е. Зноско и сотрудников [51], П. И. Сувейздиса [27]. Для акватории Балтийского моря геофизические методы являются пока единственным источником познания строения и состава фундамента. Наиболее результативны данные магнитометрии.

В 1968 г. Н. К. Озолинь (ВНИИМОРГЕО), обобщив магнитометрические материалы, составила карту аномального магнитного поля Балтийского моря в масштабе 1:2 500 000. На основании этой карты и данных по фундаменту суши была составлена схема внутренней структуры кристаллического фундамента акватории Средней Балтики [5].

Д. П. Голуб, обобщив данные магнитометрических исследований, показала, что магнитное поле над акваторией Балтийского моря не отличается от поля над сопредельными районами Балтийского щита и Русской плиты [33, 92]. В работах Д. П. Голуб приведена также вещественная характеристика различных участков магнитного поля и осуществлена их привязка к определенным возрастным комплексам кристалло-метаморфических пород суши. На схематической тектонической карте (1 : 2 500 000) с суши на акваторию прослежены основные структурные элементы складчатой системы докембрия и комплексы слагающих пород. Показан рельеф поверхности фундамента и наиболее крупные разрывные нарушения.

Исследования Д. П. Голуб [33, 92], Н. К. Озолинь [97], Н. Магнуссона [175], А. Я. Лунца [77—82], В. А. Васильева [18], В. А. Пуура [112], П. И. Сувейздиса [27], Е. Зноско и других [51] явились основой для предлагаемой характеристики кристаллического фундамента.

Наиболее древним (архейским) образованием фундамента Средней Балтики и обрамляющей суши является кристалло-метаморфический комплекс пород беломорской складчатости — завершающей эпохи формирования протоплатформы (около 2000 млн. лет). Эти породы слагают южную и восточную часть региона, причем преобладают различные гнейсы и кристаллические сланцы, среди которых заключены тела интрузий кислого, основного и ультраосновного состава.

Наиболее древними образованиями этого комплекса А. Я. Лунц [77, 82] и В. А. Пуура [112] считают пироксен-амфибол-биотитовые, пироксен-биотитовые, гранат-пироксен-биотитовые, гранат-силиманит-пироксен-биотитовые гнейсы и сланцы, развитые в северо-восточной части Прибалтики (рис. 2). Среди них часто встречаются небольшие массивы габбро, пироксенсодержащих амфиболитов, габбро-норитов и их огневосованных разностей.

По мнению А. Я. Лунца [82], эти массивы «не представляют собой интрузивные тела, а являются реликтами базитовой коры». Между интрузиями и вмещающими породами наблюдаются постепенные неотчетливые переходы, что связано с метасоматическим преобразованием базитов и их переходом в породы метабазит-гнейсо-метасоматического комплекса.

К более молодым образованиям архея отнесены биотитовые, пироксен-биотитовые, гранат-пироксен-биотитовые, кордиерит-силиманит-гранат-пироксен-биотитовые гнейсы и сланцы с редкими телами габбро-амфиболитов и габбро-норитов. Они слагают зону субширотного простираения от среднего течения р. Неман через Балтийское море до о. Борнхольм и по глубинному разлому, выделенному Д. П. Голуб [92] от о. Борнхольм до о. Сааремаа, граничат с гранитоидами массива Смоланд.

В юго-восточной части Прибалтики выделяется комплекс древних пород предположительно архейского возраста. Это амфиболит-гнейсовые образования, среди которых преобладают амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые, силиманит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, сланцы и амфиболиты, чередующиеся с субпараллельными зонами гранитизированных гнейсов. Указанный комплекс пород омоложен в эпоху карельско-свекофенской складчатости, поэтому абсолютный возраст пород в скв. Инчукалнс 1510 млн. лет, в скв. Барчай и Сокулка 1500—1200 млн. лет. На этом основании П. И. Сувейздис [27] считает, что рассматриваемую зону можно параллелизовать с зоной готид Восточной Швеции.

Следует отметить, что, по материалам В. А. Васильева [18] и П. И. Сувейздиса [27], породы складчатых структур Прибалтики (по

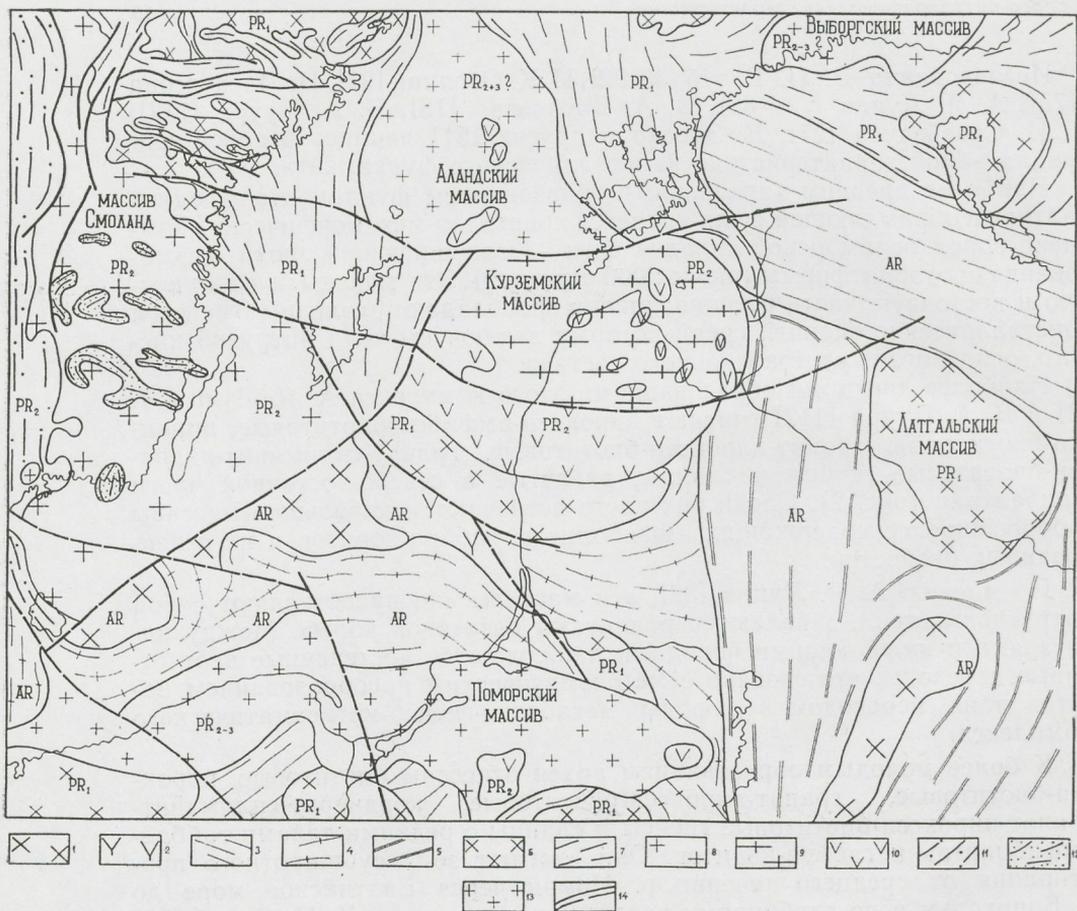


Рис. 2. Схема геолого-петрографического строения поверхности кристаллического фундамента (по материалам Д. П. Голуб, А. Я. Лунца, Н. К. Озолин, А. П. Биркиса, В. В. Васильева, П. И. Сувейздиса, В. А. Пуура, З. Зноско, Н. Магнуссона, П. Гейера, П. Эскола).

Архей (комплекс беломорской складчатости): 1 — гранитоиды; 2 — основные и ультраосновные породы; 3 — пироксен-амфибол-биотитовые, пироксен-биотитовые гнейсы и сланцы, амфиболиты, габбро; 4 — биотитовые, гранат-пироксен-биотитовые гнейсы и сланцы, габбро-амфиболиты, габбро-нориты; 5 — амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые гнейсы и сланцы, амфиболиты, гранитизированные гнейсы.

Нижний протерозой (комплекс свекофенской складчатости): 6 — граниты, гранито-гнейсы, мигматиты, гранодiorиты, граносиениты; 7 — гнейсы, сланцы, лептиты, основные вулканиты, амфиболиты, кварциты, карбонаты, граувакки.

Средний протерозой: 8 — граниты рапакиви; 9 — граниты рапакиви, лабрадориты, габбро-сиениты; 10 — лабрадориты, габбро-нориты, оливиниты; 11 — гнейсы; 12 — конгломераты, кварциты, сланцы, порфиры.

Средний-верхний (?) протерозой: 13 — граниты рапакиви, гранито-гнейсы, гнейсы; 14 — разрывные нарушения.

А. Я. Лунцу [82] — архейские образования) имеют абсолютный возраст 1600—1100 млн. лет, что связывается с карельско-свекофенской фазой складчатости. Возможно, это эпоха наиболее интенсивного их метаморфизма и омоложения. Дальнейшему омоложению породы частично подверглись в более поздние этапы тектогенеза (в готскую и иотнийскую фазы).

В северной и северо-западной частях Средней Балтики и обрамляющей суши фундамент сложен нижнепротерозойскими образованиями. Это комплекс свекофенид, состоящий из граувакковых сланцев, биотитовых, биотит-амфиболовых и кордиерит-силиманитовых гнейсов и лептитов; встречаются также эффузивы кислого и среднего состава, кварциты, амфиболиты, небольшие массивы гранитов [112, 157].

В северо-западной части региона преобладают вулканогенные и осадочные породы лептитовой формации. В нижней части толщи развиты вулканиты, перемежающиеся с карбонатными пачками и железистыми кварцитами; в верхней — преимущественно обломочные осадочные породы, главным образом аргиллиты и графитсодержащие сланцы.

Осадочно-метаморфический комплекс свекофенской складчатости прорван крупными Центрально-Финляндским и Шведским массивами гранитоидов. Они имеют различный возраст генерации и неравномерно огнейсованы. В Шведском массиве преобладают граниты, богатые щелочами и кремнеземом, большей частью олигоклазовые и с железисто-магнезиальными минералами. В Центрально-Финляндском массиве встречаются калиевые граниты, гранодиориты, трондьемиты, базиты, ультрабазиты [157].

Среди нижнепротерозойских гнейсов северо-восточной части Прибалтики встречаются небольшие массивы пироксен-микроклиновых гранитов, мигматитов и биотитовых гранитов, граносиенитов. А. Я. Лунц [79—82] считает их продуктами региональной нижнепротерозойской гранитизации верхней части базитового слоя земной коры.

Образования среднего протерозоя слагают фундамент в западной части региона. Это гранитный массив Смоланд, занимающий побережье Восточной Швеции и прилегающие районы Балтийского моря между островами Борнхольм и Готланд, сложенный в основном среднезернистыми гранитами рапакиви микроклин-плагиоклазового или микроклинового состава очковой структуры. Среди гранитов массива часто встречаются осадочно-метаморфические породы комплекса готской складчатости [195]. Они вытянуты в узкие полосы широтного простирания и концентрируются в основном в средней части массива Смоланд. Готиды состоят из метаморфизованных конгломератов и кварцитов, в меньшем количестве присутствуют слюдяные сланцы, карбонатные породы и залегающие на них порфиры. По зоне разлома о. Готланд в крайней западной части региона массив Смоланд граничит с комплексом доготских красных гнейсов. На юге массив граничит с архейскими образованиями по разломам «линии Торнквиста» [92].

В Финском заливе и в северной части Эстонии выделяется Выборгский массив гранитов рапакиви [82, 92, 112], прорывающий свекофенские гнейсы и мигматиты. А. Я. Лунц [82] считает их среднепротерозойскими, а Д. П. Голуб [92] относит к образованиям иотнийского комплекса.

Второй крупный массив рапакиви (Аландский) впервые выделен Д. П. Голуб [92] по характеру магнитного поля в северной части Средней Балтики. Массив прослеживается в море от Аландских островов, где наблюдаются скальные выходы гранитов [114], до о. Сааремаа и отнесен также к иотнийскому комплексу.

Южнее Аландского массива, на Северо-Западе Латвии и в прилегающей части акватории в фундаменте отмечается крупный массив гранитоидов (Курземский) среднепротерозойского возраста [82]. Этот массив имеет очень сложный состав. Граниты рапакиви перемежаются с основными породами, среди которых преобладают лабрадориты, встречаются габбро-сиениты. Основные породы часто образуют крупные тела среди гранитов, вытянутые в широтном направлении. Абсолютный возраст граносиенитов этого массива в скв. Адзе 1640 млн. лет [18]. В районе Курземского массива встречаются также гнейсы и сланцы, прорванные интрузиями среднего и основного состава.

А. Я. Лунц [77—81] считает, что Курземский массив является наиболее приподнятым глубинным блоком земной коры в этом регионе и выходом на поверхность фундамента базифицированных лабрадоритов нижней части коры. Граниты, по его мнению, имеют в основном метасоматическую природу и развиты по субстрату древних гранитоидов, гнейсов и лабрадоритов. Поэтому они преобладают в верхней зоне коры, чередуясь с основными породами. В более нижней зоне массива развиты в основном лабрадориты.

В Северной Польше все побережье занимает Поморский массив гранитов, а в северо-восточных районах — Мазовецкий массив гранитоидов. Преобладают рапакивиподобные граниты, встречаются гранито-гнейсы, лабрадориты. Они прорываются более молодыми интрузиями сиенитов и анартозитов. Абсолютный возраст пород в скв. Элк 650—600 млн. лет [27].

Среди гранитов встречаются гнейсы различного состава (пироксеновые, пироксен-биотитовые, амфиболовые, биотитовые, кордиерит-силиманит-биотитовые, сланцы, амфиболиты, габбро-амфиболиты и габбро-нориты), образующие реликтовые линейные зоны и куполовидные структуры в фундаменте [51].

На южном контакте Поморского массива близ зоны разломов «линии Торнквиста» установлен сильно измененный комплекс архейских пород — кварц-биотитовых сланцев, роговиков, гранулитов, чарнокитов.

Г л а в а II. ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Литолого-стратиграфическая характеристика разреза платформенного чехла Средней Балтики базируется в основном на широкой экстраполяции данных с окружающего побережья Советской Прибалтики, ПНР и Швеции, а также островов Борнхольм, Эланд, Готланд, Готска-Сандё и др. Обрамление и острова геологически хорошо изучены буровыми и геофизическими работами, результаты которых подробно освещены в многочисленных публикациях.

Кроме экстраполяции прямых геологических данных с суши широко использованы результаты геофизических исследований на Балтийском море, в первую очередь сейсмоакустического профилирования и драгирования, выполненные ВНИИМОРГЕО, Институтом океанологии АН СССР, МГУ и геологическими организациями ПНР и Швеции. Все указанные материалы позволяют в достаточной степени обоснованно считать, что в пределах акватории Средней Балтики развиты те же стратиграфические подразделения, что и на обрамляющей суше и островах.

Сводный разрез платформенного чехла Средней Балтики, залегающего на дорифейском кристаллически-метаморфическом фундаменте, сложен породами верхнего протерозоя (рифей, венда), всех систем палеозоя, мезозоя и кайнозоя общей мощностью до 3500 м. Представление об их литологическом составе, мощности, характере залегания и географическом распространении дают рис. 3—7.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

На суше, обрамляющей акваторию Балтийского моря, и на островах наиболее древними платформенными образованиями являются вулканогенные и красноцветные терригенные породы (рис. 8, 9). По данным А. П. Биркиса [6], в Западной Латвии в основании верхнепротерозойского комплекса залегают кварцевые порфиры, сопоставимые с кислыми вулканитами субиотния Швеции. Сходные образования ютния развиты также на Аландских островах и в прибрежной части на юге Финляндии [174].

На кварцевых порфирах и на породах кристаллического фундамента залегают грубозернистые терригенные отложения, развитые на

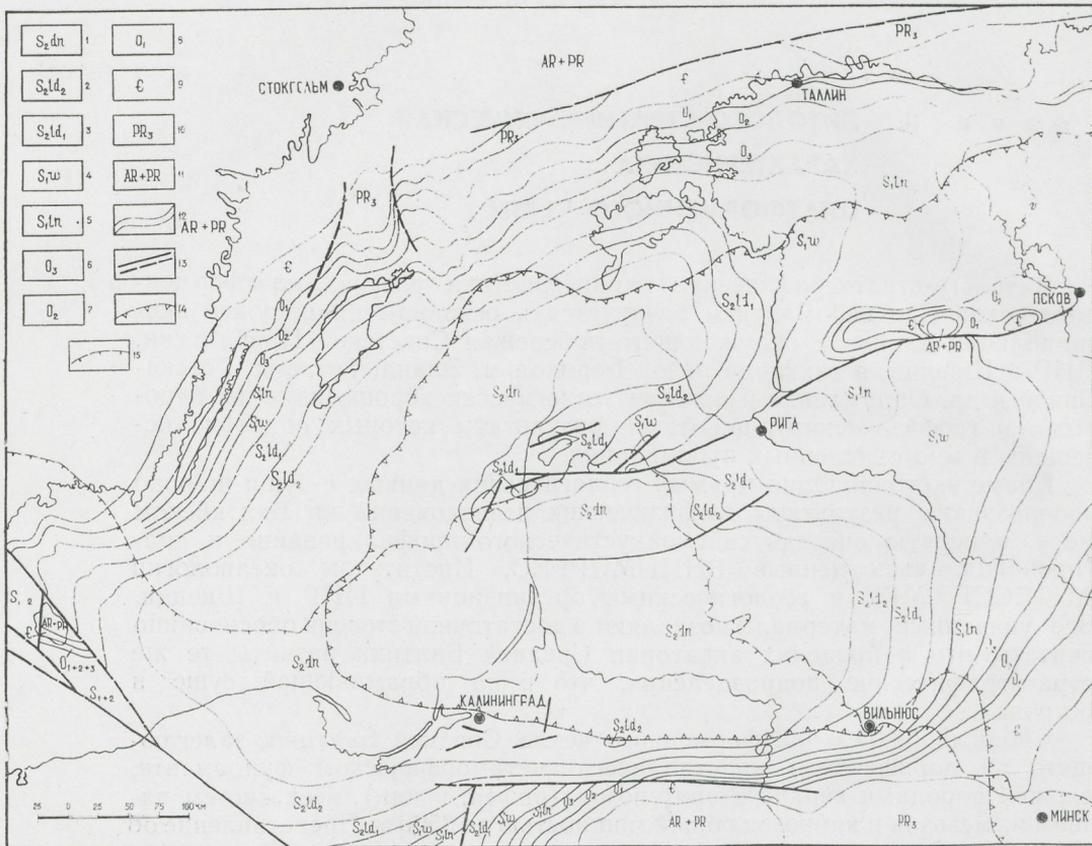


Рис. 3. Геологическая карта поверхности додевонских отложений: 1 — верхний силур, даунтонский ярус: известняки, мергели, глины; 2 — верхний силур, верхнелудловский подъярус: мергели, известняки; 3 — верхний силур, нижнелудловский подъярус: известняки, мергели, глины; 4 — нижний силур, венлокский ярус: мергели, известняки; 5 — нижний силур, ландоверийский ярус: известняки, мергели, глины; 6 — верхний ордовик: известняки, аргиллиты; 7 — средний ордовик: известняки, мергели, аргиллиты, горючие сланцы; 8 — нижний ордовик: известняки, мергели, алевролиты, песчаники; 9 — кембрий нерасчлененный: глины, песчаники, алевролиты, кварцевые сланцы; 10 — верхний протерозой (венд): песчаники, алевролиты, гравелиты, эффузивы; 11 — архей и протерозой нерасчлененные: граниты, гнейсы, амфиболиты, габбро (кристаллически-метаморфический комплекс фундамента); 12 — границы стратиграфических подразделений достоверные и предполагаемые; 13 — основные разрывные нарушения достоверные и предполагаемые; 14 — граница распространения девонских и карбоновых отложений; 15 — граница распространения пермско-неогеновых отложений.

Литолого-стратиграфическая характеристика

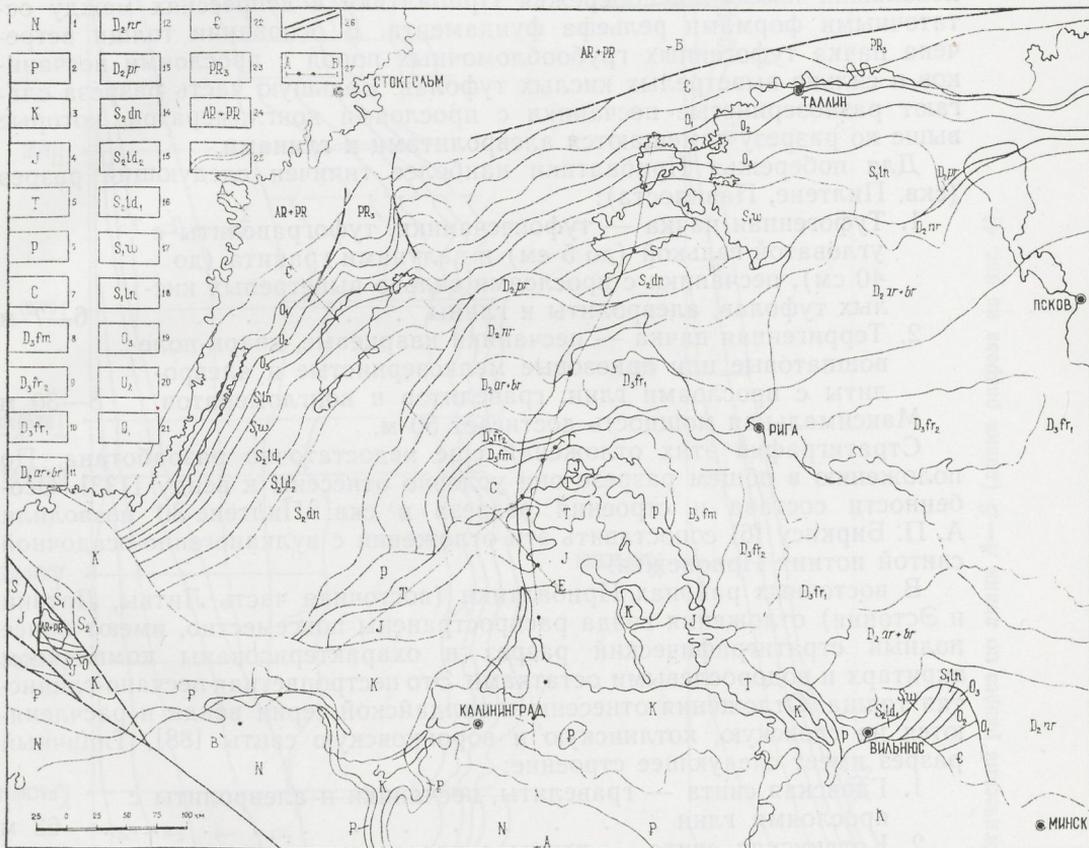


Рис. 4. Геологическая карта поверхности дочетвертичных отложений: 1 — неоген: глины, пески, алевроиты; 2 — палеоген: пески, алевроиты; 3 — мел: пески, песчаники, мергели, глины, известняки, опоки, кремни; 4 — юра: пески, песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки; 5 — триас: алевроиты, мергели, аргиллиты, известняки; 6 — пермь: доломиты, ангидриты, гипсы, известняки, мергели, алевролиты, каменная соль; 7 — карбон: песчаники, глины, мергели, доломиты; 8 — верхний девон, фаменский ярус: доломиты, мергели, глины, песчаники; 9 — верхний девон, верхнефранский подъярус (ливенский, евлановский, воронежский, бургеский горизонты): доломиты, мергели, глины, гипсы, песчаники; 10 — верхний девон, среднефранский подъярус (семилукский, саргаевский, швентойский горизонты): доломиты, мергели, гипсы, глины, песчаники; 11 — средний девон, арукюлаский и буртниецкий горизонты: песчаники, алевролиты, глины; 12 — средний девон, наровский горизонт: доломиты, мергели, глины; 13 — средний девон, пярнуский горизонт: песчаники; 14 — верхний силур, даунтонский ярус: известняки, мергели, глины; 15 — верхний силур, верхнелудловский подъярус: мергели, известняки; 16 — верхний силур, нижнелудловский подъярус: известняки, мергели, глины; 17 — нижний силур, венлокский ярус: мергели, известняки; 18 — нижний силур, лландоверийский ярус: известняки, мергели, глины;

небольших площадях побережья Прибалтики в депрессиях между остаточными формами рельефа фундамента. В основании толщи встречена пачка туфогенных грубообломочных пород с прослоями песчаников и сильно выветрелых кислых туфолав. Большую часть разреза составляют разнозернистые песчаники с прослоями конгломератов, которые выше по разрезу замещаются алевролитами и глинами.

Для побережья Прибалтики наиболее типичен следующий разрез (скв. Пилтене, Павилоста):

1. Туфогенная пачка — туфопесчаники, туфогравелиты с угловатой галькой (до 5 см) и валунами гранита (до 40 см), песчаники с прослоями сильно выветрелых кислых туфолав, алевролиты и глины 6—7 м
 2. Терригенная пачка — песчаники кварцевые, кварц-полевошпатовые или аркозовые мелкозернистые и алевролиты с прослоями глин, гравелитов и конгломератов 8—30 м
- Максимальная мощность достигает 50 м.

Стратиграфия этих отложений еще недостаточно разработана. По положению в общем разрезе они условно отнесены к венду [133]. Особенности состава и строения разреза в скв. Пилтене-30 позволили А. П. Биркису [6] сопоставить эти отложения с вулканогенно-осадочной свитой иотния Прионежья.

В восточных районах Прибалтики (восточная часть Литвы, Латвии и Эстония) отложения венда распространены повсеместно, имеют более полный стратиграфический разрез и охарактеризованы комплексом акритарх и водорослевыми остатками. Это пестроцветная песчано-глинистая толща. Отложения отнесены к валдайской серии венда и расчленяются на гдовскую, котлинскую и воронковскую свиты [88]. Типичный разрез имеет следующее строение:

1. Гдовская свита — гравелиты, песчаники и алевролиты с прослоями глин 63 м
2. Котлинская свита — глины с прослоями алевролитов и песчаников 44 м
3. Воронковская свита — алевролиты, песчаники и глины с прослоями гравелитов и остатками ляминоритовых водорослей 30 м

Мощность толщи на востоке от нескольких десятков метров до 300 м и постепенно увеличивается в сторону Крестцовского прогиба.

19 — верхний ордовик: известняки, аргиллиты; 20 — средний ордовик: известняки, мергели, аргиллиты, горючие сланцы; 21 — нижний ордовик: известняки, мергели, алевролиты, песчаники; 22 — кембрий нерасчлененный: глины, песчаники, алевролиты, квасцовые сланцы; 23 — верхний протерозой (венд): песчаники, алевролиты, гравелиты, эффузивы; 24 — архей и протерозой нерасчлененные: граниты, гнейсы, амфиболиты, габбро (кристаллически-метаморфический комплекс фундамента); 25 — границы стратиграфических подразделений достоверные и предполагаемые; 26 — основные разрывные нарушения достоверные и предполагаемые; 27 — линии геологических разрезов.

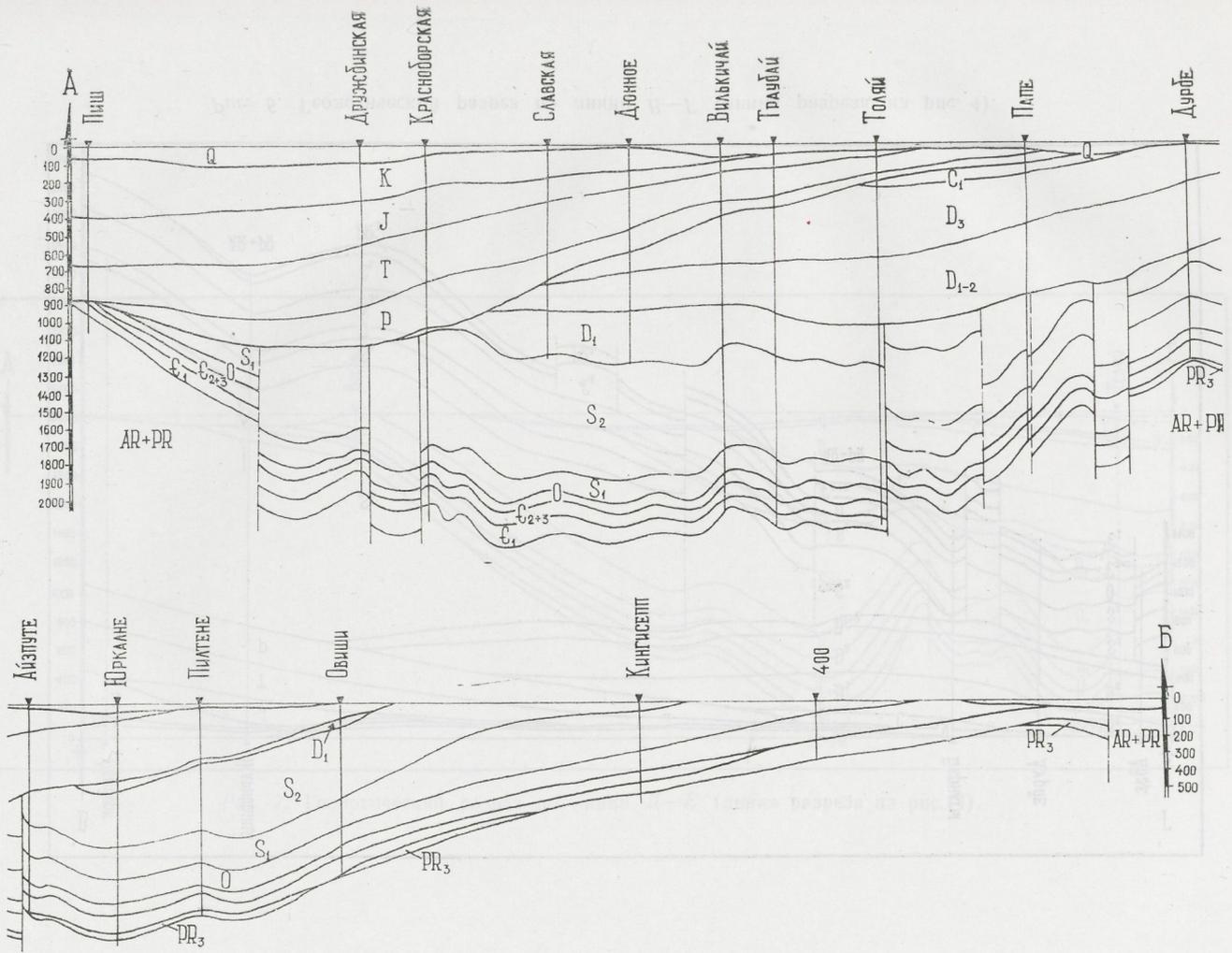


Рис. 5. Геологический разрез по линии А—Б (линия разреза на рис. 4).

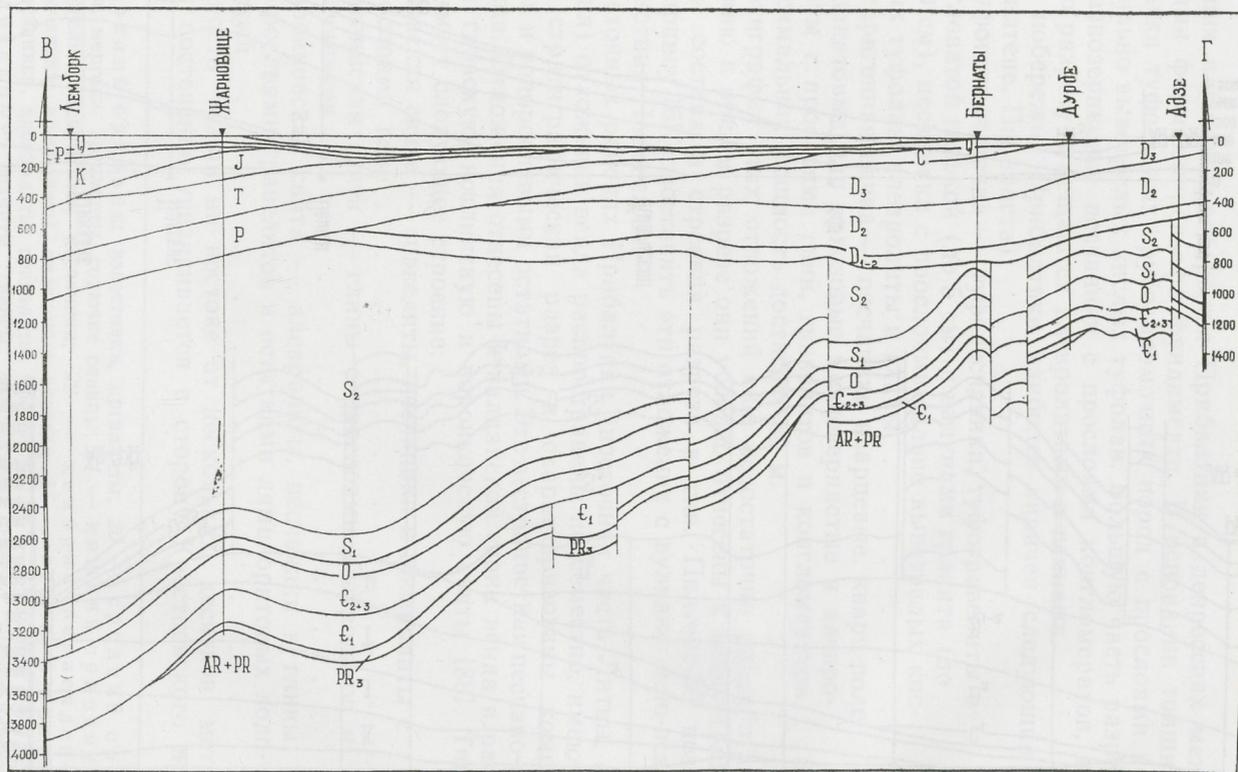


Рис. 6. Геологический разрез по линии В—Г (линия разреза на рис. 4).

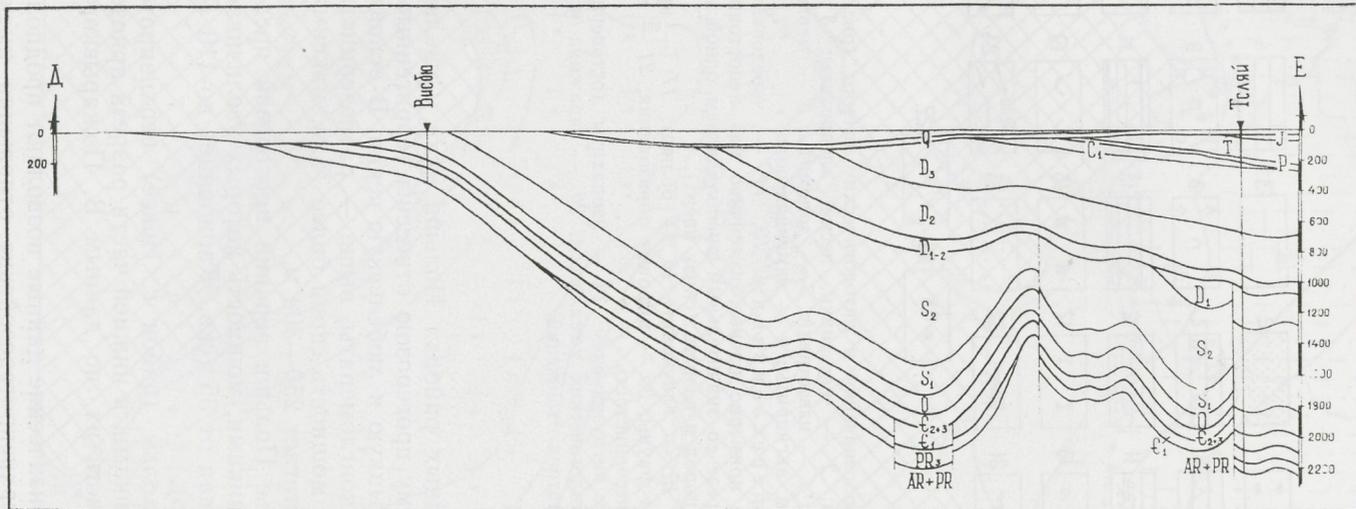


Рис. 7. Геологический разрез по линии Д—Е (линия разреза на рис. 4).

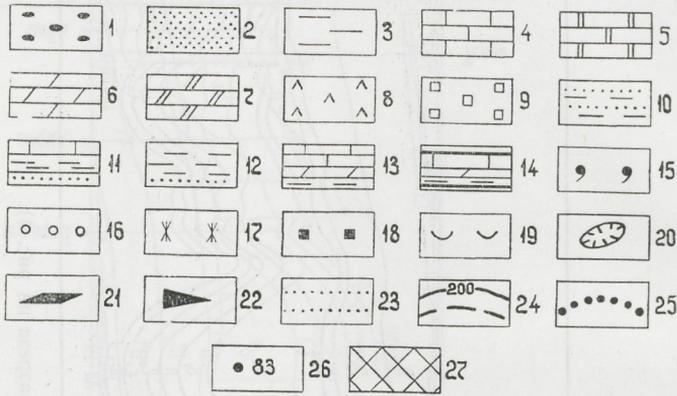


Рис. 8. Условные обозначения к литологическим схемам (рис. 9—23): 1 — конгломераты, гравелиты; 2 — песчаники, пески, алевролиты; 3 — глины, глинистые сланцы, аргиллиты; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — мергели; 7 — доломитовые мергели; 8 — гипсы, ангидриты; 9 — каменная соль.

Характер переслаивания: 10, 11 — чередование пород, количество которых в разрезе примерно равное, изменчиво или непостоянно; 12, 13 — чередование пород в разрезе со значительным преобладанием одной из них; 14 — последовательность типов пород в разрезе (снизу вверх).

Включения: 15 — глауконит; 16 — оолиты; 17 — красноцветность; 18 — пирит; 19 — детрит фауны; 20 — рифовые образования; 21 — кукурситы; 22 — битуминозность; 23 — песчанистость.

Дополнительная нагрузка схем: 24 — изоханты достоверные и предполагаемые; 25 — границы литологических комплексов; 26 — скважина и мощность отложений; 27 — область отсутствия отложений.

В северо-восточных районах Польши (скв. Сувалки, Голдап, Бартошице) к верхнему протерозою отнесены терригенные отложения, выделяемые в семятыцкую и любельскую серии. В основании разреза залегают аркозы и конгломераты, выше — разномерные песчаники [65]. В скв. Сувалки мощность серий более 75 м, максимальная же предположительно достигает 250—300 м.

На побережье Польши верхний протерозой представлен конгломератами и песчаниками, мощность которых увеличивается в направлении с востока на запад от 35 (скв. Жарновице) до 110 (скв. Леба)—121 м (скв. Смолдино).

На о. Борнхольм (район г. Нексе) верхнепротерозойская толща сложена песчаниками, в нижней части разреза аркозовыми с гранитной дресвой. Мощность их, по данным В. Пожарыского [180], достигает 70—100 м.

Геолого-геофизические данные позволяют предполагать, что в Средней Балтике верхнепротерозойские отложения имеют большую мощ-

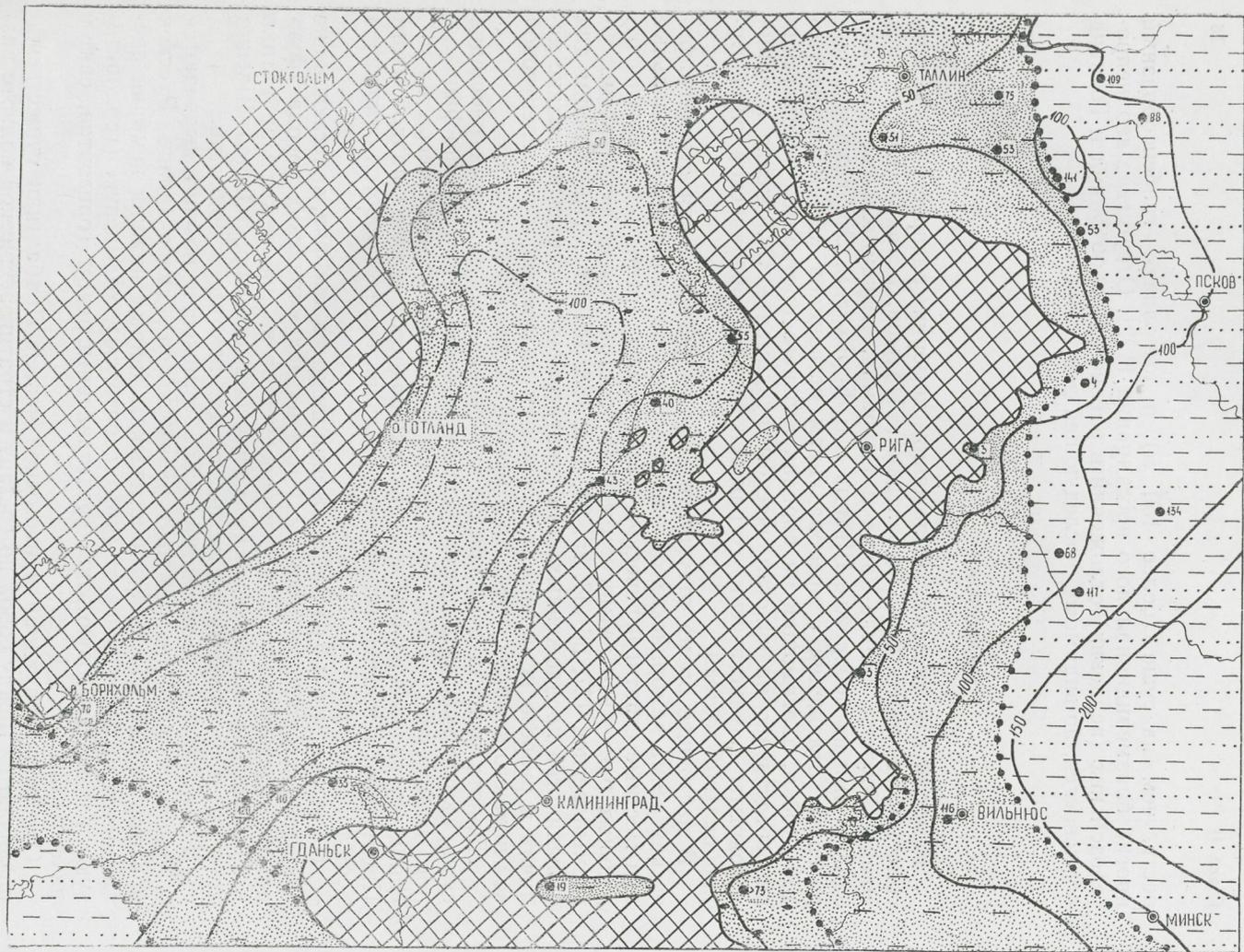


Рис. 9. Литологическая схема верхнепротерозойских (вендских) отложений.

ность, чем на суше (более 150 м) и выполняют грабенообразный прогиб близмеридионального простирания [122]. Отсутствие верхнепротерозойских (вендских) отложений в районе островов Эланд и Готланд объясняется, по-видимому, последующей денудацией.

ПАЛЕОЗОЙ

Кембрийская система. Отложения кембрия распространены повсеместно на побережье Прибалтики и Польши, а также на островах Эланд, Готланд, Готска-Сандё и Сааремаа, незначительные площади заняты ими на побережье Швеции и о. Борнхольм. Это комплекс терригенных отложений с преобладанием песчаников общей мощностью 100—400 м, залегающий на породах верхнего протерозоя (венда) или непосредственно на кристаллическом фундаменте. Отложения кембрия перекрыты фаунистически охарактеризованной ордовикской глинисто-карбонатной толщей.

В настоящее время отсутствует единая региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений. Существующие субрегиональные или местные стратиграфические схемы или устарели, или касаются отдельных районов и не могут быть распространены на весь рассматриваемый регион [27, 56, 58, 75, 94, 117, 133, 151, 161, 173]. Общим для большинства предложенных схем стратиграфии является признание наличия в разрезе кембрийских отложений холмиевой и протоленусовой зон нижнего кембрия, среднего и местами верхнего кембрия.

Полнота разреза кембрийских отложений на различных площадях суши, окружающей Среднюю Балтику, зависит от структурно-фациального положения района, но в целом она возрастает с севера на юг. Наиболее полный разрез кембрия наблюдается в юго-западной части Прибалтики и в северных районах Польши, где выделяются отложения всех трех отделов.

Нижний кембрий. Отложения нижнего кембрия, залегающие на вендских (верхнепротерозойских) или на докембрийских породах фундамента, распространены почти повсеместно на побережье Прибалтики и Польши, на островах и на небольшой площади Южной Швеции (рис. 10). Они отсутствуют лишь в сводах некоторых поднятий.

В Прибалтике нижнекембрийские отложения обычно выделяются в балтийскую серию, широко развитую на Северо-Западе Русской платформы [56]. По палеонтологическим данным нижний кембрий расчленяется на субхолмиевую (дотрилобитовую), холмиевую (трилобитовую) и протоленусовую зоны, представленные рядом горизонтов, свит и пачек [133].

Отложения западной и восточной частей Прибалтики существенно различаются между собой по составу и стратиграфической полноте разреза. На востоке отмечается нижняя часть нижнего кембрия — лонто-

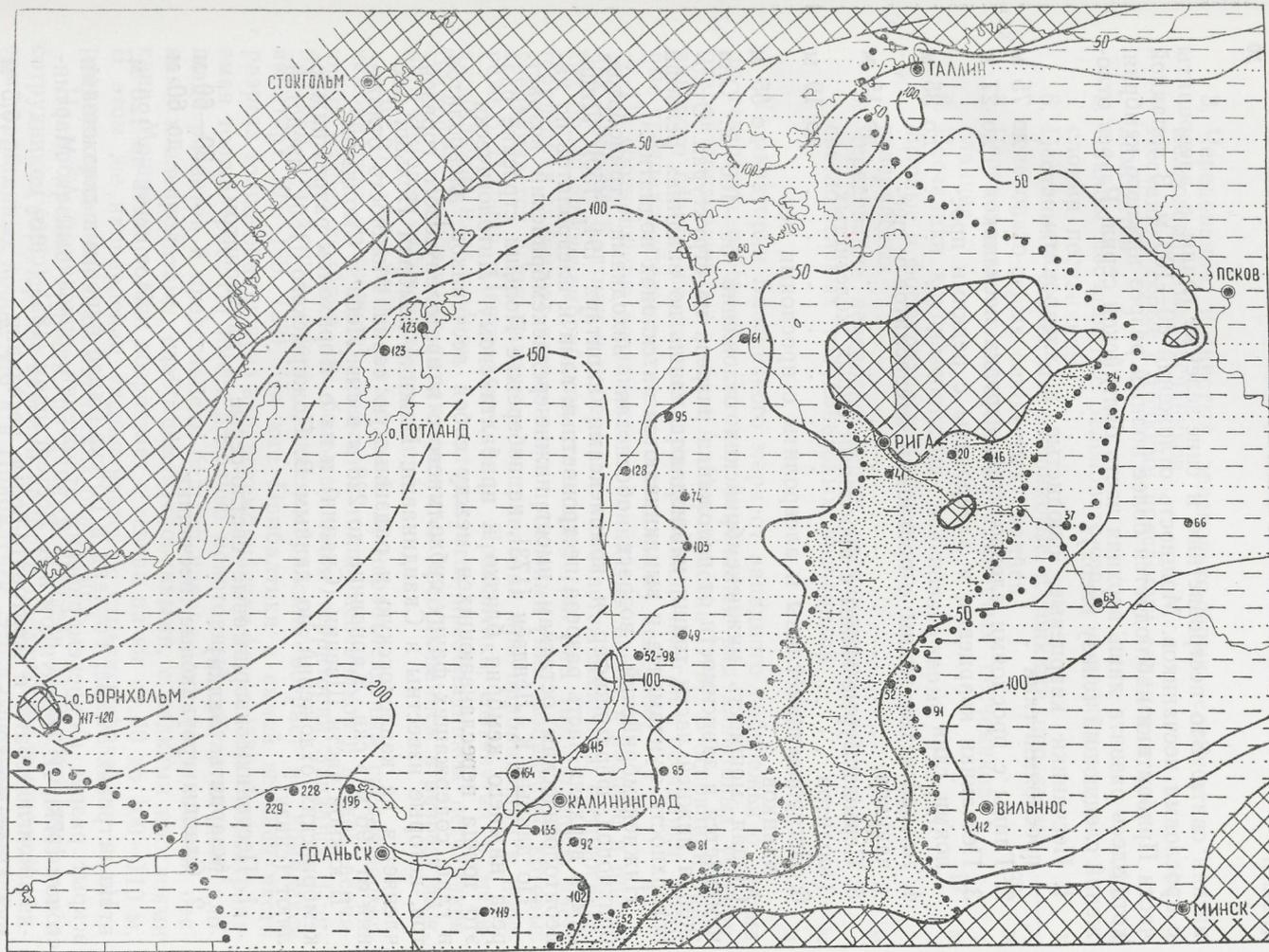


Рис. 10. Литологическая схема нижнекембрийских отложений.

ваская свита. Это пестроцветные и сине-зеленые глины и алевролиты с прослоями песчаников. Мощность отложений 80—100 м. В западной части Прибалтики наблюдается более полный разрез нижнего кембрия, хотя здесь развита лишь верхняя часть балтийской серии. Разрез отложений следующий (снизу вверх):

- | | |
|---|---------|
| 1. Песчаники кварцевые, слюдястые и алевролиты с прослоями глин | до 75 м |
| 2. Глины с прослоями алевролитов, изредка песчаников | до 27 м |
| 3. Песчаники кварцевые и алевролиты с редкими прослоями глин | до 35 м |
| 4. Алевролитистые глины с прослоями алевролитов и песчаников | до 15 м |
| 5. Серые и бурые глины с прослоями бурых железистых оолитов | до 19 м |
| 6. Пестроцветные глины и алевролиты с прослоями песчаников | до 65 м |

Общая мощность нижнекембрийских отложений 50—160 м. Она изменяется в зависимости от положения разреза на структурах. Отложения нижней части толщи наблюдаются лишь во впадинах рельефа поверхности фундамента и выклиниваются на склонах поднятий.

Нижнекембрийский возраст обоснован находками трилобитов, брахиопод, фораминифер и комплексами акритарх [94, 150]. Лишь самая верхняя часть разреза пестроцветных глин и алевролитов по палеонтологическим остаткам имеет ниже-среднекембрийский возраст.

По данным К. Лендзён [173], на побережье Польши строение разреза нижнего кембрия близко к прибалтийскому. Литологически — это толща переслаивающихся между собой песчаников, алевролитов и глин, содержащих фауну субхолмиевого и протоленусового горизонтов, которые известны в Скандинавии. Нижний кембрий Польши расчленяется на каплоносскую и радзыньскую серии. Мощность отложений от 196 м в скв. Жарновице до 228 м в скв. Леба и Смолдзино.

В южной части Швеции (Скания) и на о. Борнхольм разрез нижнекембрийских отложений, по данным В. Пожарыского [180], представляют (снизу):

- | | |
|--|---------|
| 1. Песчаники кварцитовые светло-серые с глауконитом (кварциты Балка) | 30—60 м |
| 2. Сланцы грауваковые, песчаники | до 60 м |

Мощность до 120 м

На островах Эланд, Готланд и Готска-Сандё буровыми скважинами вскрыт разрез нижнекембрийских отложений, описанный А. Мартинссоном [177], П. Торслундом и А. Вестергардом [185] (снизу):

- | | |
|---|-------|
| 1. Конгломераты и желтовато-белые песчаники | 0,5 м |
| 2. Песчаники желтовато-белые, прослой конгломератов | 27 м |

3. Чередование пятнистых зеленовато-серых сланцев и мелкозернистых песчаников	14	м
4. Песчаники серые с тонкими прослоями сланцев и конгломератов	12	м
5. Сланцы песчанистые зеленовато-серые с тонкими прослоями песчаников	6	м
6. Песчаники белые мелкозернистые с тонкими прослоями зеленовато-серых слюдистых сланцев	30	м
7. Чередование мелкозернистых глинистых песчаников и сланцев	17	м
8. Песчаники крупнозернистые зеленовато-серые глауконитовые и фосфоритовые с прослоями белых средне-мелкозернистых	6	м
9. Чередование зеленовато-серых песчанистых сланцев и светло-зеленых глауконитовых песчаников	11	м
Мощность 78—123		м

На акватории Балтийского моря от западного побережья о. Эланд до северного побережья Эстонии отмечается ряд клифтовых уступов, охарактеризованных в работе А. Мартинссона [176]. В основании ордовикского глинта, по данным драгирования, залегают песчаники, которые предположительно относятся к нижнему кембрию.

По соотношению песчаников и глинистых пород в разрезе в пределах Средней Балтики и побережья намечается несколько литологических полей нижекембрийских отложений (см. рис. 10). Большую часть территории занимают песчаники с прослоями глин, количество которых увеличивается в юго-западном направлении при приближении к побережью Польши. Центральная зона Прибалтики, вытянутая в меридиональном направлении, характеризуется преобладанием песчаников. Восточная Прибалтика характеризуется преобладанием в разрезе нижнего кембрия глинистых отложений.

Средне-верхний кембрий. К нерасчлененным средне-верхнекембрийским отложениям относится толща песчаников и песков, венчающих разрез кембрия. На большей части территории Западной Прибалтики эта толща имеет среднекембрийский возраст по комплексу акритарх [95, 160, 133]. На юге Прибалтики в самой верхней части разреза толщи обнаружена верхнекембрийская фауна [58]. Рассматриваемая толща (рис. 11) имеет довольно монотонный состав на всей площади развития и представлена белыми кварцевыми песчаниками, песками и алевролитами, слабосцементированными, с редкими прослоями глин. Мощность толщи возрастает с севера на юг от 40 до 100—110 м. В этом же направлении увеличивается и стратиграфическая полнота разреза средне-верхнекембрийских отложений.

На побережье Польши, по данным Лендзён [173], Ксёнжкевича и сотрудников [65], средне-верхний кембрий представлен тем же комплексом терригенных пород, что и в Прибалтике. Это в основном песчаники

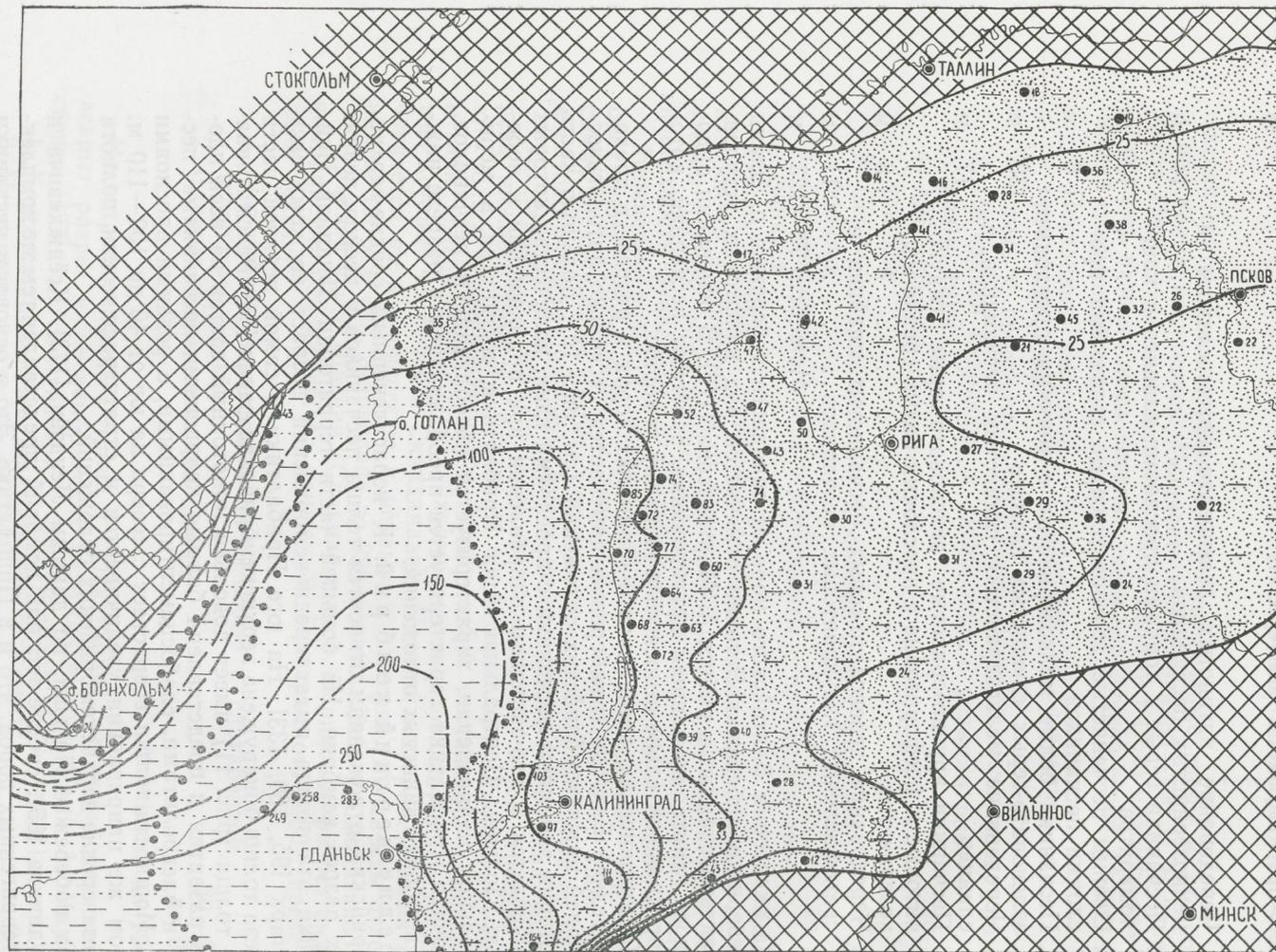


Рис. 11. Литологическая схема средне-верхнекембрийских отложений.

более разнородные по сравнению с прибалтийскими разрезами и с большим количеством прослоев алевролитов и глин. Мощность отложений увеличивается с востока на запад от 111 м в скв. Бартошице до 283 м в скв. Жарновице.

На о. Готланд, по данным Мартинссона [177], Торслунда и Вестергарда [185], отложения среднего кембрия представлены мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, иногда глауконитовыми и с редкими маломощными прослоями песчанистых сланцев. Мощность отложений в скв. Файль-Хайдар достигает 35 м.

В северной части о. Эланд скважиной Бёда-Хамн вскрыта толща глинистых сланцев с прослоями песчаников общей мощностью 43 м. Возраст отложений по остаткам брахиопод и трилобитов датируется средним кембрием.

В юго-восточной части Швеции и на юге о. Эланд разрез среднего—верхнего кембрия представлен кварцевыми битуминозными сланцами с прослоями конгломератов и известковых конкреций. Часто встречаются прослои битуминозных известняков. Сланцы коричневатого-черного цвета с большим содержанием битума и рассеянного колчедана, с обильными остатками трилобитов, брахиопод и водорослей.

На юге о. Борнхольм средне-верхнекембрийские отложения представлены алунистыми сланцами с трилобитами и прослоями битуминозных известняков и линзами антраконита. Мощность отложений 24 м.

Сопоставляя разрезы средне-верхнекембрийской толщи на побережье и островах, видим, что с востока на запад эти отложения претерпевают существенные изменения в литологическом составе (см. рис. 11). Происходит постепенное замещение песчаных пород (Прибалтика и восточная часть Балтийского моря) песчано-глинистыми (Польша, о. Готланд и центральная часть Балтийского моря), а затем карбонатно-глинистыми (острова Борнхольм и Эланд). В самой западной части поля распространения средне-верхнекембрийской толщи развиты битуминозные (горючие, квасцовые) карбонатно-глинистые отложения.

Ордовикская система. Отложения ордовика распространены почти на всей территории Центральной Балтики, Прибалтики, ПНР, на островах Борнхольм, Эланд, Готланд и Готска-Сандё. Они отсутствуют лишь на западе и северо-западе акватории вдоль побережья Швеции (см. рис. 3, 4). Это карбонатные, в меньшей мере глинисто-карбонатные отложения с прослоями глин, аргиллитов или сланцев. Для Центральной Балтики и окружающей ее суши намечаются три основных типа разреза ордовика [90].

1. Эстонско-литовский характеризуется преобладанием в составе сероцветных органогенных известняков с водорослями, глауконитом и железистыми оолитами; часто встречаются рифовые образования; терригенные отложения редки.

2. Шведско-латвийский с глинисто-известковистыми отложениями комковатой текстуры, иногда с примесью тонкозернистого терригенного

материала, часто красноцветными. Встречаются горизонты и прослои черных граптолитовых аргиллитов.

3. Сконенский, представленный глинистыми граптолитовыми отложениями с многочисленными тонкими прослоями карбонатных пород.

Мощность отложений ордовика колеблется от нескольких метров до 247 м. По литолого-палеонтологическим признакам они расчленяются на три отдела, в которых на обрамляющей суше выделены ярусы, свиты, пачки, горизонты и слои. На шельфе Балтики столь дробное расчленение на данном этапе изученности невозможно.

Нижний ордовик. На акватории Средней Балтики по аналогии с Прибалтикой [90,143] намечаются два типа строения разреза нижеордовикских отложений (рис.12). Третий тип разреза развит западнее региона, на территории Швеции.

В северной и юго-восточной частях региона развит разрез эстонско-литовского типа, имеющий следующее строение:

- | | |
|--|----------|
| 1. Кварцевые и кварцево-глауконитовые песчаники | 0,5—11 м |
| 2. Известняки глинистые детритовые, часто с глауконитом, оолитами и прослоями мергелей | 7,0—15 м |
| 3. Пестроцветные глины (диктионемовые сланцы) | 1,0—3 м |

Мощность нижеордовикских отложений в Северной и Южной Прибалтике колеблется от 12 до 22 м. В северных районах Польши мощность разреза нижнего ордовика изменяется от 3 до 23 м; здесь песчаники, залегающие в основании толщи, замещаются маломощным слоем конгломерата [173].

Разрез нижнего ордовика на о. Готланд, по данным Торслунда, Вестергарда [185] и Мартинссона [177], резко сокращен (до 1 м) и состоит из серых азафусовых известняков с примесью глауконита (скв. Файль-Хайдар, Висбю). На о. Эланд скважиной Бёда-Хамн вскрыт разрез нижнего ордовика, представленный глинистыми сланцами с оболочками и известняками общей мощностью 41 м.

В средней части Балтики распространен разрез шведско-латвийского типа, представленный глинисто-карбонатными отложениями мощностью до 110 м. Здесь выше кварцево-глауконитовых песчаников залегает толща глин, мергелей и органогенно-детритовых известняков с прослоями мергелей и граптолитовых аргиллитов. В верхней половине разреза нижнего ордовика среди известняков залегает горизонт кварцевых алевролитов мощностью до 1,5 м. Разрез нижнего ордовика на о. Борнхольм имеет следующее строение:

- | | |
|--|-------|
| 1. Глауконитовые сланцы с фосфоритом | 0,3 м |
| 2. Глауконитовые известняки с прослоями сланцев и фосфоритом | 2 м |
| 3. Дидимографтовые сланцы | 12 м |
| Мощность 14—15 м | |

Мощность нижнего ордовика от 80—110 м в Прибалтике до 24 м на побережье Польши (скв. Жарновице) и до 14 м на о. Борнхольм.

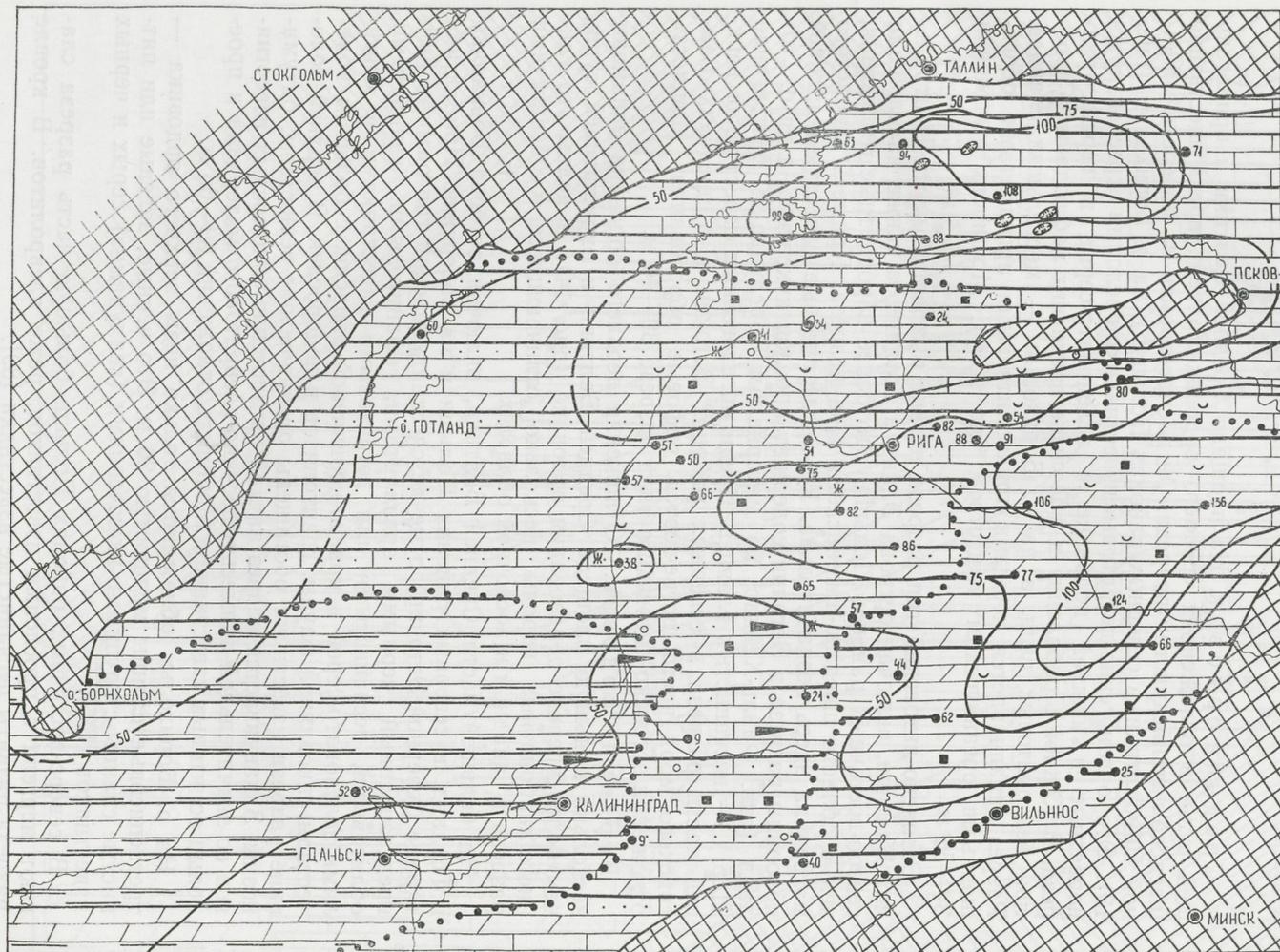


Рис. 12. Литологическая схема нижнеордовикских отложений.

Средний ордовик. На площади Средней Балтики и прилегающей суши в отложениях среднего ордовика развит преимущественно шведско-латвийский тип разреза. Он распространен на побережье Южной Прибалтики, в северных районах Польши и на о. Борнхольм (рис. 13). Это органогенно-детритовые известняки с прослоями мергелей, красноватые в нижней половине и зеленовато-серые в верхах разреза. В Южной Прибалтике и в Польше среди них наблюдаются прослои бентонитовых глин, а на о. Борнхольм — мергельных сланцев. Разрез заканчивается черными тонкоплитчатыми аргиллитами, обогащенными органическим веществом (до 25%). Мощность отложений 34—55 м.

Эстонско-литовский тип разреза развит в северной части Центральной Балтики, включая острова Эланд и Готланд, а также на площади северо-восточных районов Польши. Это более карбонатные отложения, чем в области шведско-латвийского типа разреза. Примесь глинистого материала здесь незначительна. Крупнодетритовые известняки нижней половины разреза в Эстонии содержат прослой кукурсита, а на о. Готланд (скв. Файль-Хайдар, по материалам Торслунда и Вестергарда [185]) — песчаных сланцев. Среди органогенных известняков верхней части разреза в северных районах Эстонии и в пределах Балтийского моря часто встречаются рифовые образования. Мощность отложений эстонско-литовского типа разреза 30—40 м.

Верхний ордовик. Отложения верхнего ордовика занимают несколько меньшую площадь Средней Балтики и окружающей суши, чем более древние образования ордовика (рис. 14). В целом это глинисто-карбонатные породы, несколько отличающиеся особенностями разреза в западной и восточной областях.

На большей части Средней Балтики, включая острова Борнхольм и Готланд, в северных районах Польши и на побережье Прибалтики (кроме Северной Эстонии) отмечается скандинавский тип разреза [90], представленный черными аргиллитами, афанитовыми, глинистыми, оолитовыми, песчаными или детритовыми известняками и мергелями зеленовато-серой и красно-коричневой окраски, с большим количеством раковинной фауны, граптолитов и водорослей. В верхней половине разреза известняки обогащены органическим веществом, битуминозны. Заканчивается разрез пачкой органогенно-обломочных известняков со значительной примесью песчано-алевритового материала и прослоями оолитовых известняков. Мощность отложений 60—66 м.

На о. Борнхольм обнажаются только низы верхнего ордовика — третасписовые сланцы мощностью 30 м. Это черные, зеленые или пятнистые сланцы с крупными включениями («валунами») серых и черных известняков [175].

В северо-восточных районах Польши большую часть разреза составляют мергели с прослоями известняков, реже алевролитов. В кровле разреза развиты песчаные известняки [89].

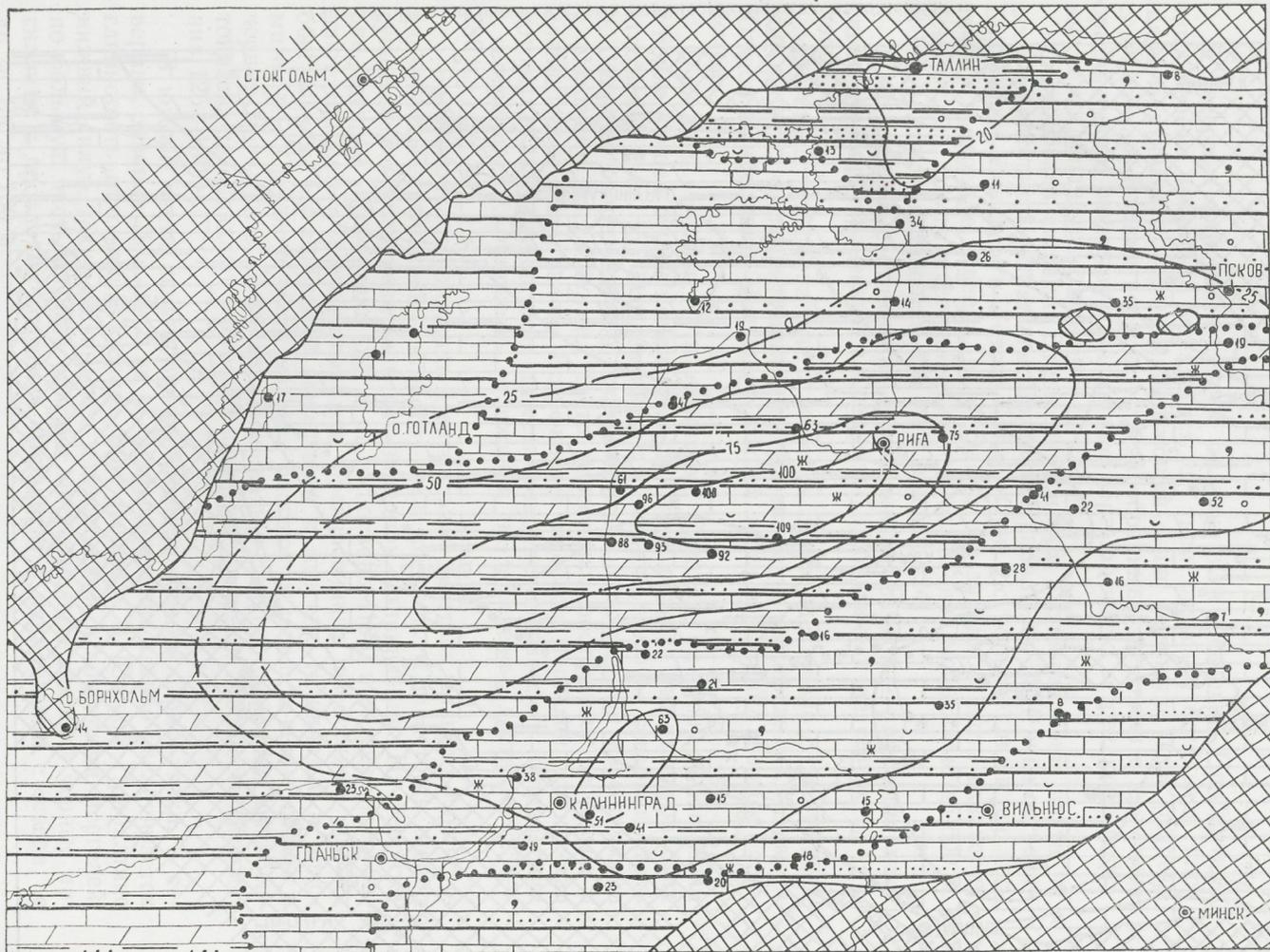


Рис. 13. Литологическая схема среднеордовикских отложений.

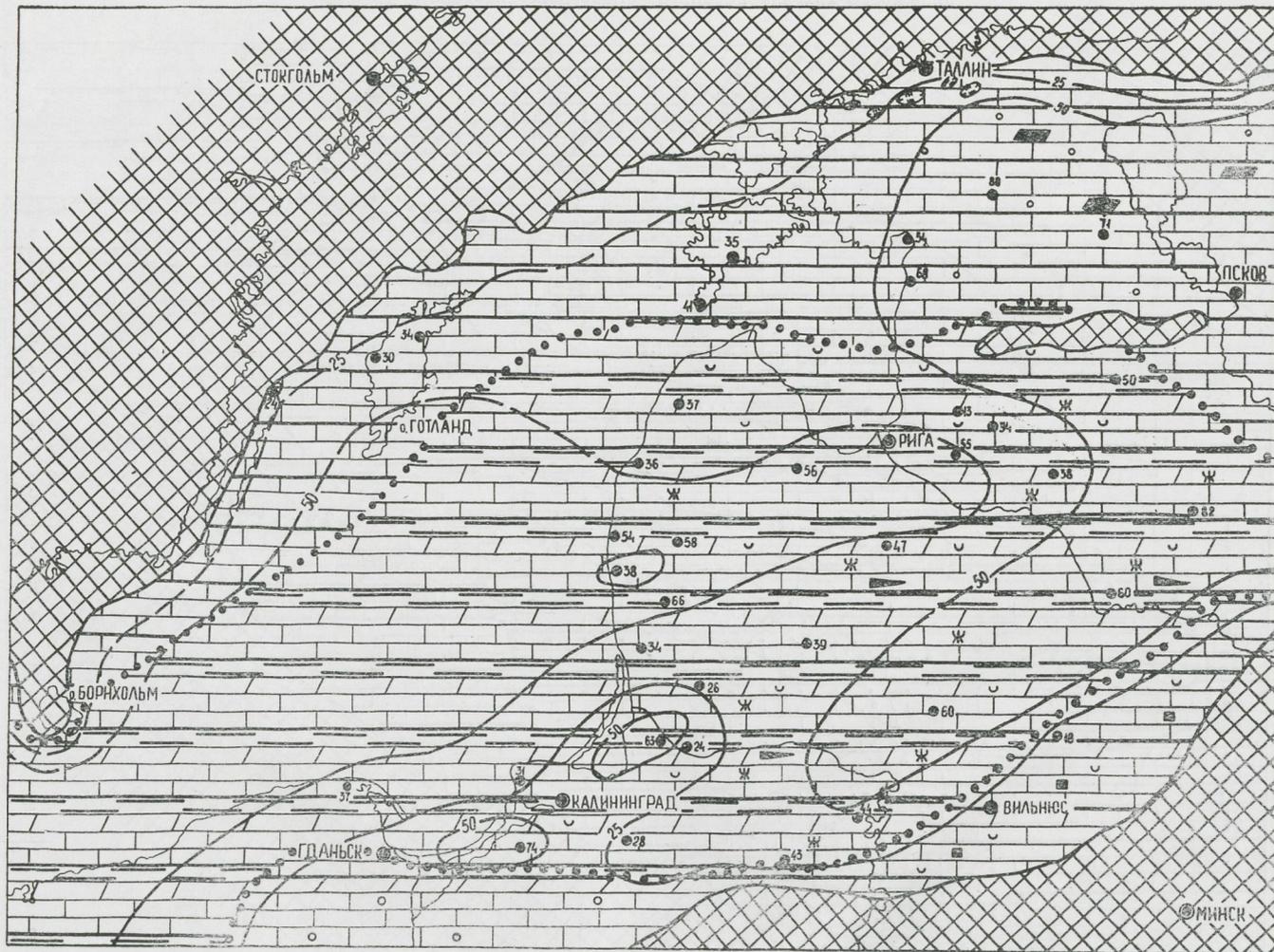


Рис. 14. Литологическая схема верхнеордовикских отложений.

В северных районах Средней Балтики и в Северной Прибалтике тип разреза несколько отличается от типа разрезов остальной площади Балтийского моря и прилегающей суши: большую часть разреза слагают карбонатные породы — разнообразные известняки с примесью органического вещества и глинистые мергели; часто встречаются рифовые тела. Мощность отложений 75—95 м.

Силурийская система. Отложения силура распространены почти на всей территории Центральной Балтики, Прибалтики, ПНР и на островах Борнхольм, Готланд и Готска-Сандё. Они отсутствуют лишь на восточном побережье Швеции, на о. Эланд и в западной части акватории (см. рис. 3). Это глинисто-карбонатные отложения мощностью до 600 м. В Прибалтике выделяются два типа разреза [24]:

1) карбонатные отложения с раковинной фауной и рифовыми массивами, распространенные в Северной Прибалтике и на севере о. Готланд;

2) глинисто-карбонатные отложения преимущественно с граптолитовой фауной, часто битуминозные, развитые на побережье Средней и Южной Прибалтики, Польши, в южной части о. Готланд и на о. Борнхольм.

Нижний силур. На акватории Средней Балтики по аналогии с прилегающей сушей намечаются два типа разреза нижнесилурийских отложений (рис. 15). В северной части Балтики, включая северную часть о. Готланд, разрез сложен биогермными и детритовыми известняками с рифовыми постройками. Часто известняки обогащены песчаным и алевритовым материалом. Встречаются прослой мергелей, количество которых, как и глинистость известняков, увеличивается в направлении с севера на юг. Мощность отложений на побережье достигает 250—280 м.

Большую часть площади Центральной Балтики слагают глинисто-карбонатные отложения второго типа разреза. Глинистость пород существенно увеличивается в юго-западном направлении. На территории Средней Прибалтики [24] и на о. Готланд [185] в разрезе преобладают глинистые, комковатые или брекчиевидные известняки, иногда обогащенные органическим веществом, и мергели (глинистые и доломитовые). Среднюю часть разреза слагают зеленовато-серые глины и черные аргиллиты. Мергели, содержащие тонкие прослойки метабентонитов, преобладают в верхней половине разреза. Мощность отложения 125—190 м.

В южной части акватории, на площади Южной Прибалтики, в северных районах Польши и на о. Борнхольм существенно увеличивается глинистость отложений второго типа разреза. В Южной Прибалтике нижний силур также начинается известняками с прослоями мергелей, но большую часть разреза слагают битуминозные глины и черные аргиллиты с прослоями мергелей. Мощность в направлении с севера на юг от 130 до 150 м.

В северных районах Польши в разрезе по сравнению с рассмотренными уже существенно преобладают аргиллиты с прослоями черных граптолитовых сланцев. В верхней половине разреза появляются также прослойки бентонитов, конкреции и линзы известняков с раковинной фауной [139]. Мощность отложений около 200 м, в направлении на северо-запад увеличивается до 1000 м (на Поморье).

На о. Борнхольм наблюдается сокращение разреза нижнего силура до 80 м; здесь он представлен зеленовато-черными граптолитовыми сланцами.

Верхний силур. Отложения верхнего силура занимают меньшую площадь Центральной Балтики, чем образования нижнего силура, и полностью отсутствуют на островах Эланд, Борнхольм и большей части о. Готланд (рис. 16), однако, как и в нижнем силуре, отмечают два типа разреза — карбонатный и глинисто-карбонатный. Незначительную площадь на севере акватории и о. Сааремаа слагают доломиты, детритовые известняки и мергели мощностью около 100 м. На большей части территории Центральной Балтики, на побережье Средней и Южной Прибалтики и в северных районах Польши развиты глинисто-карбонатные отложения. Глинистость разреза, как и в нижнем силуре, возрастает с севера на юг и юго-запад. Район акватории между о. Готланд и Средней Прибалтикой сложен толщей сероцветных глинистых известково-доломитовых мергелей с прослоями глин, доломитов и органично-обломочных известняков. В верхней части разреза преобладают мергели, переслаивающиеся с известняками и доломитами. Мощность отложений достигает 410 м.

В южной части акватории Балтики (между о. Борнхольм и Южной Прибалтикой) разрез представлен аргиллитами и мергелями с прослоями известняков. Вверх по разрезу увеличивается количество мергелей; самая верхняя часть силурийской толщи сложена преимущественно зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями органических и микрозернистых известняков. Отложения битуминозны. Мощность увеличивается в юго-западном направлении до 811 м и в северных районах Польши (скв. Лемборк) достигает 2100 м. Строение разреза следующее:

1. Аргиллиты с прослоями известняков	340 м
2. Глины и алевролиты	778 м
3. Аргиллиты с граптолитами	100 м
4. Известняки, мергели, доломиты с обильной раковинной фауной	854 м

Девонская система. Отложения девона занимают значительно меньшую площадь Средней Балтики и прилегающей суши по сравнению с отложениями нижнего палеозоя и силура. Они распространены лишь на побережье Прибалтики и на сопредельной части шельфа (см. рис. 4). Девон представлен толщей терригенных и карбонатных пород мощностью до 900 м. В разрезе девона выделяются все три отдела, которые в

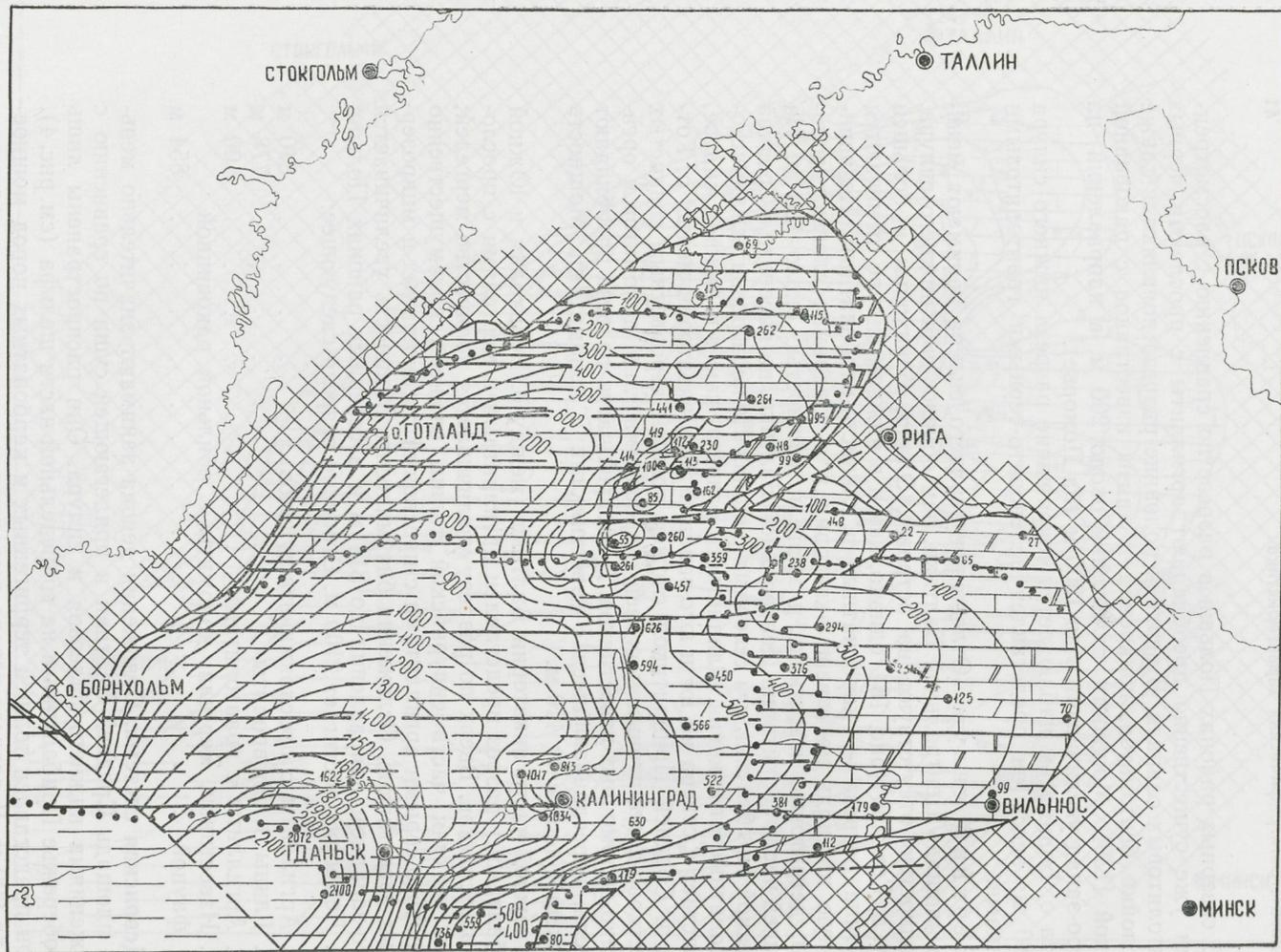


Рис. 16. Литологическая схема верхнесилурийских отложений.

Прибалтике по литолого-палеонтологическим признакам расчленяются на ярусы, горизонты, серии, свиты, слои и пачки.

Нижний девон. В Прибалтике к нижнему девону относятся тильжеская и стонишкяйская свиты гаргждайской серии и кемерская свита (серия). На побережье Прибалтики первые две свиты залегают согласно на глинисто-карбонатной толще верхнего силура и несогласно перекрываются кемерской свитой.

Тильжеская и стонишкяйская свиты сложены карбонатно-глинисто-песчаными отложениями с остатками фауны нижнего девона. Для пород характерна красноцветность и в некоторых районах (побережье Литвы) битуминозность. Мощность свит достигает 250 м. Отложения распространены на севере Курземского полуострова в Латвии и на юге Прибалтики в бассейне р. Неман. Предположительно площади их распространения продолжаются на шельфе Средней Балтики (рис. 17).

Отложения кемерской свиты (рис. 18) распространены значительно шире, чем тильжеской и стонишкяйской. Свита развита на всей площади Прибалтики и залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на породах стонишкяйской свиты, силура и нижнего палеозоя. Это пестроцветные глинисто-песчаные отложения мощностью до 130 м. В районе Приекуле (южная часть Латвии) песчаники низов свиты слабобитуминозны. Возраст отложений кемерской свиты, особенно верхней половины ее разреза, проблематичен. В нижней части разреза встречена ихтиофауна бреккона, а в верхней части свиты на территории Латвии обнаружен богатый комплекс ихтиофауны эйфельского яруса [85].

Средний девон. Среднедевонские отложения распространены в тех же районах Прибалтики и прилегающей акватории, что и кемерская свита нижнего девона, но занимают несколько большую площадь. В Прибалтике разрез среднего девона начинается песчаниковой толщей пярнуского горизонта со среднедевонским комплексом ихтиофауны. Мощность отложений 70—80 м. Выше залегают глинисто-карбонатные отложения наровского горизонта мощностью 60—170 м. Нижняя граница горизонта четко выражена литологически, а также на электро-, гамма- и сейсмокаротажных диаграммах. Верхнюю часть разреза среднедевонской толщи слагают красноцветные отложения старооскольского горизонта мощностью 70—180 м.

Общая мощность отложений среднего девона в Прибалтике изменяется от 50 до 460 м. Судя по характеру залегания на суше и данным морского сейсмоакустического профилирования, отложения среднего девона развиты на значительной части акватории Балтийского моря (рис. 19).

Верхний девон. Верхнедевонская терригенно-карбонатная толща пород мощностью до 500 м занимает значительно меньшую площадь побережья Прибалтики и прилегающей части акватории Средней Балтики по сравнению со средним девонem (рис. 20). Толща состоит из ритмичного переслаивания песчано-глинистых и сульфатно-карбонатных пород,

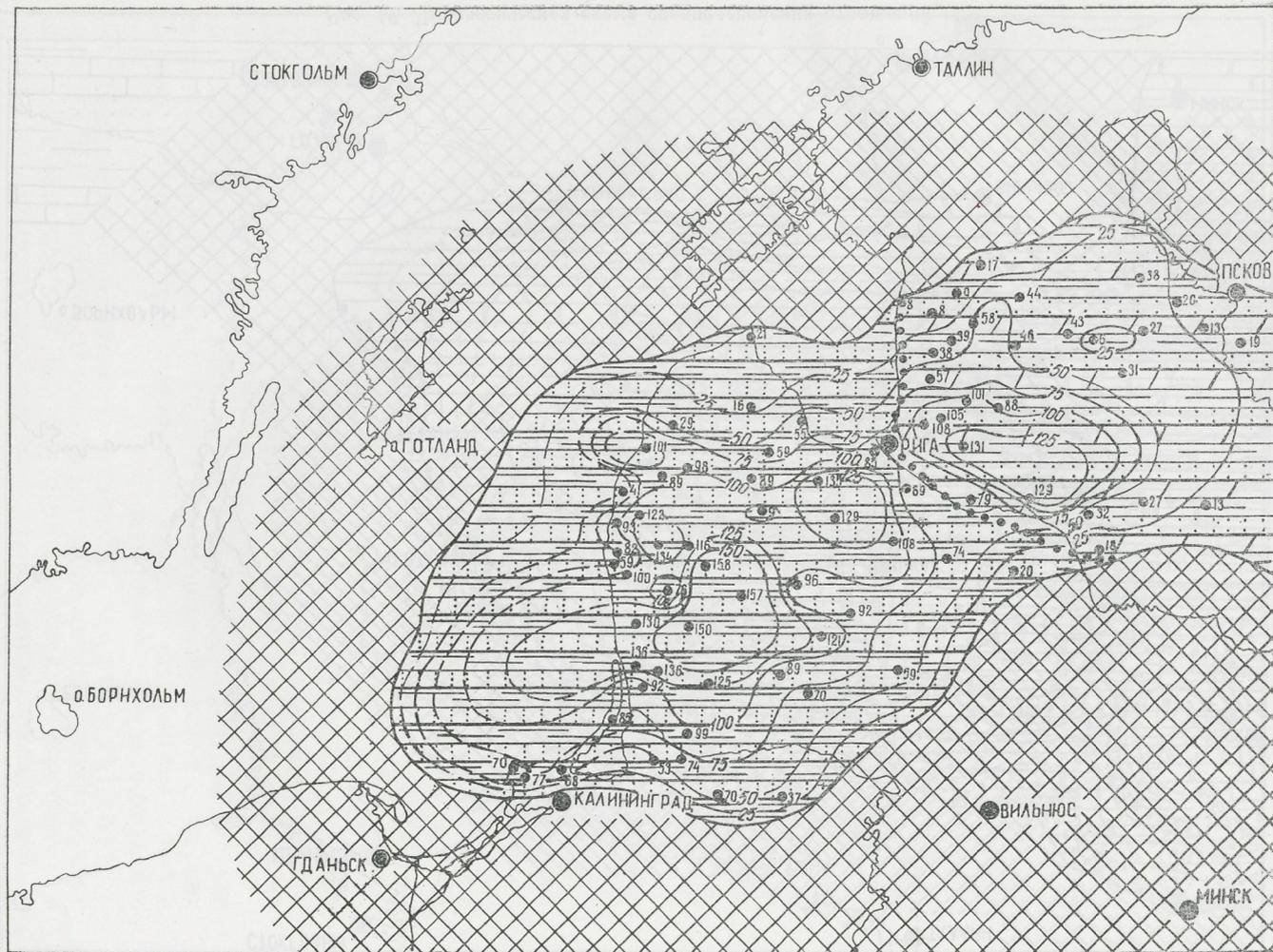


Рис. 18. Литологическая схема нижнедевонских (кемерская свита) отложений.

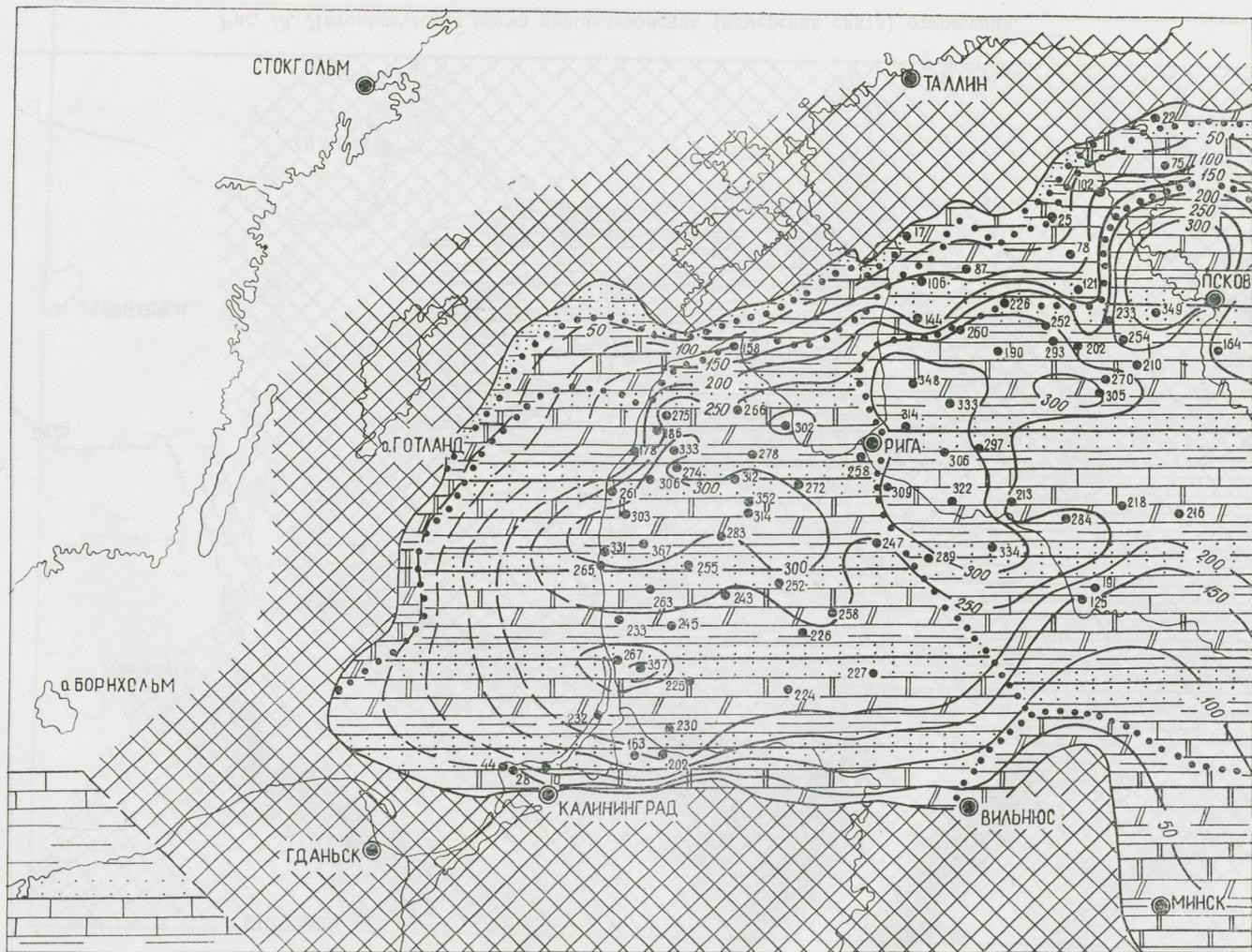


Рис. 19. Литологическая схема среднедевонских отложений,

содержащих богатый комплекс фаунистических остатков франского и фаменского ярусов.

В нижней части разреза залегают песчаники, алевролиты и глины мощностью до 100—130 м. Большую часть толщи составляют карбонатизированные терригенные и карбонатные породы (250—300 м). Преобладают известняки (в различной степени доломитизированные), доломитовые мергели и доломиты, часто глинистые; встречаются гипсы и ангидриты, карстовые брекчии обрушения. Глинистость и гипсоносность пород увеличиваются в западном направлении, терригенные разности становятся более карбонатными.

В верхней части толщи верхнего девона, относящейся к фаменскому ярусу (180 м) гипсы и ангидриты отсутствуют, среди карбонатных пород часто встречаются органогенно-детритовые известняки.

Карбоновая система. Отложения карбона развиты на небольшой площади побережья Прибалтики и Средней Балтики (рис. 21). Они относятся к нижнему отделу карбона и согласно залегают на верхнедевонских отложениях. В нижней части разреза толщи преобладают доломиты с прослоями мергелей и глин, в верхней — мелкозернистые песчаники с тонкими прослоями глин. Мощность нижнего карбона до 70—130 м, возраст в значительной степени условен [46,115].

Пермская система. Отложения перми распространены в южной части Балтийского моря и в прилегающих районах Прибалтики и Польши (см. рис. 4).

Они представлены терригенно-карбонатно-галогеенным комплексом мощностью до 1000 м и залегают с резким угловым несогласием на различных горизонтах более древних отложений вплоть до кембрия, слагая нижнюю часть пермско-неогенового структурного этажа платформенного чехла. В северной части Прибалтики, в Швеции и на островах Балтийского моря отложения перми отсутствуют.

Нижняя пермь. Отложения нижней перми залегают узкой субширотной полосой на юге Прибалтики и на северо-востоке Польши (рис. 22). Это терригенные породы мощностью 53—58 м. В составе толщи преобладают аркозовые песчаники, встречаются маломощные прослои карбонатных или огипсованных пород. Предположительно возраст отложений датируется артинским и кунгурским ярусами [132].

На севере Польши в скважинах под верхнепермскими отложениями обнаружены серые разнозернистые песчаники («белый лежень») проблематично нижнепермского возраста (до 7 м в скв. Леба и около 50 м в скв. Дарлово). На площади Балтийского моря отложения нижней перми, по-видимому, отсутствуют.

Верхняя пермь. Отложения верхней перми (цехштейн) широко распространены на побережье Южной Прибалтики, ПНР и в юго-восточной части Балтийского моря (рис. 23). Они залегают несогласно на нижележащих образованиях от нижней перми до силура включительно.

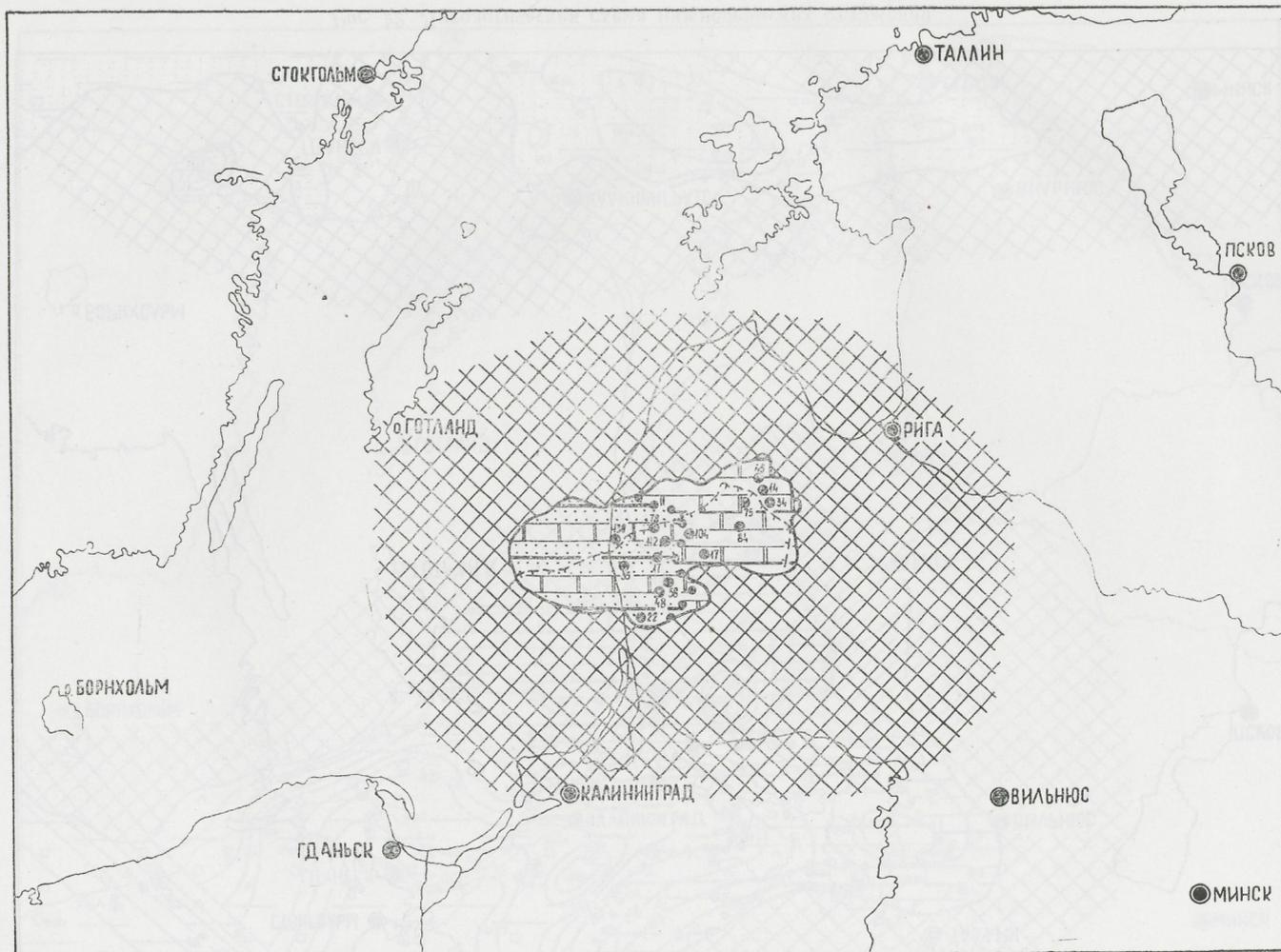


Рис. 21. Литологическая схема нижнекарбоневых отложений.

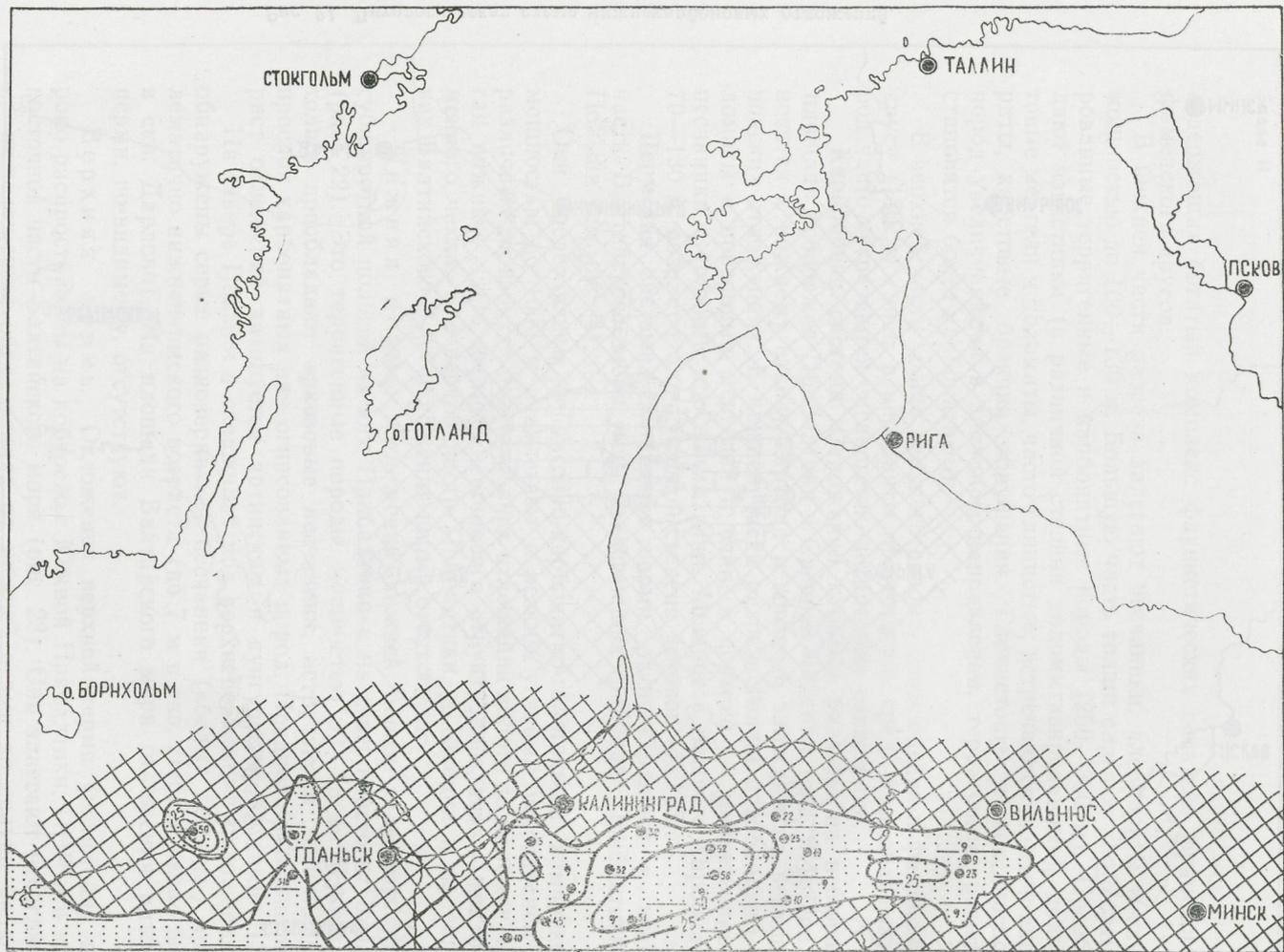


Рис. 22. Литологическая схема нижнепермских отложений.

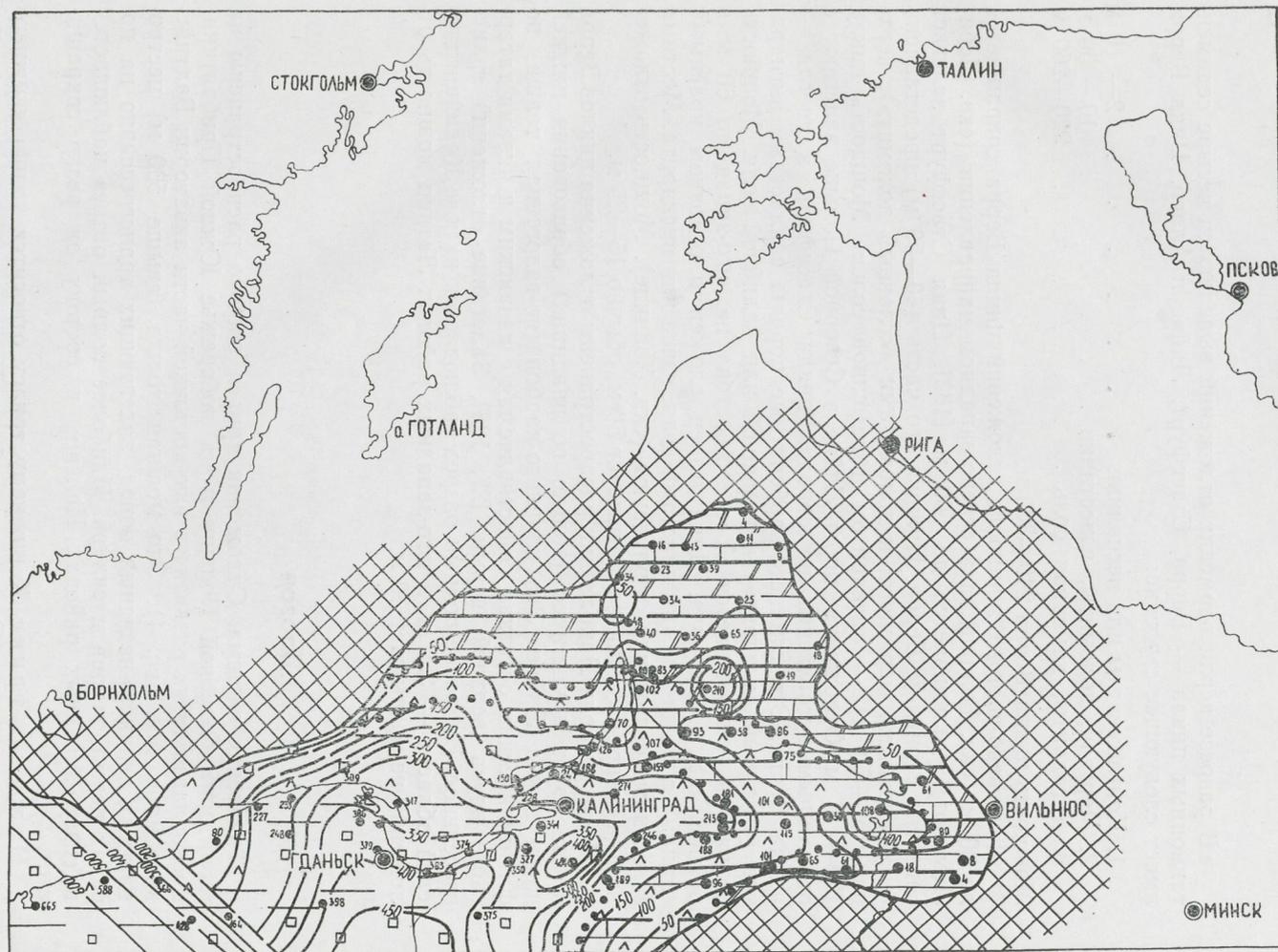


Рис. 23. Литологическая схема верхнепермских отложений.

В разрезе верхнепермских отложений выделяются четыре седиментационных цикла — Верра, Стассфурт, Ляйне и Аллер. Цикл Верра имеет следующее строение:

- | | |
|--|-----------|
| 1. Конгломераты или песчаники | 2— 10 м |
| 2. Мергели, доломиты, известняки | 10— 30 м |
| 3. Ангидриты, каменная соль | 220—260 м |

Мощность цикла Верра 240—300 м.

На северо-востоке мощность отложений цикла Верра сокращается до 80 м (скв. Голдап), а в северо-западном направлении (скв. Леба-Лемборг) увеличивается до 500 м [182]. Цикл Стассфурт залегает согласно с циклом Верра. Нижняя его часть (40—50 м) представлена битуминозными мергелями и доломитами («главный доломит»), верхняя (50—70 м) — ангидритом и каменной солью. Мощность цикла 100—117 м. Отложения цикла Ляйне в Северной Польше залегают с отчетливым несогласием на породах цикла Стассфурт, а иногда — цикла Верра. Это глинисто-карбонатные породы с пластами ангидритов («главный ангидрит») и каменной или калийной соли. Мощность отложений увеличивается с северо-востока на юго-запад до 60 м в районе нас. п. Оструда. Цикл Аллер сложен в основном красными глинами с подчиненными пластами соли, гипса или ангидрита. Местами галогенные отложения отсутствуют (скв. Хойнице). Мощность отложений на севере Польши не превышает 50 м, обычно 15—25 м.

На территории Прибалтики распространены отложения циклов Верра и Стассфурт и частично (только во впадинах) образования нижней части цикла Ляйне. Это глинисто-карбонатно-галогенная толща, по фаунистическим остаткам сопоставляемая с казанским и низами татарского яруса верхней перми [27, 128]. Залегание отложений трансгрессивное. Наиболее полный разрез наблюдается на юге Калининградской области — 350 м, в юго-западных районах Латвии мощность отложений не превышает 30 м.

МЕЗОЗОЙ

Триасовая система. Отложения триаса широко распространены на территории Северной Польши и на побережье Южной Прибалтики; предполагается их развитие в юго-восточной части акватории Балтийского моря (см. рис. 4). Это мощная толща (свыше 500 м) пестроцветных глинисто-песчаных пород, залегающих трансгрессивно на породах перми, девона и силура. Наиболее полный разрез наблюдается в северо-западных районах Польши, к востоку он резко сокращается.

Нижний триас. К нижнему триасу относится толща «нижнего пестрого песчаника». В северных районах Польши это конгломеративно-

песчаниковые породы с прослоями известняков, доломитов, мергелей и глин с богатой фауной эстерий, остракод и растительными остатками. Мощность нижнего триаса на севере Польши 170 м (скв. Леба), в южном направлении она быстро возрастает — до 1000 м в скв. Шубино, и разрез становится более мергельным. Мощность нижнетриасовых отложений увеличивается в восточном направлении и в Мазурском районе (скв. Элк, Пиш) она достигает 520 м. Разрез становится более глинистым.

Подобные отложения развиты на территории Южной Прибалтики. Это красноцветные доломитизированные глины, мергели, песчаники и оолитовые известняки. Преобладают глины. Мощность отложений достигает 210 м.

Средний триас. Отложения среднего триаса широко развиты в северо-западной части Польши, на северном побережье они отсутствуют. Незначительной мощности (3—10 м) карбонатно-глинистые отложения вскрыты скважинами Элк и Пиш в северо-восточных районах Польши и на прилегающей территории Южной Прибалтики. Это карбонатные глины и песчаные оолитовые известняки с фауной моллюсков и филопод. Возраст предположительно ниже-среднетриасовый [27]. Мощность 50—60 м.

Верхний триас. На побережье Польши отложения верхнего триаса отсутствуют. В Южной Прибалтике они развиты спорадически и представлены пестроцветными глинами (120 м) и песчано-глинистыми отложениями (26—64 м) с остатками древесины и споро-пыльцевым комплексом рэтского возраста.

Юрская система. На территории Центральной Балтики юрские отложения занимают несколько меньшую площадь, чем породы триаса (см. рис. 4). Они широко распространены в Южной Прибалтике и в северных районах Польши, известны также на о. Борнхольм. Это терригенные породы с прослоями доломитов, известняков и мергелей. Преобладают черные глины алевроитовые и песчаные с остатками древесины и раковинной фауны. Иногда в глинах наблюдаются «очковая» структура за счет многочисленных мелких линз песка и включения сидерита. Мощность отложений на побережье Балтики достигает 200 м, увеличиваясь в юго-западном направлении до 1200—1300 м (на Поморье).

Меловая система. Отложения мела развиты в южной части Центральной Балтики и на побережье Прибалтики, Польши и Южной Швеции, а также на о. Борнхольм (см. рис. 4). Представлены они толщей терригенных (нижний мел) и терригенно-карбонатных пород (верхний мел) мощностью до 200—400 м. Нижнюю часть разреза слагают кварцевые и кварцглауконитовые пески и алевролиты мощностью 60—70 м. Верхнемеловые отложения состоят из часто переслаивающихся песчаников, песчаных мергелей, песчанистого мела с кремнями и прослоями мелоподобных мергелей, алевролитов и опок. По органическим

остаткам отложения расчленяются на ярусы, между которыми отмечается множество перерывов различного объема, выпадение различных частей разреза, несогласное залегание пород.

КАЙНОЗОЙ

Палеогеновая и неогеновая системы. Маломощный покров палеогеновых и неогеновых отложений наблюдается на побережье Польши, Южной Прибалтики и на юге шельфа Центральной Балтики. Образования палеогена представлены янтареносной толщей терригенных пород (пески, песчаники, алевроиты, мергели) общей мощностью 60—70 м. Отложения неогена состоят из белых кварцевых песков с прослоями и линзами углистых глин и алевроитов. Мощность их 6—45 м.

Г л а в а III. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Акватория Балтийского моря и обрамляющее его побережье в тектоническом отношении являются составной частью трех крупных геоструктурных элементов — Балтийской синеклизы, Датско-Польского прогиба (авлакогена) и Балтийского щита (см. рис. 3, 4 и Приложение 1). Рассматриваемая в работе часть акватории расположена в пределах Балтийской синеклизы.

Первая схема тектонического строения средней части Балтики составлена и опубликована В. А. Левченко и Г. П. Мартыновой [74]. На основе сейсмометрических данных, полученных в результате морских геофизических работ и анализа геолого-геофизических материалов побережья и островов, северная часть Средней Балтики до линии о. Борнхольм — г. Лиепая выделена в качестве Скандийско-Готландской и Эстонско-Латвийской глыб, разделенных Балтийским швом. Южная часть средней Балтики отнесена к Польско-Литовской синеклизе, которая на юго-западе по «зоне краевой складчатости» граничит с Датско-Польским прогибом. Глыбы и синеклизы разделяются Рижско-Лиепайской зоной шовных дислокаций и осложнены структурами более мелких порядков — выступами, ступенями, впадинами, прогибами.

В 1968 г. Л. Э. Левиным с соавторами [98] предложена схема тектоники Балтийского моря, на которой западная часть Средней Балтики (до линии о. Борнхольм — о. Готланд) отнесена к окраинной зоне Балтийского щита, а восточная и юго-восточная — к Балтийской синеклизе [98]. В пределах синеклизы выделен ряд «тектонических зон» и впадин. На юго-западе синеклиза отделяется региональным швом «линией Торнхвиста» от Датско-Польского авлакогена.

На опубликованной в 1968 г. А. А. Богдановым «Схеме строения западного угла Европейской платформы» интересующая нас часть Балтийского моря отнесена к «области глубокого погружения докембрийского фундамента» [12]. В 1969—1972 гг. для Средней Балтики и ее обрамления был составлен ряд тектонических схем [37, 60, 111, 122]. Все перечисленные схемы по существу не отличаются друг от друга и весьма близки схеме Л. Э. Левина. Их авторы относят западную часть Средней Балтики (до меридиана восточного побережья о. Готланд) к «склону Балтийского щита», остальную часть акватории — к Балтийской синеклизе. Несколько отличные от рассмотренных выше представления о тектонике Средней Балтики и ее обрамлении высказаны Б. Л. Афанасьевым

и Ф. К. Волколаковым [3, 4], включающими всю рассматриваемую часть Балтийского моря в состав Балтийской синеклизы.

Кроме тектонических схем, отражающих структуру платформенного чехла, для Средней Балтики предложен ряд схем районирования по внутреннему строению кристаллического фундамента или рельефу его поверхности [5, 33, 158]. Краткий обзор известных представлений о тектонике рассматриваемого района выявляет весьма существенные различия во взглядах исследователей по этому вопросу. Основные расхождения касаются, в первую очередь, границ Балтийской синеклизы, поэтому необходимо особо остановиться на этой проблеме.

В большинстве опубликованных и рукописных работ границы Балтийской синеклизы принимаются условно по какой-либо стратоизогипсе поверхности рельефа фундамента, вне связи с внутренним строением платформенного чехла. При этом одну границу предлагается проводить по изогипсе минус 900—1000 м, другую — минус 500 м. Часто этот вопрос вообще обходят молчанием.

Определяя границы Балтийской синеклизы, мы исходили из того, что синеклизы как тектонические структуры платформенного чехла «имеют в поперечном сечении форму выпукло-вогнутой либо выпукло-плоской линзы и только в геологическом смысле являются отрицательными структурами, в пределах которых слои осадочного чехла обладают центриклинальным залеганием» [161]. Добавим к этому, что линза может иметь также усеченную с одного или двух концов форму, если синеклиза сочленяется с обрамляющими ее структурами по разрывным нарушениям.

Анализируя внутреннюю структуру Балтийской синеклизы и соотношение ее с обрамляющими структурами в свете приведенных выше положений, видим, что синеклиза с трех сторон имеет достаточно четкие геологические границы. На севере она сочленяется с Балтийским щитом по системе сбросов, проходящих в средней части Финского залива и в северной части Балтийского моря (рис. 3, 4). На существование этих сбросов кроме геофизических данных, по-видимому, указывает также узкая глубокая (200—300 м) депрессия в рельефе дна, линейно вытянутая в близширотном направлении вдоль указанной системы разломов.

До сих пор большинством геологов и геофизиков северная граница синеклизы проводится по группе Локновских поднятий, затем через Рижский залив и Ирбенский пролив на северо-запад в направлении г. Стокгольм. Территория, расположенная к северу от этой линии и включающая северо-восток Латвии, Эстонию и северную часть Балтийского моря, на большинстве тектонических схем выделяется под названием «Южного склона Балтийского щита» в качестве структурного элемента того же ранга, что и синеклиза. Нам представляется, что при такой интерпретации структуры северной части Балтийского моря и Северной Прибалтики допускается искусственное разделение единой геологической структуры. Ошибочность отмеченных выше тектонических построе-

ний достаточно отчетливо обнаруживается при анализе геологических и структурных карт.

На территории так называемого «Южного склона Балтийского щита» развиты нижнепалеозойские и силурийские отложения. Их слои полого наклонены на юг и юго-запад. В структурном отношении кембрийско-силурийский комплекс «Южного склона» теснейшим образом связан с другими частями Балтийской синеклизы и представляет собой естественное продолжение северного крыла последней. Этот вывод наглядно подтверждается, во-первых, конфигурацией геологических границ и стратозиогипс на картах, во-вторых, закономерной последовательностью смены слоев с севера на юг, т. е. в направлении центральной части Балтийской синеклизы, от древних (верхний протерозой и кембрий) к более молодым (ордовик, силур, девон), в-третьих, морфологией структурно-эрозийного рельефа фундамента. Группа Локновских поднятий, образующих вал, вместе с ограничивающим их с юга сбросом являются структурами, осложняющими осевую часть Балтийской синеклизы.

Сказанное заставляет пересмотреть положение северной границы Балтийской синеклизы, отодвинув ее в область Финского залива.

Напомним, что еще в 1946 г. Н. С. Шатский, разбирая вопрос о границах Восточно-Европейской платформы, справедливо писал: «в Эстонии и Ленинградской области отложения готландского периода, ордовика и кембрийские отложения образуют северный край синеклизы, обычно называемой Балтийской» [152, с. 7].

На это же обстоятельство обратил внимание и Д. В. Наливкин (1957), указав, что «Прибалтийский прогиб (Балтийская синеклиза. — Ф. В.) отчетливо ограничен на севере выходами кембрия, ордовика и силура» [91].

Положение западной и северо-западной границ Балтийской синеклизы также рассматривается по-разному. Так, Д. А. Туголесов с соавторами [111] предлагают проводить эту границу по стратозиогипсе поверхности фундамента минус 500 м. Аналогичная точка зрения высказана также Ю. М. Саркисовым и И. В. Головиным [122], Н. К. Озолинь и Л. Э. Берзинь [5], Л. Э. Левин [73] западную границу Балтийской синеклизы проводит по изогипсе поверхности фундамента минус 1000 м. Область, расположенная западнее указанных границ, всеми упомянутыми исследователями относится к «склону Балтийского щита».

Рассматривая с этих позиций геологические и структурные схемы (см. рис. 3, 25), можно убедиться в том, что естественной геологической границей Балтийской синеклизы на северо-западе и западе является контур распространения платформенного чехла, проходящий вблизи побережья Швеции.

Юго-западная граница Балтийской синеклизы наименее дискуссионна. Всеми исследователями она проводится по зоне разрывных нарушений, известных в геологической литературе под названием «линия Торнквиста—Тейссера», по которой Балтийская синеклиза сочленяется

с Датско-Польским прогибом (авлакогеном). Вдоль «линии Торнквиста—Тейссера» происходит резкий перепад в глубинах залегания всех стратиграфических горизонтов палеозойского и мезозойского комплексов осадочного чехла. В примыкающем с юго-запада к зоне разломов Датско-Польском прогибе глубина залегания докембрийского кристаллического фундамента оценивается в 5—7 км и более.

На юге геологической границей Балтийской синеклизы служит серия широтных и меридиональных сбросов вдоль польско-советской государственной границы, которые отделяют синеклизу от Белорусского массива. Меридиональная система сбросов под углом 70—80° сочленяется на территории ПНР с разломами «линии Торнквиста», образуя таким образом юго-восточный внешний угол Балтийской синеклизы между Датско-Польским прогибом и Белорусским массивом.

На востоке Балтийская синеклиза не имеет четкой геологической границы. Обычно ее проводят условно по изогипсам поверхности докембрийского фундамента минус 900—1000 м, проходящим в полосе меридиана г. Рига [1, 37, 55, 61, 131, 147]. По нашим представлениям, здесь, как и в случае с «Южным склоном Балтийского щита», имеет место неправомерное искусственное расчленение единого восточного крыла Балтийской синеклизы.

Если обратиться к рельефу фундамента и структурному плану нижнепалеозойского комплекса, то между р. Великая и Крестцовским прогибом выявляется обширная седловина с осью меридионального простиранья, разделяющая прогиб и Балтийскую синеклизу. В этой связи восточную границу синеклизы правильнее проводить по склону упомянутой седловины, т. е. в районе р. Великая и Чудского озера вблизи контура распространения силурийских отложений.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Платформенный чехол Балтийской синеклизы залегает на дорифейском кристаллическом фундаменте, сложенном магматическими и метаморфическими породами. Внутренняя структура фундамента весьма сложна, во многом не ясна, дискуссионна и в рамках данной работы может быть освещена лишь схематично (рис. 2, 24).

Специальные работы, рассматривающие тектонику кристаллического фундамента Балтийской синеклизы, немногочисленны. Большинство исследований касается, главным образом, рельефа и геолого-петрографической характеристики его поверхности. Внутренняя структура обычно не затрагивается. К работам, имеющим прямое отношение к проблеме тектоники фундамента синеклизы, можно отнести обобщения геолого-геофизических исследований Р. О. Гафарова [26], А. П. Инданса [55], А. Я. Лунца и Н. К. Озолинь [83], А. П. Биркиса [8], Д. П. Голуб [33, 92], Л. Э. Берзинь и Н. К. Озолинь [5] и некоторые другие.

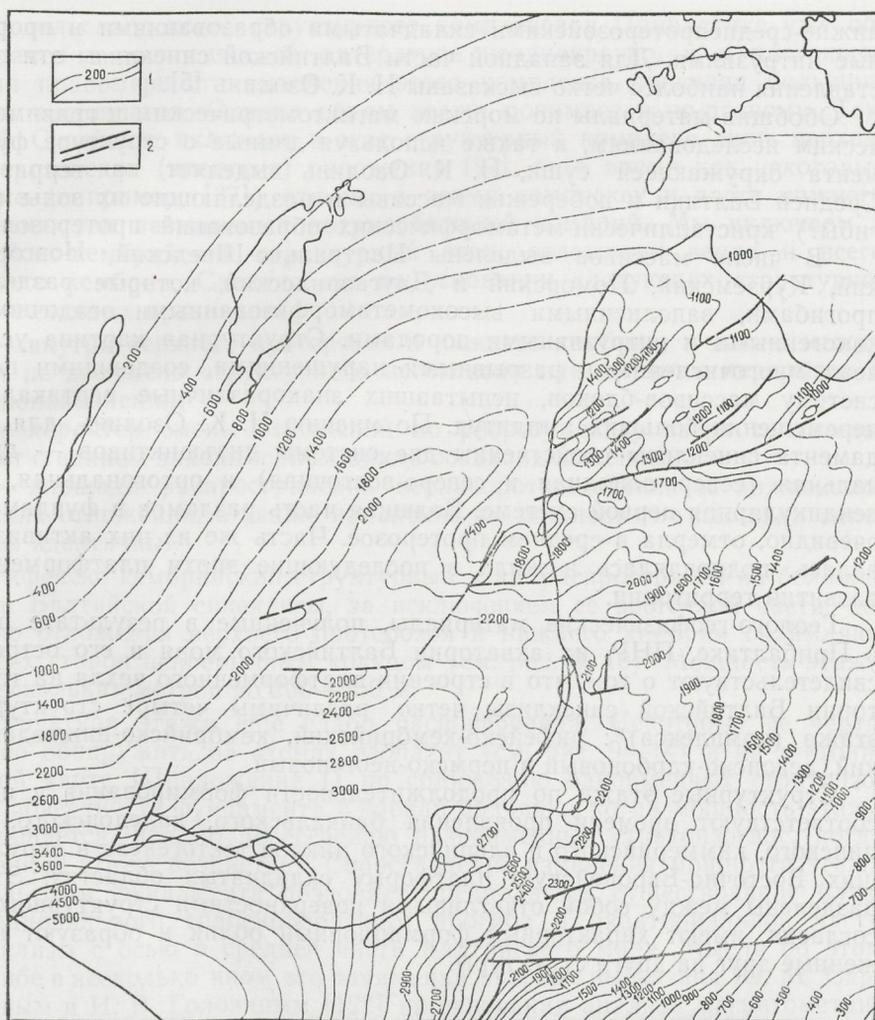


Рис. 24. Схема рельефа поверхности кристаллического фундамента: 1 — изо-гипсы поверхности фундамента (цифры — абсолютные отрицательные); 2 — разрывные нарушения, выраженные в рельефе поверхности фундамента.

Среди геологов и геофизиков наиболее распространено представле-ние о тектонической природе фундамента Балтийской синеклизы как об области дорифейской складчатости. При этом ведущим мотивом в структуре его считается глыбово-блоковое строение. Основу ядра бло-ков составляют архейско-протерозойские жесткие массивы, спаянные

нижне-среднепротерозойскими складчатыми образованиями и прорванные интрузиями. Для западной части Балтийской синеклизы эти представления наиболее четко высказаны Н. К. Озолинь [5].

Обобщив материалы по морским магнитометрическим и гравиметрическим исследованиям, а также используя данные о структуре фундамента окружающей суши, Н. К. Озолинь выделяет на территории Средней Балтики и побережья массивы и разделяющие их зоны (прогибы?) кристаллически-метаморфических образований протерозоя.

В числе массивов выделены Центрально-Шведский, Новгородский, Курземский, Поморский и Даугавпилсский, которые разделены прогибами, заполненными высокометаморфизованными осадочно-вулканогенными и интрузивными породами. Структурная картина усложнена многочисленными разрывными нарушениями, создавшими целую систему массивов-блоков, испытавших значительные вертикальные перемещения больших амплитуд. По мнению Н. К. Озолинь, для фундамента синеклизы свойственны две системы дизъюнктивов — диагональная (северо-западная и северо-восточная) и ортогональная, перпендикулярная первой системе. Большая часть разломов в фундаменте, очевидно, отмерла в среднем протерозое. Часть же из них активизировалась, подновлялась и жила в последующие эпохи платформенного развития территории.

Геолого-геофизические материалы, полученные в результате работ в Прибалтике, ПНР, на акватории Балтийского моря и его островах, свидетельствуют о том, что в строении платформенного чехла на территории Балтийской синеклизы четко различимы четыре структурных этажа (комплекса)*: рифейско-кембрийский, кембрийско-нижнедевонский, девонско-карбонный и пермско-неогеновый.

Структурные этажи по продолжительности формирования в целом соответствуют времени проявления байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов тектогенеза в окружающих Восточно-Европейскую платформу складчатых областях. Этажи разделены между собой отчетливыми поверхностями структурного несогласия, имеют характерный формационный облик и образуют наложенные друг на друга структуры.

РИФЕЙСКО-КЕМБРИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Рифейско-кембрийский структурный этаж включает вулканогенно-терригенные отложения верхнего протерозоя (венда) и нижнего кембрия. Вопрос о самостоятельности рифейско-кембрийского (байкальс-

* Термины «структурный этаж» и «структурный комплекс» употребляются здесь и далее по тексту как синонимы.

кого, дальсландского) структурного комплекса в Прибалтике уже обсуждался в геологической литературе неоднократно, и в настоящее время правомерность выделения этого комплекса признана большинством тектонистов. Однако объем этажа понимается по-разному. Так, П. И. Сувейздис включает в этот структурный комплекс лишь верхнепротерозойские (вендские) отложения [27], в то время как некоторые другие (например, [37]) относят к этому комплексу и часть нижнего кембрия, так называемый дотрилобитовый кембрий. Мы включаем в рифейско-кембрийский структурный этаж отложения венда и всего нижнего кембрия. Сделано это на основании следующих структурно-формационных признаков:

- внутри верхнего протерозоя и нижнего кембрия, а также между ними не выявлено структурного несогласия или крупных перерывов в осадконакоплении;

- характер смены отложений по разрезу снизу вверх свидетельствует о едином закономерном цикле осадконакопления;

- площади распространения верхнепротерозойских и нижнекембрийских отложений, а также изменение их мощности по площади синеклизы идентичны.

Рифейско-кембрийский структурный этаж распространен на большей части Балтийской синеклизы, за исключением ее восточной части, которую отложения верхнего протерозоя и нижнего кембрия окаймляют со всех сторон непрерывным кольцом (см. рис. 9, 10). Мощность этажа от нескольких метров до 200—250 м.

Структура этажа еще слабо расшифрована. Некоторые ее черты можно обнаружить на схемах изопахит (см. рис. 9—14) и на тектонической карте (Приложение 1) по сближению одноименных стратоизогипс поверхности фундамента и кровли ордовика, когда мощность этажа уменьшается, или по пересечению разноименных стратоизогипс, когда мощность этажа возрастает. Сопоставление изменения мощности этажа с рельефом фундамента позволяет предполагать существование близмеридионального грабенообразного прогиба в акваториальной части синеклизы с осью в средней части Балтийского моря. Мысль об этом прогибе в несколько ином его понимании впервые высказана Ю. М. Саркисовым и И. В. Головиным [122] на основании анализа магнитометрических данных. Осевая часть прогиба, по-видимому, с запада и востока ограничена сбросами и представляет собой узкий грабен, перекрытый кембрийско-девонским структурным этажом.

В восточной части Балтийской синеклизы, начиная примерно с меридиана г. Вильнюс, рифейско-кембрийский комплекс имеет моноклинальное падение на восток, переходя постепенно в крыло Крестцовского прогиба, в осевой части которого верхнепротерозойские и нижнекембрийские отложения достигают мощности 800 м.

Все сказанное относится к характерным особенностям регионального структурного плана рифейско-кембрийского этажа, отличающего

его от вышележащего кембрийско-нижнедевонского этажа. Что касается структур более мелкого порядка (третьего и четвертого), то оба этажа, как правило, конформны, и поэтому описание этих структур будет приведено в разделе о кембрийско-нижнедевонском комплексе.

КЕМБРИЙСКО-НИЖНЕДЕВОНСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Кембрийско-нижнедевонский структурный этаж, объединяющий терригенные отложения среднего — верхнего кембрия, глинисто-карбонатные отложения ордовика и силура и терригенные отложения нижнего девона, является главным в строении Балтийской синеклизы. Этаж распространен на территории синеклизы (с различной степенью полноты разреза) повсеместно, за исключением небольшого участка в районе нас. п. Мынисте (см. Приложение). Мощность его от нескольких десятков метров на крыльях синеклизы до 1100—1200 в центральной и 2800—3000 м в юго-западной ее части.

Кембрийско-нижнедевонский структурный комплекс залегает на более древних разновозрастных отложениях нижнего кембрия, верхнего протерозоя и докембрийских породах фундамента. В качестве основной поверхности для расшифровки внутреннего строения второго этажа принята кровля ордовика как наиболее четкая граница в сейсмогеологическом отношении. Кроме того (особенно для восточной части синеклизы), использованы данные по рельефу докембрийского фундамента, поверхность которого в общих чертах конформна со структурной поверхностью по кровле ордовика (рис. 24, 25). Весьма наглядно и надежно структуру второго этажа отображает геологическая карта со снятыми послесилурийскими отложениями, на которой границы стратиграфических подразделений кембро-силурийского комплекса дают отчетливую тектоническую картину до структур третьего, а иногда и четвертого порядка.

Главными структурами (второго порядка)* кембрийско-нижнедевонского этажа Балтийской синеклизы являются две мегавпадины, названные нами Эстонской и Литовской, и разделяющая их Лиепайско-Псковская антиклинальная зона [4] (см. Приложение, рис. 3).

Эстонская мегавпадина осложняет северное крыло Балтийской синеклизы и примыкает к Балтийскому щиту. Ось мегавпадины простирается примерно по линии южная оконечность о. Готланд—Колка—Пярну. Северо-восточное центриклинальное замыкание мегавпа-

* При геолого-структурных построениях мы придерживались следующей соподчиненности рангов тектонических структур: первый порядок — синеклиза, щит, массив; второй — мегавпадина; третий — впадина, вал, поднятие; четвертый — локальное поднятие.

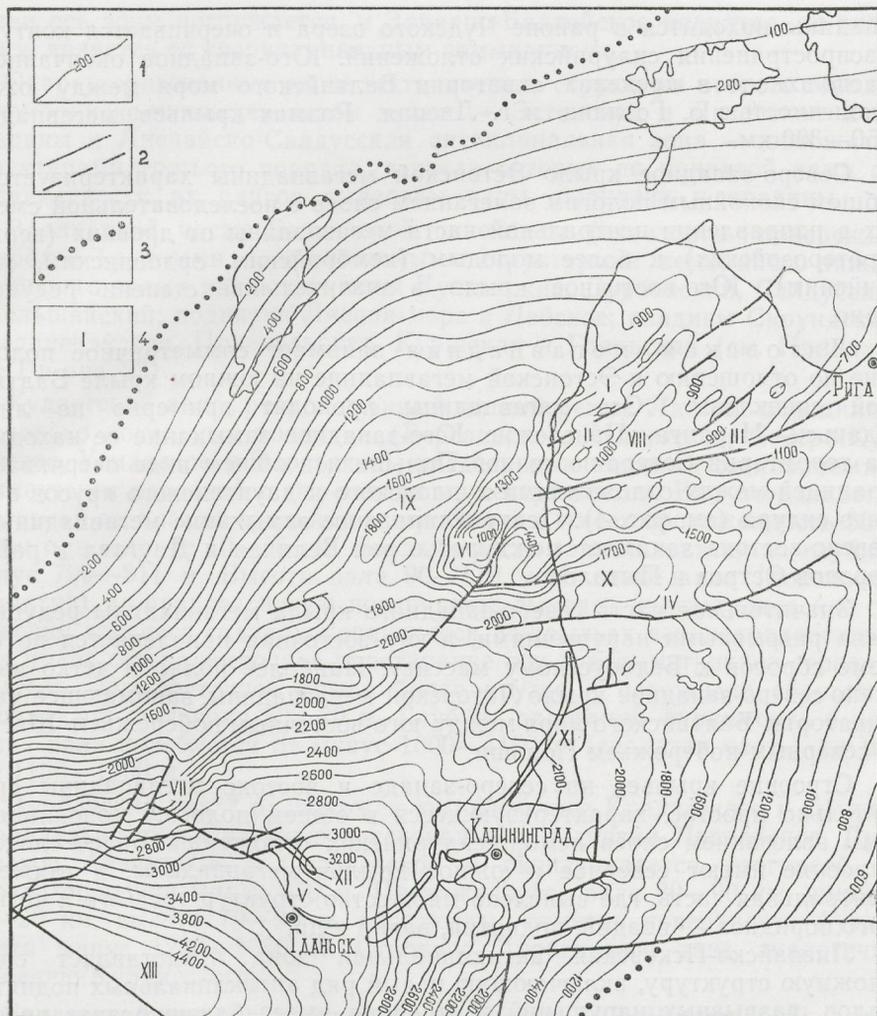


Рис. 25. Структурная схема по кровле ордовика: 1 — стратозогипсы, достоверные на суше, предполагаемые — на море (цифры — абсолютные отрицательные); 2 — основные разрывные нарушения достоверные и предполагаемые; 3 — граница распространения нижнесилурийских отложений; 4 — структуры третьего порядка; I — Кулдигский вал; II — Дурбенский вал; III — Салдусский вал; IV — Тельшыйский вал; V — Хельско-Варминьский вал; VI — поднятие Лиепая-море; VII — Лебское поднятие; VIII — Скрундская впадина; IX — Предлиепайская впадина; X — Приекульская впадина; XI — Куршская впадина; XII — Северо-Гданьская впадина; XIII — Гданьская впадина.

впадины находится в районе Чудского озера и очерчивается контуром распространения силурийских отложений. Юго-западное окончание ее расположено в пределах акватории Балтийского моря между южной оконечностью о. Готланд и г. Лиепая. Размах крыльев мегавпадины 250—300 км.

Северо-западное крыло Эстонской мегавпадины характеризуется в общем спокойным пологим залеганием слоев с последовательной сменой их в направлении центральной части мегавпадины от древних (верхне-протерозойских) к более молодым (кембрийским, ордовикским, силурийским). Юго-восточное крыло в значительной степени редуцировано.

Литовская мегавпадина занимает симметричное положение по отношению к Эстонской мегавпадине на южном крыле Балтийской синеклизы. Ось мегавпадины проходит примерно по линии Гданьск—Неринга—Паневежис. Юго-западное замыкание ее находится на территории Северо-восточной Польши и в общем виде очерчивается границей между отложениями лудловского и даунтонского ярусов верхнего силура (см. рис. 4). Центриклинальное замыкание мегавпадины на северо-востоке занимает междуречье рек Великая и Даугава в районе городов Остров и Пыталово.

Значительная часть северо-западного крыла мегавпадины редуцирована разрывными нарушениями, а юго-восточная причленяется по системе сбросов к Белорусскому массиву. Наиболее полно и четко выражено северо-западное крыло Литовской мегавпадины, занимающее часть акватории Балтийского моря между юго-восточным побережьем Швеции и северным побережьем Польши.

Строение крыльев на северо-западе и востоке мегавпадины сравнительно простое, характеризующееся в общем пологим моноклинальным залеганием слоев кембро-силурийских отложений. Более сложное строение имеют северное и южное крылья мегавпадины, а также ее центральная часть, где выявлено множество структур третьего и четвертого порядков — впадин, поднятий, валов и др.

Лиепайско-Псковская антиклинальная зона представляет собой сложную структуру, включающую целый ряд антиклинальных поднятий, валов, разрывных нарушений и др. Зона имеет близширотное простирание и протяженность около 600 км от центра Средней Балтики до г. Псков. Восточным окончанием Лиепайско-Псковской антиклинальной зоны является Локновский (или Валмиерско-Локновский) вал, состоящий из нескольких поднятий (Валмиерское, Трикатское, Мынистское, Локновское и др.), разделенных седловинами. Эта структура хорошо изучена и подробно описана во многих публикациях [4, 15, 22, 54, 59, 127]. Западная часть Лиепайско-Псковской антиклинальной зоны расположена в акватории Балтийского моря. В эту зону мы объединили поднятия Бернатское, Лиепая-море, Балтийское и Западно-Балтийское с разделяющими их седловинами и впадинами. В юго-западном направ-

лении ось зоны погружается, и Западно-Балтийское поднятие, по-видимому, является ее «периклинальным замыканием».

Охарактеризованные выше тектонические структуры второго порядка в кембрийско-нижнедевонском этаже — Эстонская и Литовская мега-впадины и Лиепайско-Салдуская антиклинальная зона — осложнены структурами третьего порядка, в числе которых по принятой нами соподчиненности их рангов выделены валы, поднятия и впадины.

В западной части Балтийской синеклизы (акватория+побережье) наиболее крупными положительными структурами кембрийско-нижнедевонского этажа являются: валы Кулдигский, Дурбенский, Салдусский и Тельшыйский; поднятия Лиепая-море и Лебское; впадины Скрундская, Предлиепайская, Приекульская, Куршская и Гданьская (см. Приложение 1 и рис. 25).

Кулдигский вал*, расположенный на побережье Латвии, объединяет несколько локальных поднятий (Вергальское, Кулдигское, Северо-Кулдигское, Усманское и Эдольское), разделенных мелкими седловинами и вытянутыми цепочкой с юго-запада на северо-восток. Вал очерчивается изогипсой по кровле ордовика минус 900 м и имеет протяженность 60—70 км при ширине 10—15 км. Сводная часть вала находится на глубине минус 790—811 м. Высота вала 90—110 м. В своде вала (локальные поднятия) на преддевонскую поверхность выходят нижнелудловские отложения верхнего силура, сменяющиеся на крыльях верхнелудловскими. Вал имеет северо-восточное простираие оси и асимметричное строение крыльев. Юго-восточное крыло более крутое и осложнено сбросом с амплитудой смещения 50—70 м. Глубина залегания фундамента в пределах вала колеблется от минус 1000—1100 м (сводовая часть) до минус 1150—1200 м.

Дурбенский вал** расположен юго-восточнее Кулдигского и вытянут параллельно ему. Вал включает локальные поднятия Лиепайское, Дурбенское, Айзпутское и Снепельское и оконтуривается изогипсой по кровле ордовика минус 950 м. Протяженность вала 80—90 км, ширина 15—20 км, высота 70—90 м, абсолютные отметки поверхности фундамента минус 1200—1300 м. Строение Дурбенского вала аналогично строению Кулдигского.

Салдусский вал впервые выделен и описан Т. В. Шварц [154], затем Ф. К. Волколаковым и Б. Л. Афанасьевым [22]. Вал протягивается в субширотном направлении на 90—100 км и объединяет локальные поднятия Лукийское, Дукаское, Задринское, Блиденское и Слокское.

* В предшествующих работах вал описан под различными названиями: у Е. Н. Спрингис (1967) — группа Кулдигских поднятий; у Т. В. Шварц [127] — Кулдигско-Усманский вал; у Х. С. Брио и Л. П. Бендруп [37] — Кулдигский выступ; у Ф. К. Волколакова и Б. Л. Афанасьева [22] — Кулдигский вал.

** Под этим названием вал впервые описан Т. В. Шварц [154]; у Х. С. Брио и Л. П. Бендруп [15] это Лиепайско-Айзпутская группа поднятий.

Вал оконтуривается изогипсой по кровле ордовика минус 850, а свод его по той же поверхности залегает на глубине минус 700—750 м, что составляет высоту вала 100—150 м. Глубина залегания фундамента в пределах очерченных контуров вала составляет минус 1050—1400 м. Сводовая часть вала сложена породами нижнего силура (лландовери и венлок), сменяющимися на крыльях лудловскими отложениями верхнего силура. Южное крыло вала круче северного и редуцировано сбросом с амплитудой смещения 300—350 м.

Тельшяйский вал расположен в средней части Литовской ССР. В отличие от рассмотренных он относится к незамкнутым структурам, приближающимся к структурному носу. Ось вала имеет близширотное простираие и наклонена в западном направлении, в сторону Балтийского моря. Вал нечетко выражен в структуре рифейско-нижнедевонского комплексов и включает цепочку локальных поднятий — Палангское, Кретингское, Генчяйское, Плунгское, Шюпиляйское, Кужайское, высота которых составляет лишь первые десятки метров. С юга вал ограничен Тельшяйским сбросом.

Поднятие Лиепая-море расположено в акватории Балтийского моря в 35—40 км от побережья, между городами Лиепая и Клайпеда. Оно намечено рекогносцировочными морскими сейсмометрическими работами (МОВ) еще в 1964 г., а затем изучено ВНИИМОРГЕО в 1969 г. и в 1973—1974 гг. детальной сейсморазведкой (ОГТ). Структурно-морфологическая характеристика поднятия приводится в статьях В. А. Левченко и Г. П. Мартыновой [74], Д. А. Туголесова, Ю. Я. Кузнецова и др. [115], Ф. К. Волколакова [4, 21].

Поднятие Лиепая-море достаточно резко проявлено лишь в рифейско-нижнедевонском структурном этаже, а в перекрывающих отложениях среднего и верхнего девона оно, по-видимому, не обнаруживается. Наиболее четко поднятие вырисовывается по отражающему сейсмогеологическому горизонту (0,8—1,1 с), который на суше отождествляется с кровлей ордовикских отложений.

Поднятие Лиепая-море имеет довольно сложную форму. Структура его представляет собой пологий овальный купол. Высота поднятия по кровле ордовика несколько более 200 м. Замок его оконтуривается стратоизогипсой минус 1000 м, а основание — стратоизогипсой 1200 м. Западное крыло значительно круче северного и южного. Восточное крыло частично редуцировано сбросом близмеридионального простираения, переходящим в северной части, по-видимому, во флексуру. Размер поднятия Лиепая-море по стратоизогипсе минус 1200 м в широтном направлении составляет 25 км, в меридиональном — 35 км.

В северо-западном направлении поднятие Лиепая-море постепенно переходит в обширную глубокую (до 500—600 м) Предлиепайскую впадину, ось которой имеет северо-восточное простираие. Западнее и юго-западнее Лиепая-море намечаются аналогичные по форме и размерам куполовидные поднятия (Балтийское и Западно-Балтийское), раз-

деленные узкими прогибами. К востоку от поднятия Лиепая-море находится Бернатское поднятие, юго-западная часть которого расположена в море, северо-восточная — на суше. В структурном отношении поднятие Лиепая-море входит в состав Лиепайско-Псковской антиклинальной зоны.

Лебское поднятие, южная часть которого расположена на побережье Польши, а северная — в пределах Средней Балтики, выявлено морскими сейсмометрическими работами в 1964—1965 гг. по отражающему сейсмическому горизонту в верхнем ордовике, однако изучено пока еще слабо. По существу, поднятие представляет собой сложную построенную зону широтного простирания, включающую ряд локальных поднятий, флексур и впадин, осложненных разрывными нарушениями. Зона с запада и востока ограничена разломами. Поскольку поднятие расположено в осевой и наиболее опущенной южной части Балтийской синеклизы, глубина залегания фундамента достигает здесь минус 2000—3500 м.

Скрундская впадина расположена на побережье Латвии и разделяет Дурбенский и Салдусский валы. Кристаллический фундамент залегает здесь на глубинах минус 1200—1600 м, а по кровле ордовика впадина очерчивается изогипсой минус 1000 м. Ось впадины наклонена на юго-запад. В этом же направлении впадина раскрывается, а затем обрезается широтным Лиепайско-Салдусским сбросом.

Предлиепайская впадина, выделенная и описанная В. А. Левченко и Г. П. Мартыновой [74] в 1965 г., находится в северной части Средней Балтики между г. Лиепая и южной оконечностью о. Готланд. Она имеет северо-восточное простирание и оконтуривается в наиболее опущенной части изогипсой кровли ордовика минус 1800 м. Максимальное погружение фундамента здесь порядка минус 2100 м, а мощность рифейско-силурийских отложений достигает 1500—1600 м.

Приекульская впадина расположена на побережье Советской Прибалтики и лишь юго-западной частью заходит в пределы акватории. Впадина разделяет поднятия Лиепая-море и Бернатское с Тельшяйским валом и оконтуривается изогипсой минус 1700 м по кровле ордовика. Наиболее погруженная юго-западная часть впадины характеризуется залеганием фундамента на глубине минус 2000—2200 м и открыта на юго-запад вследствие редуцированности Тельшяйским сбросом.

Куршская впадина представляет собой весьма расплывчатую отрицательную структуру и выделена нами скорее по традиции [37, 147, 154]. Впадина занимает обширную территорию Южной и Средней Литвы и прилегающую часть акватории. Наметить сколько-нибудь определенные границы впадины невозможно, так как на востоке она постепенно переходит в крыло Литовской мегавпадины, а в юго-западном направлении, постепенно погружаясь, — в Гданьскую впадину.

Гданьская впадина занимает акваторию одноименного залива и побережье Северной Польши. Глубина залегающего фундамента в центральной части впадины (левобережье Вислы) достигает минус 4500—5000 м, а мощность додевонского комплекса осадочного чехла составляет не менее 3000 м.

По последним данным геолого-геофизических исследований, любезно сообщенным нам устно Р. Дадлезом и З. Модлинским, акваториальную часть Гданьской впадины следует выделять в самостоятельную Северо-Гданьскую впадину, отделенную от собственно Гданьской Хельско-Варминским валом близширотного простираения. Северо-Гданьская впадина разделяет Лебскую и Калининградскую зоны поднятий и имеет близмеридиональное направление оси.

Рассмотренные выше валы, поднятия и впадины рифейско-нижнедевонского комплексов Балтийской синеклизы осложнены структурами четвертого порядка — локальными поднятиями и депрессиями.

Локальные поднятия являются весьма характерными и важными структурами в рифейско-нижнедевонских отложениях и служат основным объектом геолого-структурных исследований при решении вопросов нефтегазонасыщенности Балтийской синеклизы.

К 1975 г. в пределах Средней Балтики и побережья (Западная Прибалтика, Северная Польша) геолого-геофизическими работами выявлено или предположительно намечено более 70 локальных поднятий. Основное количество их приходится на побережье как результат более высокой степени исследованности континентальной части Балтийской синеклизы. Здесь большинство локальных поднятий в связи с поисками и разведкой месторождений нефти и газа детально изучено сейсморазведочными и буровыми работами.

Размеры локальных поднятий в Прибалтике обычно составляют 10—30 кв. км, изредка достигая 50—80 кв. км (Кулдигское, Красноборское) при длине 3—15 км и ширине 2—7 км. Амплитуда их колеблется в пределах 20—50 м, в некоторых случаях до 70—100 м (Кулдигское, Славинское, Красноборское, Ладушкинское). По морфологическим признакам все известные в настоящее время в Прибалтике локальные поднятия подразделяются на брахиантиклинали, купола и структурные носы [36, 37, 121].

Наиболее распространенными формами локальных поднятий являются брахиантиклинали и купола, т. е. большинство выявленных поднятий в Прибалтике. Для структур этой группы характерно асимметричное строение крыльев. Крылья, обращенные в сторону осевой зоны Балтийской синеклизы, как правило, более крутые и осложнены флексурой или сбросом. Простираение длинной оси брахиантиклинальных поднятий обычно восток—северо-восточное, но известны поднятия с близмеридиональным направлением оси (Красноборское, Шюпарайское и др.). Структурные носы тяготеют к периферийным частям крыльев синеклизы и раскрыты на восток и юго-восток (Пилтенский, Кибартайский, Гусевский, Грибоедовский, Вишневоградский).

П. И. Сувейдзис [60] считает, что наиболее распространенным морфологическим типом локальных поднятий в Прибалтике являются моноклинали, возникающие над приподнятыми углами блоков фундамента при пересечении разломов меридионального и широтного простирания. В. Н. Гуров в качестве основного морфологического типа локальных поднятий Прибалтики выделяет горстообразные поднятия и односторонние горсты [41, 42].

В акваториальной части Балтийской синеклизы морскими геофизическими работами предположительно намечено более 15 поднятий. В настоящее время лишь одно из них (Лиепая-море) изучено детальными сейсморазведочными работами. По размерам и амплитуде это поднятие значительно превосходит все известные локальные структуры побережья (характеристика его уже приводилась при описании структур третьего порядка кембрийско-нижнедевонского этажа). Остальные из намеченных в акватории Балтийского моря поднятий морфологически еще совершенно не изучены.

Разрывные нарушения наряду со складчатыми формами играют большую роль в структуре кембрийско-нижнедевонского этажа Балтийской синеклизы. Основные из них, в той или иной степени подтвержденные геологическими и геофизическими данными, показаны на картах и схемах (см. Приложение и рис. 3, 25).

По крутизне наклона поверхности сместителя и амплитуде смещения подавляющее большинство разрывных нарушений относится к сбросам средней (первые сотни метров) и малой (десятки метров) амплитуд. В Прибалтике отмечено несколько случаев, когда скважинами вскрыт сдвоенный разрез отложений (Гусевское, Красноборское, Инчукалнское поднятия), что свидетельствует о наличии взбросов или взбросо-надвигов.

Среди разрывных нарушений наиболее значительными по амплитуде и протяженности являются Лиепайско-Салдусский и Тельшяйский сбросы, а также серия сбросов, ограничивающих с севера и с юга Балтийскую синеклизу. Амплитуда этих сбросов достигает 300—400 м. Разрывные нарушения меньших амплитуд и протяженности с различной степенью достоверности выявлены или намечены в Балтийской синеклизе, особенно в ее континентальной части, но морфология их изучена еще слабо.

Все рассматриваемые разломы относятся к «слепым». Они не затрагивают в виде разрывов девонско-карбонный и пермско-неогеновый структурные этажи, но часто находят в них свое отражение в виде флексур или пологих поднятий, о чем будет сказано ниже при характеристике соответствующих комплексов.

Среди досреднедевонских разрывных нарушений платформенного чехла намечается группа разломов сбросового характера, затрагивающих лишь рифейско-кембрийский структурный этаж (досреднекембрийские разрывные нарушения). Это, в первую очередь, сбросы,

предполагаемые в осевой части Балтийского моря, ограничивающие грабенообразный прогиб (см. рис. 7).

Преобладающими направлениями разрывных нарушений являются близширотное и северо-восточное, однако выявлен целый ряд сбросов близмеридионального направления [60]. Так, в районе Гаргжда (Шюпарайское и Южно-Шюпарайское поднятия) выделен меридиональный сброс с амплитудой 180 м и относительно приподнятым западным крылом. Аналогичный сброс установлен также на Красноборском поднятии и в ряде других структур [60].

ДЕВОНСКО-КАРБОНОВЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Девонско-карбонный структурный этаж включает карбонатно-терригенные отложения среднего девона* и нижнего карбона и карбонатные верхнедевонские отложения. Этаж распространен на значительно меньшей площади, чем подстилающие его отложения, и занимает центральную и восточную части Балтийской синеклизы, с которой он имеет весьма отдаленную тектоногенетическую связь.

Девонско-карбонный структурный этаж залегает с резким структурным несогласием на подстилающих его отложениях от нижнего девона до кристаллического фундамента (р-н Мынисте) включительно. Мощность его достигает 950 м. Наиболее характерной маркирующей поверхностью девонско-карбонного этажа является подошва наровского горизонта среднего девона, которая использована для показа на картах внутренней структуры этажа (Приложение 1, рис. 26). По сравнению с кембрийско-нижнедевонским этажом девонско-карбонный имеет значительно более простое строение. Он образует две резко наклоненные структуры — Прибалтийский прогиб на западе и Латвийскую седловину на востоке.

В центральной части Балтийской синеклизы девонско-карбонный этаж выполняет прогиб, западная часть которого расположена в акватории Балтийского моря. Восточное замыкание прогиба проходит примерно по широте г. Рига и подчеркивается дугообразным изгибанием стратоизогипсы минус 300 м и геологических границ выходов верхне-франского подъяруса верхнего девона на подчетвертичную поверхность (см. рис. 4). Прогиб имеет сравнительно простое строение. Ось его простирается по линии городов Гданьск—Рига и довольно круто погружается на юго-запад. Осложняющие прогиб структуры представляют

* В связи с тем что вопрос о нижнедевонском возрасте кемерской свиты окончательно не решен, при тектонических построениях для удобства мы включили эту свиту в состав среднедевонского комплекса [106].

собой пологие малоамплитудные (10—20 м) поднятия, флексуры и депрессии.

Акваториальная часть прогиба в структурном отношении изучена еще крайне слабо, поскольку сейсмометрические методы для девонских отложений малоинформативны. Тем не менее отрывочные сейсмические данные в совокупности со структурно-геоморфологическим анализом [101] позволяют предполагать в районе поднятия Лиепая-море наличие куполовидной структуры с очень пологим залеганием слоев на крыльях и с расплывчатыми очертаниями. Слабое отражение в девонско-карбонном этаже имеют Предлиепайская раннедевонская впадина и некоторые другие крупные структуры кембрийско-нижнедевонского этажа.

На побережье наиболее четко выраженной структурой, осложняющей прогиб, является флексура над Лиепайско-Салдусским сбросом и в кембрийско-нижнедевонском этаже. По данным П. П. Лиепиньша [76], угол падения слоев на крыле флексуры, обращенном на юг, достигает 40 мин, тогда как общее падение измеряется первыми минутами.

В восточной части Балтийской синеклизы девон-карбонный этаж образует широко известную Латвийскую седловину. Ее конфигурация отчетливо вырисовывается стратоизогипсой по подошве наровского горизонта минус 300 м. Седловина представляет собой веерообразно раскрывающуюся на север и на юг структуру. Меридиональная ось седловины проходит приблизительно по линии Даугавпилс—Валга, широтная Елгава—Остров. Размах крыльев седловины по широтной оси — 250—300 км.

Латвийская седловина осложнена большим количеством структур низшего порядка (Рижско-Псковская флексура, разделяющая седловину на две примерно равные части, Субате—Кокнесский вал, Балдонский вал, Малпилсская и Гулбенская депрессии и др.), которые, в свою очередь, осложнены локальными поднятиями.

ПЕРМСКО-НЕОГЕНОВЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Пермско-неогеновые отложения объединены в единый структурный этаж условно, поскольку на территории Балтийской синеклизы несогласие внутри этих отложений выражено нечетко. При дальнейших исследованиях, очевидно, появится возможность обосновать разделение пермско-неогенового комплекса на два структурных этажа, как это имеет место в соседнем с синеклизой Датско-Польском прогибе.

Рис. 27. Структурная схема по кровле пермских отложений: 1 — стратоизогипсы достоверные и предполагаемые (цифры — абсолютные отрицательные); 2 — граница распространения пермских отложений; 3 — скважина и глубина залегания кровли перми.

Пермско-неогеновый структурный этаж не имеет тектоногенетической связи с Балтийской синеклизой. Лишь географически этаж приурочен к ее южному крылу, занимая юго-восточную часть Балтики, юг Литвы, Калининградскую область и Польшу. Основное поле развития этажа находится на территории Датско-Польского прогиба.

Пермско-неогеновый этаж включает терригенную и галогенно-карбонатную пермь, карбонатно-терригенные триас и юру, кремнисто-карбонатно-терригенный мел и терригенный палеоген и неоген. Этаж залегает на различных горизонтах кристаллического фундамента, нижнего и среднего палеозоя. В пределах Балтийской синеклизы структура пермско-неогенового этажа характеризуется пологим моноклиналим залеганием с общим наклоном слоев на юго-запад (рис.27). На этом фоне отмечаются пологие малоамплитудные (10—15 м) плакантиклинальные поднятия и флексурные перегибы.

В зоне разломов «линии Торнквиста—Тейссера» структурная картина существенно меняется. Происходит резкое погружение всех горизонтов пермско-неогенового этажа в сторону Датско-Польского прогиба. Подошва этажа опускается на глубину до 3—4 км. Появляются линейно-вытянутые и куполовидные складки, осложненные разрывными нарушениями.

Глава IV. ИСТОРИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое развитие территории Средней Балтики и окружающей суши представляет собой сложный процесс многократной смены тектонических режимов, палеоструктурных и палеогеографических обстановок, создавший современную геологическую картину региона.

Работы, посвященные специальному разбору вопросов истории геологического развития территории акваториальной части Балтийской синеклизы, пока немногочисленны. Ордовикский период подробно рассмотрен в фундаментальной работе Р. М. Мянниля [90], охватывающей Среднюю Балтику, южную часть Швеции, Прибалтику и север Польши. Эта же территория освещена в статье Ф. К. Волколакова [19] с позиции палеотектонического анализа рифейско-раннедевонской истории развития.

Отдельные отрезки времени для некоторых районов побережья рассмотрены в публикациях Г. Х. Дикенштейна [44], Р. Ж. Ульст [142], А. П. Инданса [53, 54], П. И. Сувейздиса [128, 132], В. П. Пожарыского и Г. Томчика [105], Р. Дадлеза [166], И. А. Поливко [107] и многих других.

Доплатформенный мегацикл геологического развития, в результате которого сформировался кристаллический фундамент, расшифрован еще слабо. По этому вопросу имеются лишь самые общие суждения [12, 55, 73, 123, 166].

Кристаллический фундамент как единая устройчивая геоструктура сложился к началу рифейской (позднепротерозойской, позднедевонской) эры, т. е. более чем 1,2—1,3 млрд. лет назад как следствие готской складчатости, спаявшей и консолидировавшей в единое целое массивы или ядра эпикарельской платформы на месте Балтийского и Сарматского щитов [56]. Существует также точка зрения о более поздней (позднепротерозойской) консолидации фундамента Балтийской синеклизы [55, 123].

Перед началом накопления платформенного чехла кристаллический фундамент подвергся чрезвычайно длительной денудации. При этом перерыв между фундаментом и чехлом на территории Прибалтики и Балтийского моря предполагается наиболее длительным по сравнению с окружающими областями Восточно-Европейской платформы. Основным доводом в пользу такого представления служит отсутствие в Прибалтике наиболее древних отложений осадочного чехла — туфогенных и

песчано-глинистых пород волынской серии, развитых в Белоруссии и Польше.

Геологическое развитие рассматриваемой области с начала формирования платформенного чехла от рифея (позднего протерозоя) до кайнозоя включительно охватывает время в 1100—1300 млн. лет. Палеотектонический и палеогеографический анализы позволяют наметить в истории платформенного развития региона пять этапов (или циклов): рифейско-кембрийский, кембрийско-раннедевонский, девонско-карбонный, пермско-юрский и мелово-неогеновый. Эти этапы в общем виде соответствуют времени проявления байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов тектогенеза в окружающих Восточно-Европейскую платформу геосинклинальных областях.

Такое разделение истории геологического развития Средней Балтики и ее обрамления обусловлено в первую очередь структурно-формационным становлением платформенного чехла, в строении которого выделяется большое количество формаций* и групп формаций (табл. 1), образующих закономерные ряды, отражающие наиболее характерные черты палеотектонического и палеогеографического режимов каждого из выделенных этапов.

Таблица 1

Формации платформенного чехла

Этап (цикл) тектогенеза	Формация (группа формаций)	Время формирования
Мелово-неогеновый	Терригенная	Неоген
	Терригенная-янтареносная	Палеоген
	Кремнисто-карбонатно-терригенная	Мел
Пермско-юрский	Терригенная	Юра
	Карбонатно-терригенная	Триас
	Галогенно-карбонатная	Пермь
Девонско-карбонный	Терригенно-карбонатная	Ранний карбон
	Карбонатная	Поздний девон
	Карбонатно-терригенная	Средний девон
Кембрийско-раннедевонский	Терригенная	Ранний девон
	Глинисто-карбонатная	Силур и ордовик
	Терригенная	Средний—поздний кембрий
Рифейско-кембрийский	Вулканогенно-терригенная	Поздний протерозой и ранний кембрий

* Формации рассматриваются в понимании Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова.

РИФЕЙСКО-КЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП

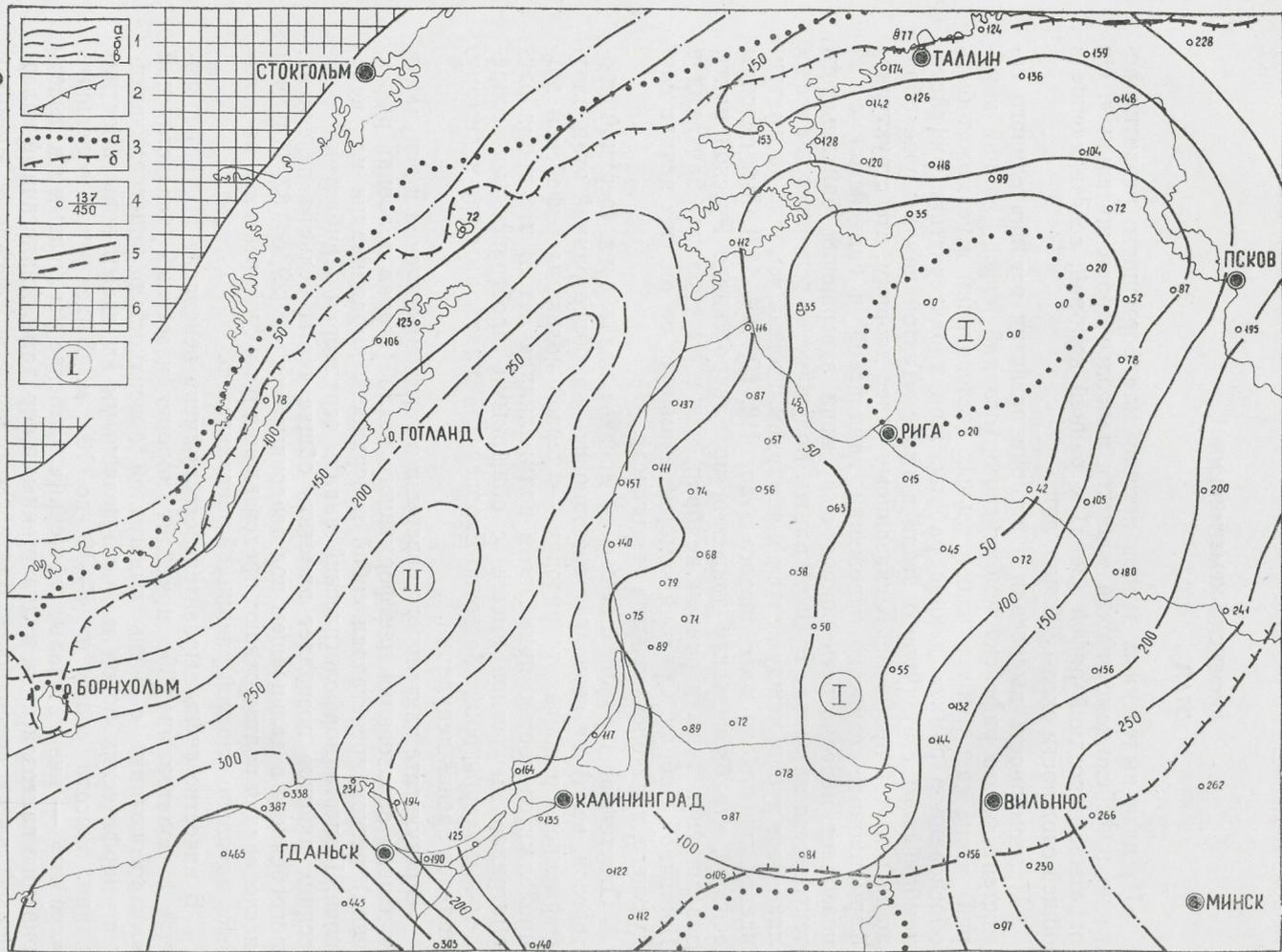
Из пяти выделенных этапов истории платформенного развития региона рифейско-кембрийский является наиболее продолжительным. Он охватывает поздний рифей (венд) и ранний кембрий, составляющие в общей сложности около 300 млн. лет.

Правомерность выделения в истории развития региона единого самостоятельного рифейско-кембрийского (поздний рифей + ранний кембрий) этапа еще требует основательных исследований и не может быть обоснована в рамках данной работы. При характеристике рифейско-кембрийского структурного этапа в главе «Тектоника» мы уже обращались к этой проблеме. К сказанному ранее добавим, что структурно-формационное единство отложений валдайской и балтийской серий позволяет пересмотреть вопрос о времени завершения байкальского тектогенеза на западе Русской плиты. Большинство тектонистов определяют этот рубеж между вендом и кембрием. Ранний кембрий рассматривается как начало каледонского этапа [12, 60, 129, 152]. Мы склонны считать, что байкальские движения на Северо-Западе Русской плиты завершились лишь в раннем кембрии, как и на «родине» байкалид в Восточной Сибири. Средний кембрий знаменует собой уже начало следующего, каледонского этапа тектогенеза.

Отсутствие в районе отложений древнее валдайских (верхний протерозой, венд) не позволяет восстановить наиболее ранний этап платформенного развития территории — первой половины рифейской эры продолжительностью примерно в полмиллиарда лет. В это время рассматриваемый регион вместе с обширными пространствами сопредельных территорий Восточно-Европейской платформы, по-видимому, являлся ареной денудации.

В результате длительного перерыва в осадконакоплении и денудации к началу образования платформенного чехла (вторая половина рифея, венд) регион представлял собой поверхность выравнивания или пенеплен. Палеогеоморфологический анализ территории Прибалтики и соседних районов позволяет наметить общие черты рельефа пенеплена, погребенного в дальнейшем под осадочным чехлом [29, 64, 87, 124]. Эти исследования подтверждают представления о том, что пенеплен не является идеально плоской равнинной поверхностью.

В качестве очень выразительного примера пенеплена И. П. Герасимов с соавторами [30] приводят хорошо известный казахстанский «мелкосопочник» с очень выветрелой поверхностью кристаллически-метаморфических пород и многочисленными выходами коры выветривания. Высота сопок от 5—10 до 100 м. Выделяются отдельные «хребты» — низкие увалы, сложенные наиболее устойчивыми к выветриванию палеозойскими вулканогенными породами. Аналогичный палеорельеф имеет поверхность Балтийского щита в Карелии с холмами,



солками и увалами, окруженными коррелятными отложениями верхнего протерозоя [29].

Проведенный нами краткий палеогеоморфологический анализ на площади Западной Прибалтики дает основание полагать, что денудационная поверхность выравнивания фундамента Средней Балтики и обрамляющей суши по характеру весьма близка вышеописанному пенеплену [64]. Отметим, что эта палеогеоморфологическая особенность довалдайской поверхности очень важна для понимания генезиса и размещения локальных структур, но, к сожалению, до сих пор это обстоятельство не учитывается при изучении рельефа поверхности кристаллического фундамента. Рассмотренный рубеж в истории развития региона является весьма важным, так как с него собственно начинается формирование платформенного чехла.

На палеотектонической схеме (рис. 28) приведена обобщенная картина, являющаяся результатом сложных перестроек к началу кембрийско-раннедевонского этапа. Для некоторого уточнения последовательности геологических событий на этом этапе в помощь могут быть привлечены литологические схемы (см. рис. 9, 10).

Распределение мощностей отложений валдайской серии свидетельствует о заложении в венде (позднем рифее) на территории Прибалтики и в сопредельных районах системы грабенообразных прогибов (см. рис. 28). На западе, по-видимому, развивался довольно узкий прогиб с осью близмеридионального простирания, совпадающий с осевой зоной Балтийского моря. На северо-востоке региона в районе побережья Эстонии, вероятно, существовал прогиб широтного простирания. В связи с поднятием по системе сбросов Балтийского щита, скрытого сейчас под водами северной части Финского залива, и денудацией отложений валдайской серии в современной структуре сохранились лишь фрагменты северной ветви прогиба в пределах Финского залива. Далее на юго-востоке валдайский грабенообразный прогиб смыкался с Крестцовским, затем с Оршанским прогибами.

Рифейские грабенообразные прогибы как особый тип платформенных структур впервые выделены Н. С. Шатским [152], связывавшим их возникновение с начальными стадиями развития платформ. Указанная система грабенообразных прогибов кольцом окружала Прибалтийское

Рис. 28. Палеотектоническая схема венды и раннего кембрия (к началу среднего кембрия). 1 — изопахиты (*a* — достоверные, *b* — предполагаемые, *в* — восстановленные); 2 — изогипсы палеорельефа фундамента; 3 — граница распространения в современном эрозионном срезе (*a* — отложений рассматриваемого этапа, *b* — последующего этапа); 4 — скважина и мощность (в числителе — для рассматриваемого этапа, в знаменателе — суммарная мощность платформенного чехла, включая отложения рассматриваемого этапа); 5 — разрывные нарушения достоверные и предполагаемые, проявившиеся в конце рассматриваемого этапа; 6 — область поднятия или относительного покоя.

I — Прибалтийское сводовое поднятие; *II* — Центрально-Балтийский прогиб. Римскими цифрами обозначены палеоструктуры.

сводное поднятие, вытянутое в меридиональном направлении и охватывавшее Центральную зону Прибалтики и Север Белоруссии. Морфологически вендское сводное поднятие было, по всей вероятности, пенепленизированной возвышенностью с остаточным рельефом в виде гряд мелкосопочника, отдельными холмами и узкими ложбинами.

Фациальная обстановка вендского бассейна, занимавшего грабенообразные прогибы, довольно разнообразна. В пределах Центрально-Балтийского прогиба преобладали условия морского режима. Начало рифейско-кембрийского этапа характеризуется излиянием лав и широким распространением грубообломочного материала, накапливавшегося в мелководных и континентальных условиях. В целом же в вендское время формировалась терригенная толща в морских условиях. Глубина моря, вероятно, не превышала 100 м. С вендским временем широко связаны эффузивные проявления [6, 7, 35, 56]. Их образования представлены вулканическими туфами, туффитами и породами лавовых потоков. По своему типу верхнепротерозойские отложения района принадлежат группе вулканогенно-терригенных формаций, характерных для ранней стадии развития докембрийских грабенообразных прогибов.

В раннем кембрии структурная картина в пределах Прибалтики и Средней Балтики в целом была близкой к вендской. По-прежнему продолжалось прогибание в области Балтийского моря и Финского залива. Однако прогибание, по-видимому, шло на фоне общего, хотя и слабого, погружения всей территории. Погружение обусловило появление маломощного чехла нижнекембрийских отложений почти на всей площади Прибалтийского свода. Эти отложения отсутствуют (не отлагались или денудированы?) лишь на небольшой территории восточного побережья Рижского залива (см. рис. 10). В раннем кембрии завершается нивелировка предвалдайского микрорельефа поверхности фундамента путем захоронения его под вендскими и нижнекембрийскими отложениями.

По фациальному характеру раннекембрийские отложения являются морскими, более глубоководными по сравнению с вендскими. В их составе преобладают песчано-глинистые осадки; вулканогенный материал, столь характерный для валдайской серии, отсутствует. Конец раннего кембрия, по-видимому, ознаменовался общим воздыманием рассматриваемой части Балтийского моря и Прибалтики и прекращением прогибания. На структурную перестройку на рубеже раннего и среднего кембрия уже указывалось неоднократно [54, 56, 142]. Однако вопрос о структурном несогласии и наличии крупного перерыва в осадконакоплении между ранним и средним кембрием нуждается в тщательном изучении и в настоящее время является дискуссионным.

КЕМБРИЙСКО-РАННЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП

В истории геологического развития Северо-Запада Восточно-Европейской платформы, а следовательно, и Средней Балтики с ее обрамлением кембрийско-раннедевонский этап является основным по значению и результатам в формировании современного структурно-геологического облика рассматриваемого региона. В течение этого этапа создан прообраз Балтийской синеклизы, черты которой в дальнейшей истории фанерозоя существенно не изменились.

Как отмечалось, вопрос о времени начала кембрийско-раннедевонского этапа относится к дискуссионным. Мы придерживаемся точки зрения о среднекембрийском начале этапа. Вопрос этот неоднократно обсуждался в геологической литературе. Мысль о начале каледонского этапа в среднем кембрии наиболее четко, на наш взгляд, изложена В. Д. Наливкиным, А. Б. Роновым и В. Е. Хаиным при рассмотрении общих закономерностей развития Русской платформы и ее геосинклинального обрамления [56].

Кембрийско-раннедевонский этап продолжительностью около 200 млн. лет иллюстрирует серия палеотектонических (рис. 29—32) и литологических (см. рис. 11—17) схем. Вещественное содержание этапа отражено в образовании трех формаций, последовательно сменяющих друг друга в разрезе платформенного чехла и составляющих закономерный вертикальный формационный ряд. Нижним членом этого ряда является терригенная толща среднего—позднего кембрия (до 250 м), сменяющаяся вверх по разрезу мощной (до 3000 м) глинисто-карбонатной формацией ордовика и силура. Разрез завершается нижнедевонской терригенной формацией (до 250 м), включающей гаргждайскую серию в составе тильжеской и стонишкяйской свит.

Характерной структурной особенностью кембрийско-раннедевонского этапа развития региона является постепенная смена близмеридионального простирания зон прогибания на близширотное.

В среднем—позднем кембрии рассматриваемая территория была вовлечена в слабое неравномерное опускание, на фоне которого шло дифференцированное прогибание. Наиболее интенсивным оно было в юго-восточной части Балтийского моря и в Северной Польше, где мощность средне-верхнекембрийских отложений превышает 250 м. На распределении зон прогибания еще сказывался структурный план предыдущего этапа. В распределении мощностей отложений явно ощущалось влияние рифейско-кембрийских Центрально-Балтийского прогиба и Прибалтийского свода (см. рис. 28). Если в прогибе мощность отложений превышает 100—200 м, то на своде она составляет всего 20—40 м. По-видимому, на Прибалтийском своде морские условия не были непрерывными. В Северной Польше осадконакопление шло в течение всей средне-позднекембрийской эпохи.

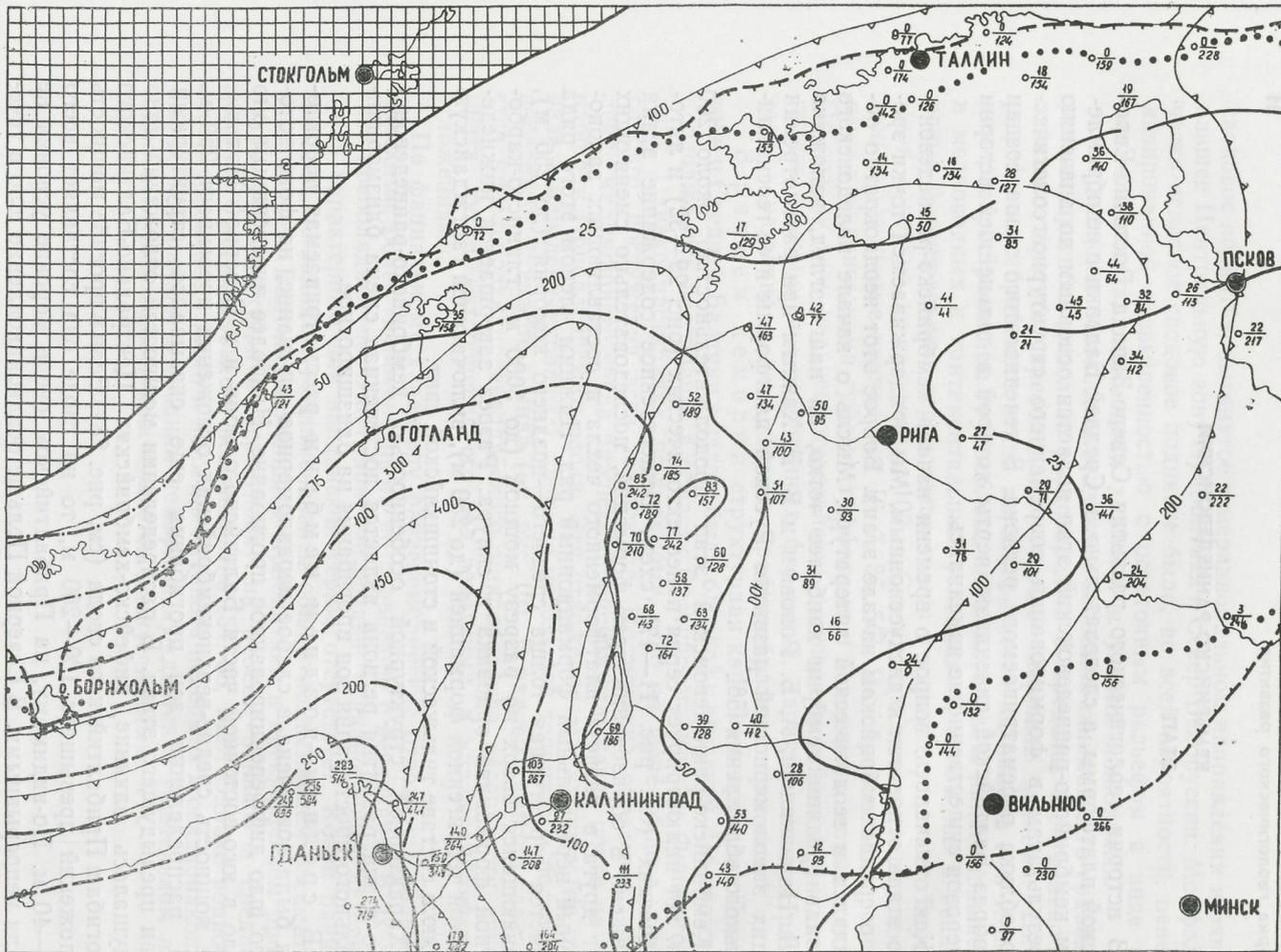


Рис. 29. Палеотектоническая схема среднего—позднего кембрия (к началу ордовика).

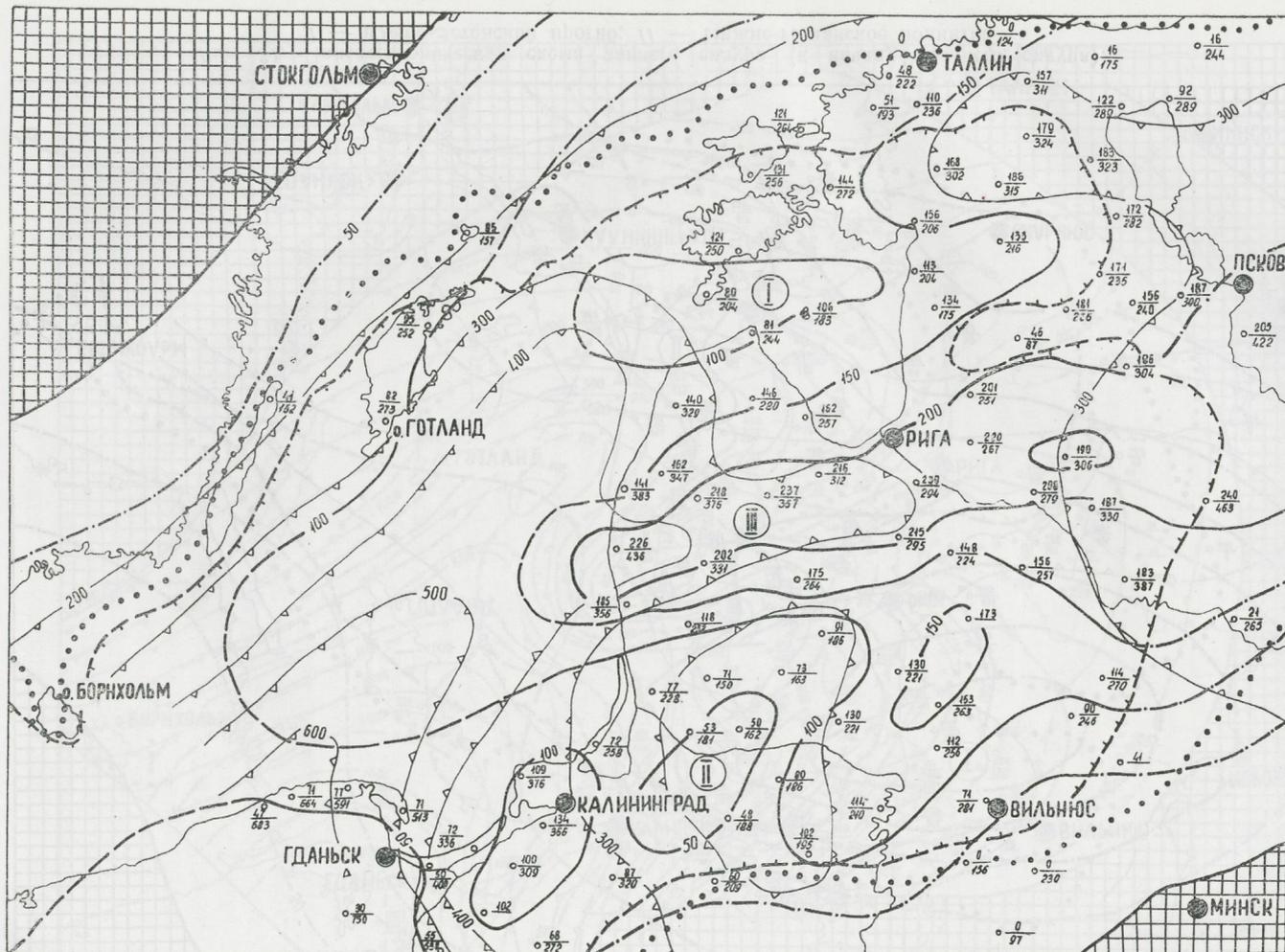


Рис. 30. Палеотектоническая схема ордовика (к началу раннего силура).
 I — Ирбенское поднятие; II — Нижне-Неманское поднятие; III — Липавско-Псковский прогиб.

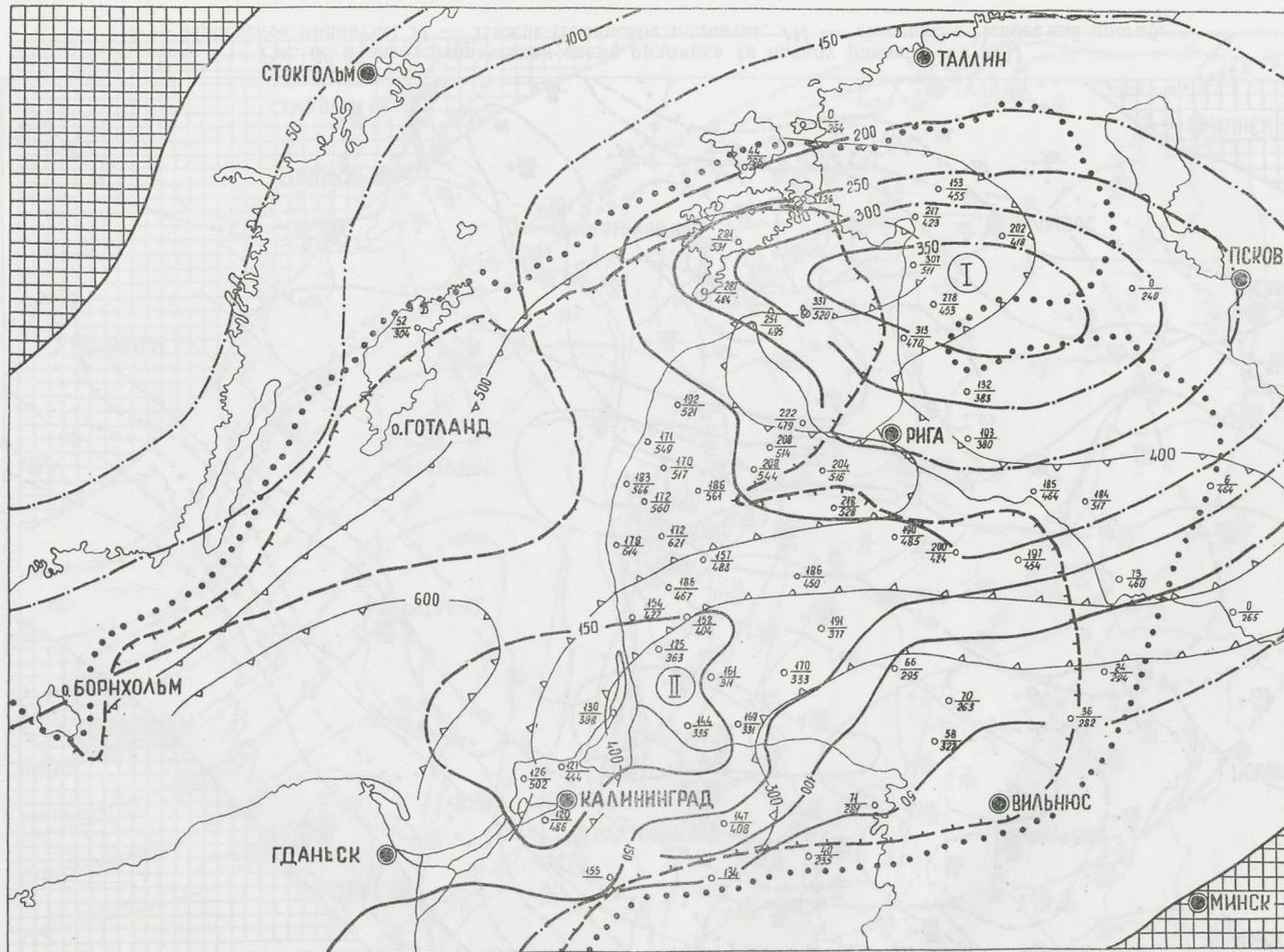


Рис. 31. Палеотектоническая схема раннего силура (к началу позднего силура).
 I — Южно-Эстонский прогиб; II — Нижне-Неманское поднятие.

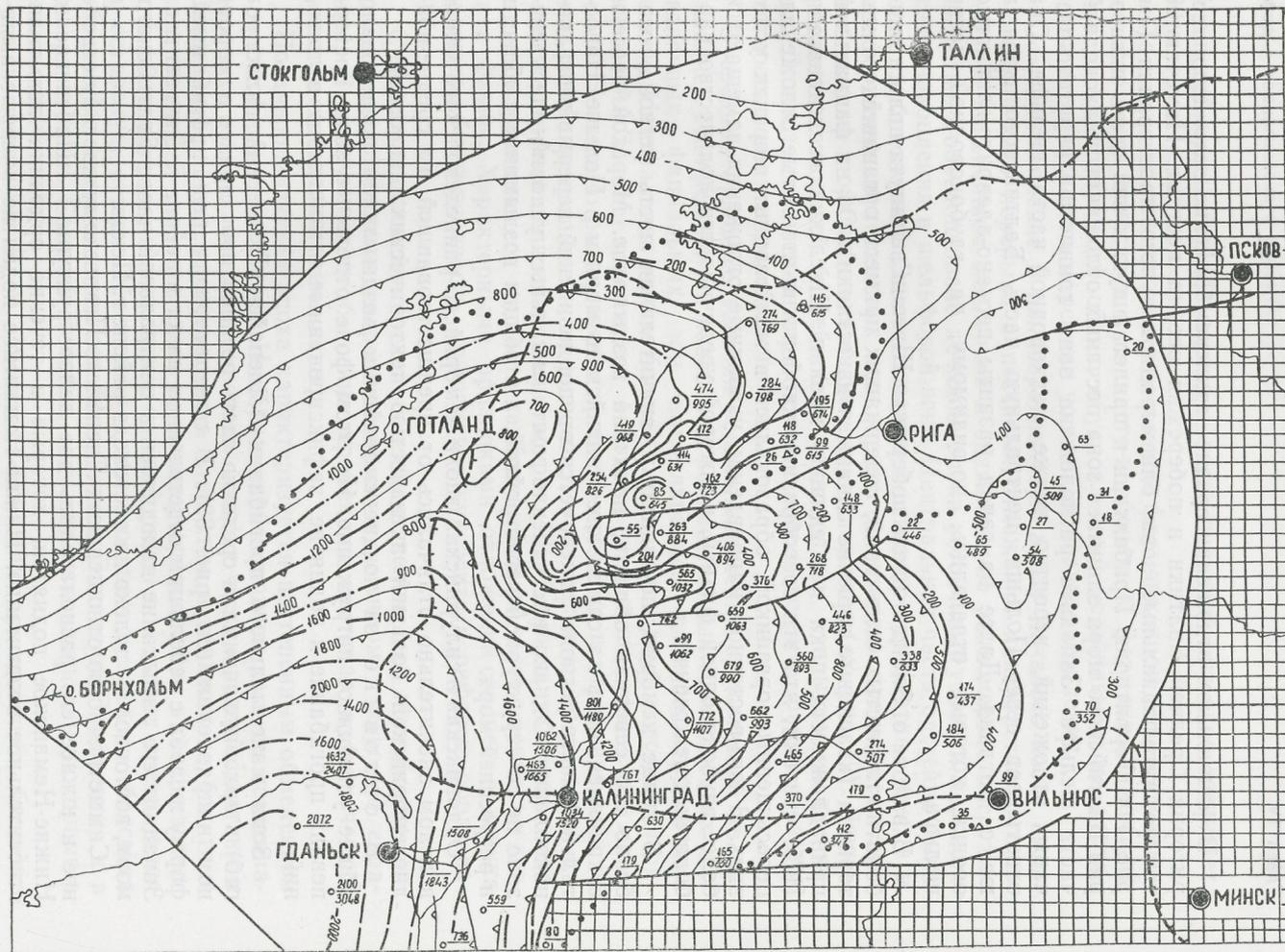


Рис. 32. Палеотектоническая схема позднего силура и раннего девона (к началу отложения кемерской свиты).

В фациальном отношении средне-верхнекембрийские отложения территории Средней Балтики и побережья весьма пестрые. Намечаются четыре литофациальные зоны близмеридионального простираения (см. рис. 11). Территорию Прибалтики и прилегающую к ней часть акватории Балтийского моря занимает зона песчаных отложений мелководной части шельфа. Западнее расположена зона глинисто-алевритово-песчаных отложений, вероятно, также мелководной части шельфа. Она охватывает север Польши, центральную часть Балтийского моря и юг. о. Готланд. Далее на запад развиты песчано-алеврито-глинистые осадки, которые отлагались, по-видимому, на глубоководной части шельфа.

В районе о. Эланд и вдоль побережья Швеции вытянута полоса карбонатно-глинистых отложений, содержащих примеси органического материала (квасцовые горючие сланцы и известняки). Об их фациальной принадлежности пока нет единого мнения. Шведские исследователи [175] считают, что эти своеобразные карбонатно-глинистые отложения, пересыщенные органикой, образовались в мелководных морских условиях. В юго-восточном направлении указанные отложения замещаются более глубоководной фацией, в которой увеличивается количество карбонатных отложений.

В конце кембрия, по-видимому, значительная часть региона, особенно его северная область, испытала воздымание. Морской бассейн сохранялся лишь на самом юге Балтийского моря и в Польше. На остальной части региона фиксируется предордовикский перерыв в осадко-накоплении. Однако наступление континентальных условий здесь связано не со структурной перестройкой, а с общим воздыманием области и регрессией моря.

Ордовикская и силурийская эпохи кембрийско-раннедевонского этапа в целом значительно отличались от предшествовавшей им средне-позднекембрийской большей активностью тектонических движений.

В ордовике за позднекембрийским воздыманием последовало общее устойчивое погружение. На этом фоне отдельные зоны претерпевали прогибание и поднятие, зафиксированные в мощностях отложений.

Зона максимального прогибания (Лиепайско-Псковский палеопргиб) в ордовике занимала среднюю часть региона, простираясь в широтном направлении (см. рис. 30). В поперечном разрезе прогиб имел форму желоба с небольшим ответвлением на юг в районе г. Даугавпилс. Западное его замыкание находилось в центральной части Балтийского моря, восточное — далеко на востоке, в районе г. Псков.

Симметрично по отношению к Лиепайско-Псковскому прогибу севернее и южнее его располагались две палеоструктуры — Ирбенское и Нижне-Неманское поднятия, которые в течение ордовика испытали относительное воздымание. Нижне-Неманское поднятие впервые выявлено в 1966 г. П. П. Лапинским. В прогибе мощность ордовикских

отложений превышает 200 м, а в области поднятий она едва достигает 100 м.

По типу и положению в вертикальном формационном ряду ордовикские отложения относятся к глинисто-карбонатной формации, имеющей довольно однообразный облик, обусловленный устойчивыми на протяжении всего ордовика морскими условиями осадконакопления.

Осадконакопление в раннеордовикскую эпоху началось после позднекембрийского перерыва с песчаных отложений пакерорстского горизонта. В дальнейшем медленное и сравнительно равномерное погружение региона обуславливало до конца эпохи устойчивые условия морского осадконакопления в шельфовой зоне. Центральная часть бассейна была более глубоководной. Здесь отлагались глинисто-карбонатные илы, а в периферийных мелководных его частях осаждались преимущественно карбонатные и органогенно-обломочные отложения (см. рис. 12). Раннеордовикский морской бассейн был мелководным, открытым на юго-запад. Для его отложений характерны примесь детрита фауны, красноватость и оолитовые образования.

В среднем ордовике условия осадконакопления существенно не изменились. По-прежнему в различных количественных соотношениях для различных фациальных зон накапливались глинисто-карбонатные осадки. Центральная часть бассейна оставалась глубоководнее периферийной. Для нее характерно большое количество глинистого материала. Несколько раз в течение среднего ордовика центральная зона из шельфовой превращалась, по-видимому, в батимальную, когда в ней отлагались чистые пелитовые илы (см. рис. 13). Во внешних зонах осаждались карбонатные и глинисто-карбонатные илы, часто с примесью детрита фауны. Характерными признаками отложений среднего ордовика являются битуминозность, присутствие кукерсита и рифовые образования.

Среднеордовикский морской бассейн в целом был неглубоким, отличался неустойчивым гидродинамическим режимом и хорошей аэрацией. В южную часть бассейна временами поступал вулканический пепел (метабентонитовые глины).

Позднеордовикская эпоха характеризуется постепенным обмелением и местной регрессией моря. Наиболее глубоководные условия осадконакопления сохранялись на юго-западе (южная часть Средней Балтики и Северная Польша), где отлагались глинистые и глинисто-карбонатные илы. Во второй половине эпохи началась регрессия моря в северо-западной части региона, в результате которой район о. Готланд превратился в островную сушу. Общее обмеление позднеордовикского бассейна обусловило привнос песчаного материала в Западную Прибалтику и в северную часть Средней Балтики, составившего значительную примесь в известковых илах.

Как указывает Р. М. Мянниль [90], для ордовикского бассейна осадконакопления характерно сохранение на протяжении всего периода

трех фациальных зон. На севере простиралась Эстонско-Литовская прибрежная (внешняя неритовая) зона с органогенным карбонатнакоплением. Для нее характерны сероцветность, обильное присутствие детрита, глауконита, железистых оолитов, рифогенных образований.

На западе и юго-западе выделена Сконе́нская глубоководная неритовая зона, в которой среди тонких граптолитовых илов присутствуют карбонатные осадки. Промежуточное положение между этими двумя зонами занимает Шведско-Латвийская относительно глубоководная неритовая зона глинисто-известковых осадков комковатой текстуры, часто красноцветных, содержащих горизонты черных граптолитовых глин.

Ордовикский Балтийский эпиконтинентальный бассейн имел свободную связь с открытым морем Скандинавии и других районов Западной Европы.

В раннем силуре (см. рис. 31) происходят существенные изменения в размещении и конфигурации ордовикских палеоструктур. Унаследованным сохранялось лишь слабо выраженное Нижне-Неманское поднятие. Район Ирбенского ордовикского поднятия оказался в зоне прогибания с осью широтного простирания. Центральная часть прогиба располагалась на правом берегу Рижского залива на границе Эстонской и Латвийской ССР, амплитуда его превышала 350 м. На остальной территории Средней Балтики и побережья преваширило, видимо, региональное погружение, амплитуда которого в раннем силуре вместе с прогибанием составляла 100—200 м. Здесь четко выраженных прогибов не выявлено. Таким образом, в палеоструктурном отношении ранний силур отличается от предыдущих эпох палеозойской истории развития большими амплитудами нисходящих движений (мощность отложений более 350 м) и началом «инверсии» палеоструктур.

Формационный облик нижнесилурийских отложений унаследован от ордовика. Продолжалось накопление глинисто-карбонатной формации, весьма устойчивой в пределах региона в вертикальном и латеральном направлениях.

В литолого-фациальном отношении, несмотря на сравнительно однообразные условия, раннесилурийский бассейн осадконакопления был непостоянным. По преобладанию типа отложений в нем выделено несколько фациальных зон [57, 68, 143]. В самой северной части региона выделяется прибрежная зона бассейна, где отлагались известняки с богатой бентосной фауной и рифовыми постройками, а также с примесью песка и алевролита. В юго-западном направлении по мере удаления от берега глинистость отложений увеличивается. В Средней Прибалтике преобладают уже мергели и глины.

Наиболее глубоководная эндонеритовая зона морского бассейна занимает западную часть Прибалтики, южную часть Средней Балтики и Северную Польшу, где накапливались глинистые и частично карбонатно-глинистые отложения с обильной граптолитовой фауной [139, 143].

В позднем силуре (см. рис. 2) продолжалась структурная перестройка под влиянием медленной смены нисходящих тектонических подвижек восходящими. Сначала в восточной части погружение и прогибание сменилось общим воздыманием, которое затем постепенно распространялось на западную часть, охватывая все большую территорию. К концу силура относительное прогибание сохранялось лишь на юге Средней Балтики и в Северной Польше. Этот прогиб в северо-восточном направлении разветвлялся на две зоны, одна из которых занимала северо-западную часть Латвии и прилегающей акватории (Курземский прогиб), другая — западную часть Литвы и Калининградской области (Куршский прогиб) [108]. Два указанных прогиба, сливавшиеся на юго-западе в единый Гданьский прогиб, разделялись зоной поднятия северо-восточного простиранья. Ось зоны наклонена на юго-запад.

В центральной части Курземского и Куршского прогибов мощность верхнесилурийских отложений достигает 500 м, а в Польском прогибе превышает 2000 м. Прогибы явились прообразом современных мегавпадин — Эстонской, Литовской и Гданьской (см. рис. 3, 25, Приложение), а на месте зоны поднятия впоследствии возникла Лиепайско-Салдусская антиклинальная зона.

В формационном отношении верхнесилурийские отложения тесно связаны с раннесилурийскими и ордовикскими, составляя с ними единую глинисто-карбонатную формацию. Литолого-фациальный характер верхнесилурийских отложений неоднороден. Наиболее глубоководные осадки отлагались на юго-западе Прибалтики, Южной Балтики и Северной Польши (см. рис. 16). Здесь накапливались преимущественно глинистые и карбонатно-глинистые илы, обогащенные органическим веществом. Севернее и северо-восточнее этой зоны существовали более мелководные условия. Накапливались органогенно-детритовые, иногда биогермные, глинистые известняки, доломиты и мергели. На востоке Прибалтики преобладали прибрежно-лагунные условия, где отлагались глинисто-доломитовые илы.

Для позднего силура в целом характерна смена относительно глубоководных фаций более мелководными как в латеральном направлении с юго-запада на северо-восток, так и по разрезу снизу вверх. Это результат восходящих движений и постепенного завершения кембрийско-раннедевонского этапа тектогенеза.

К началу раннего девона общее воздымание охватило почти всю Прибалтику и Среднюю Балтику. Относительное прогибание сохранилось лишь в Курземском и Куршском прогибах, где наблюдается непрерывность разреза отложений верхнего силура и нижнего девона. На всей остальной территории нижнедевонские отложения, по-видимому, отсутствовали (см. рис. 17). По типу нижнедевонские отложения относятся к карбонатно-терригенной формации заключительной стадии этапа тектогенеза. Для формации характерна регрессивная последовательность типов отложений в ее разрезе и красноватость.

К середине раннего девона общее воздымание достигло максимума и наступил длительный перерыв в осадконакоплении. Началась структурная перестройка заключительной стадии кембрийско-раннедевонского этапа тектогенеза.

Наиболее интенсивные тектонические движения заключительной стадии кембрийско-раннедевонского этапа проходили в сравнительно узкой зоне вдоль оси Балтийской синеклизы по линии Лиепая-море—г. Лиепая—г. Рига—г. Псков. Для этой зоны характерно широкое проявление разрывных нарушений и сопряженных с ними пликативных структур. В результате образовалась вытянутая в восток—северо-восточном направлении антиклинальная зона, разделявшая Курземский и Куршский прогибы.

Результат структурной перестройки в процессе заключительной стадии кембрийско-раннедевонского этапа иллюстрирует палеотектоническая схема (см. рис. 32), отражающая палеоструктурную картину к началу девонско-карбонového этапа. Сравнивая эту картину с современной структурой кембрийско-нижедевонского этажа (см. рис. 25, Приложение), мы видим их отчетливое сходство, указывающее на то, что основным «моментом» в формировании современного структурного облика Балтийской синеклизы следует считать ранний девон. Уже в это время мы видим отчетливые палеоструктурные прообразы всех тектонических структур синеклизы, начиная от мегавпадин до локальных поднятй включительно. Последующий тектогенез (девонско-карбонový и пермско-неогеновый) существенного следа на морфологии этих структур не оставил.

ДЕВОНСКО-КАРБОНОВЫЙ ЭТАП

Девонско-карбонový этап, соответствующий герцинскому геотектоническому циклу, охватывает отрезок геологической истории более 100 млн. лет. После интенсивной структурной перестройки, произошедшей в раннем девоне, вновь началось прогибание средней части рассматриваемого региона, продолжавшееся в течение среднего и позднего девона и карбона. Прогибание было дифференцированным для различных участков и проходило, видимо, на фоне общего погружения региона. Оно сопровождалось образованием трех формаций, последовательно сменяющих друг друга по разрезу: карбонатно-терригенная (средний девон) — карбонатная (поздний девон) — терригенно-карбонатная (ранний карбон). Все три формации слагают единый структурный этаж платформенного чехла, с резким несогласием залегающий на протерозойско-нижедевонских образованиях.

Наибольшее прогибание характерно для средней части региона, где суммарная мощность отложений среднего—верхнего девона и нижнего

карбона составляет 700—900 м. Максимум прогибания падает на северную часть побережья Литвы и прилегающей акватории.

Среднедевонская эпоха геологического развития имела существенные отличия от кембрийско-раннедевонской: характерно смещение районов интенсивного прогибания по отношению к каледонским структурам. Куршский и Курземский прогибы, четко выраженные в позднем силуре и раннем девоне, в среднем девоне были областями слабого прогибания. Не находит отражения в герцинской палеоструктуре также и Лиепайско-Псковская антиклинальная зона. Большая часть ее площади в среднем девоне стала районом погружения. Область наиболее значительного прогибания в среднем девоне охватывала всю Среднюю Прибалтику и прилегающие районы Балтийского моря. Прогиб имел широкое простираие.

Палеогеографическая обстановка и смена условий осадконакопления в среднем девоне в значительной мере определялись трансгрессиями и регрессиями с востока, со стороны Московской синеклизы. Происходило образование карбонатно-терригенной формации (мощностью до 460 м), состоящей из комплекса песчано-глинистых красноцветных отложений, сменяющихся вверх по разрезу сульфатно-карбонатными сероцветами и глинисто-песчаными красноцветами.

Отложения кемерского, пярнуского и ранненаровского времени образовались в трансгрессивную стадию развития. В отличие от кембрийско-раннедевонского этапа наиболее интенсивные погружения происходили в центральных и восточных районах Прибалтики, которые обусловили постепенное смещение оси максимального прогибания территории с юга на север и значительную дифференциацию степени погружения. Это связано с ростом поднятий северной части Мазурско-Белорусской антеклизы.

В регрессивную стадию среднедевонского этапа (поздненаровское, арукюлаское и буртниецкое время) началось поднятие южного склона Балтийского щита наряду с продолжающимся ростом северного склона Мазурско-Белорусской антеклизы. Этим определился характер развития основных структурных элементов территории и начало регрессии морского бассейна. Зона наибольшего погружения из восточной части (что характерно было для трансгрессивной стадии) смещается в центральные и западные районы Прибалтики.

В результате палеотектонического развития региона в среднем девоне были заложены Прибалтийский прогиб на западе и Латвийская седловина на востоке (рис. 33).

В структуре платформенного чехла в результате тектонических движений среднедевонской эпохи произошли заметные изменения по сравнению с предыдущим этапом. Структурные элементы приобрели четкое оформление и стали более дифференцированными, их склоны стали круче, простираие приобрело более северо-восточное направление, заметно сократились площади впадин, особенно Куршской и Курземской.

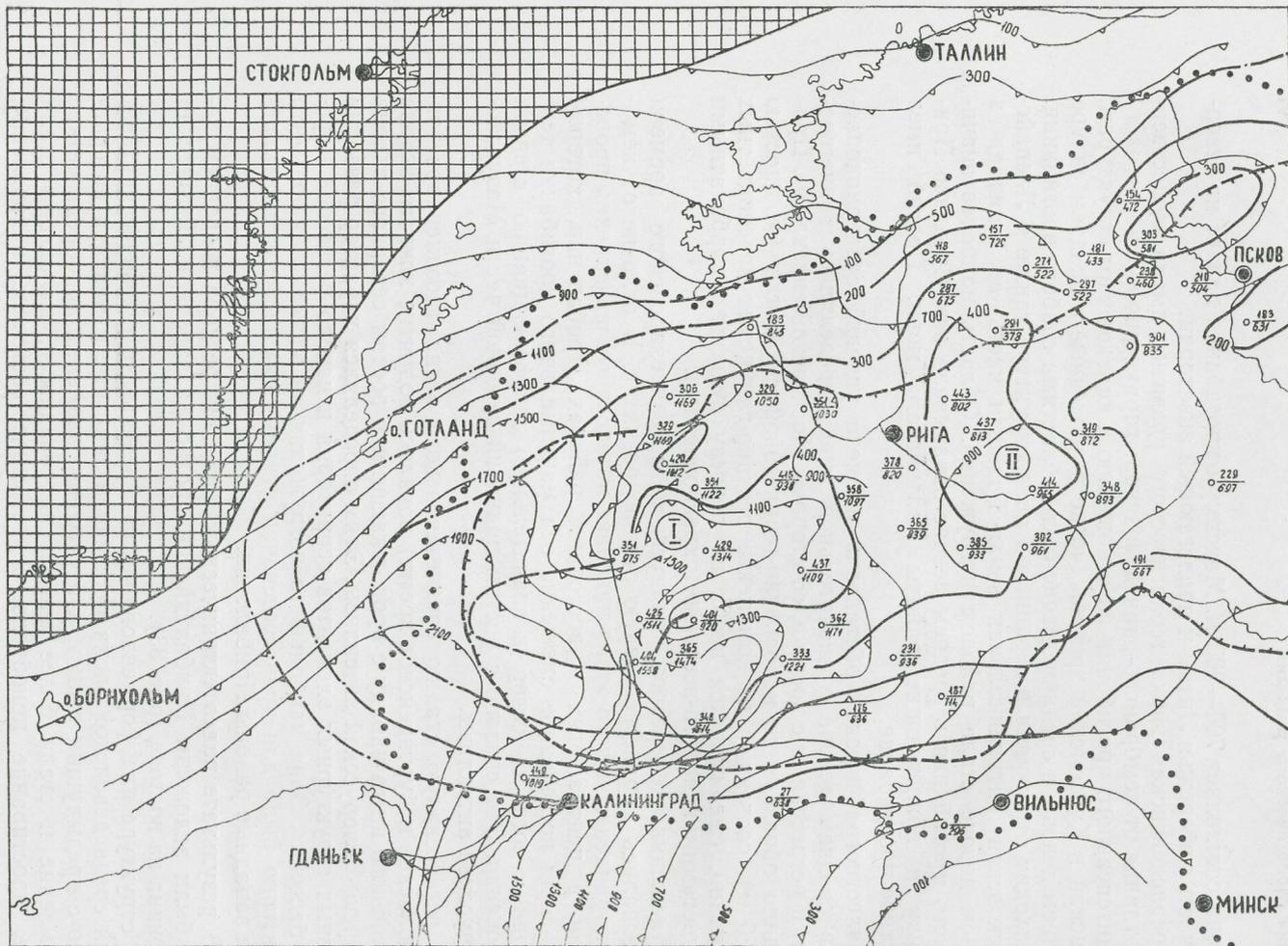


Рис. 33. Палеотектоническая схема раннего—среднего девона (к началу позднего девона).
 I — Прибалтийский прогиб; II — Латвийская седловина,

Заметно усложнилось строение Валмиерско-Локновской зоны поднятий. На южном борту этой структуры наблюдается четкий флексуорообразный перегиб слоев, соответствующий современной зоне Рижско-Псковского уступа. Наиболее приподнятым участком Валмиерско-Локновской зоны поднятий стала Мынистская структура.

В позднедевонско-раннекарбовую эпоху продолжались дифференциация погружения региона и формирование карбонатной и карбонатно-терригенной формаций мощностью свыше 500 м (рис. 34). Наряду с усилением прогибания происходило значительное усложнение строения основных структурных элементов среднедевонского плана субмеридионально ориентированными структурами низших порядков.

Во франском веке продолжалось погружение всей территории Средней Прибалтики и прилегающих районов Балтийского моря. В Прибалтийском прогибе ось сместилась несколько южнее по сравнению с ее положением в среднем девоне. Более четко оформились борта прогиба, за счет субмеридионально ориентированных зон поднятий усложнилось его строение. Также сложнее стала структура Латвийской седловины.

В начале франского века на территории Прибалтики и прилегающих районов шельфа Балтийского моря накапливались глинисто-песчаные аллювиально-дельтовые и прибрежно-морские отложения. На протяжении большей части франа эту территорию занимал мелководный морской бассейн, трансгрессировавший из центральных районов Русской платформы. Развитие бассейна было пульсационным, с частой сменой условий седиментации, что обусловило накопление пестрой толщи сульфатно-карбонатных пород мощностью до 300 м.

Во второй половине позднего девона (в фамене) произошло смещение области наибольшего прогибания из восточных районов в западные — в Прибалтийский прогиб. Структура области прогибания имела довольно простое строение. Это была крупная депрессия субширотного направления с широкими и пологими бортами.

В завершающую стадию девонско-карбового этапа в центральной части Прибалтийского прогиба в мелководных прибрежно-морских условиях накапливалась толща карбонатных отложений фамена (до 300 м мощности) и карбонатно-терригенных отложений нижнего карбона (до 200 м) [116].

Остальная часть региона являлась областью поднятия, на которой происходила денудация. Наиболее крупное поднятие региона за всю историю его развития произошло, по-видимому, в среднем и позднем карбоне [27]. Денудация пород была наибольшей по площади Мазурско-Белорусской антеклизы (до 1000 м), в результате чего расширилась площадь выходов докембрийского фундамента на Белорусском массиве. Денудации подвергались также девонские отложения на крыльях Латвийской седловины и Прибалтийского прогиба.

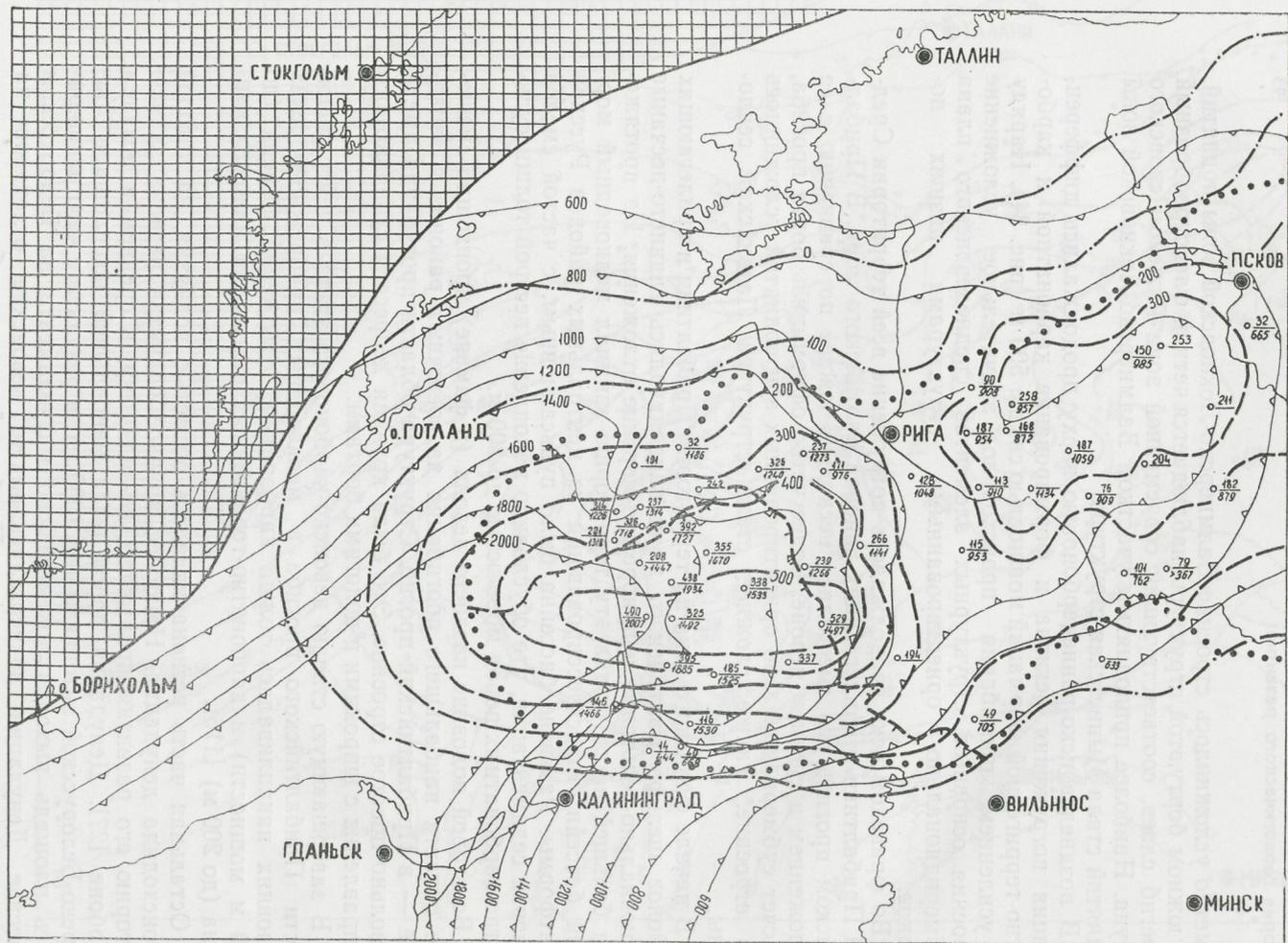


Рис. 34. Палеотектоническая схема позднего девона и раннего карбона (к началу перми).

Таким образом, в результате девонско-карбонового этапа геологического развития был сформирован самостоятельный структурный этаж платформенного чехла региона. По сравнению с кембрийско-раннедевонским этажом структурный план его имеет более простое строение, тектонические формы пологие, малоамплитудные.

ПЕРМСКО-НЕОГЕНОВЫЙ

ЭТАП

Характер геологического развития Средней Балтики и ее обрамления в перми, мезозое, палеогене и неогене весьма сходен, и поэтому данный отрезок истории рассматривается условно как единый этап. Он тесно связан с развитием Датско-Польского прогиба, отразившемся на формировании юго-западной части Балтийской синеклизы.

В строении пермско-неогеновой части разреза платформенного чехла участвует разнообразная группа формаций, имеющих общую мощность более 1500 м и неоднородных по латерали. Это свидетельствует о неспокойном, изменчивом палеотектоническом режиме вследствие краевого положения региона по отношению к Датско-Польскому прогибу. Характерной особенностью пермско-неогенового этапа развития юга Прибалтики и Средней Балтики является прерывистое устойчивое погружение, на фоне которого отмечается малоамплитудное прогибание или поднятие отдельных участков [128, 132].

В начальную стадию пермско-неогенового этапа (ранняя пермь) прогибание наблюдалось лишь на юге Прибалтики и в северных прибрежных районах Польши (см. рис. 22). Здесь образовался узкий желобообразный прогиб широтного простирания, наложенный на различные структуры нижних этажей. Амплитуда прогибания не превышала 100 м. В пределах прогиба дифференциация тектонических движений не отмечается, на что указывает однородный литолого-фациальный состав терригенных отложений и незначительное изменение их мощности (от 20 до 60 м). Судя по аркозовому составу и грубозернистости отложений, на окружающей суше происходили интенсивные процессы выветривания и сноса обломочного материала.

В поздней перми область прогибания региона была более обширной и пологой, чем в ранней. Интенсивное погружение в зоне Поморско-Куявского прогиба в Западной Польше вовлекло в опускание районы Северной Польши и Южной Прибалтики. Трансгрессия Западно-Европейского солеродного морского бассейна к концу цехштейна распространилась до южных районов Латвии. На территории Польши и юге Прибалтики отлагалась галогенно-карбонатная формация до 500 м мощности. В северной окраине бассейна происходило накопление гипсово-доломитовых отложений незначительной мощности (30—50 м) (см. рис. 23).

В триасовый и юрский периоды продолжалось прогибание тех же районов региона, что и в поздней перми, нараставшее в юго-западном направлении и связанное с интенсивным прогибанием в Датско-Польском прогибе. Морской бассейн, трансгрессировавший с запада, в триасе наиболее глубоководным был в Северной Польше, где отлагалась мощная (более 500 м) толща пестроцветных глинисто-песчаных осадков. На территории Южной Прибалтики в прибрежно-морских и континентальных условиях накапливались терригенные пестроцветные отложения мощностью до 370 м.

Для юрского периода характерна смена кратковременных трансгрессий и регрессий. Погружение в целом было умеренным (мощность отложений не превышает 200 м). Слабая фациальная изменчивость юрской карбонатно-терригенной толщи показывает, что структуры имели небольшую амплитуду. Как и в триасовую эпоху, это в основном были структуры облекания верхнепермских солевых куполов. В отдельные отрезки времени (особенно в позднеюрскую эпоху) неравномерные колебательные движения вызывали изменения береговой линии бассейна. Некоторые участки дна осушались, образуя острова; поэтому отмечается ряд местных несогласий, размывов, выпадение отдельных ярусос или горизонтов юрских отложений. В конце позднеюрской эпохи, в связи с общей регрессией морского бассейна на территории Северной Польши и на юге Прибалтики, в небольших депрессиях сохранялись опресненные или осолоненные лагуны с маломощными отложениями глин, алевроитовых мергелей, гипсов и известняков.

Пермско-юрский цикл завершился общим поднятием территории, включая площадь Датско-Польского прогиба, которое, однако, было непродолжительным [27, 128, 132].

В меловой период, палеогене и неогене территория Южной Прибалтики и вся Северная Польша были вовлечены в погружение, наибольшая амплитуда которого, как и в предыдущем цикле, приходилась на Датско-Польский прогиб.

В раннемеловую эпоху общий структурный план региона был еще унаследован от позднеюрского. Вся западная часть Восточно-Европейской платформы, включая территорию Польши и Прибалтики, продолжала оставаться материковой сушей, распространявшейся от Скандинавии и Балтийского щита до Донецкого кряжа и Украинского щита [56]. В отдельных небольших бассейнах накапливались терригенные осадки мощностью до 100 м.

Для позднемеловой эпохи характерно новое интенсивное прогибание южных районов региона, связанное с активизацией погружения в Датско-Польском прогибе. На территории Северной Польши и Южной Прибалтики на фоне общего и менее значительного погружения происходила частая смена знака движения, особенно во второй половине позднего мела, обусловившая многократную смену трансгрессий и регрессий морского бассейна, пестроту состава и колебания мощности от-

ложений. Накапливались в основном терригенные осадки. Лишь в туронский и коньякский века преобладало накопление мела с кремнями, мергелей и известняков. Характерно большое непостоянство разреза. Перерывы охватывают до нескольких ярусов, особенно в районе Сувалкского поднятия, Дзукийской и Нивенской впадин [132]. Погружение наиболее интенсивным и продолжительным было в северных районах Польши, включая прилегающую часть шельфа Балтийского моря и о. Борнхольм, на юго-востоке региона — на площади Мазурско-Белорусской антеклизы.

В палеогене Датско-Польский прогиб из области интенсивных погружений превратился в узкую зону прогибания между Чешско-Подольским и Белорусским массивами [56]. Соответственно и прилегающие районы Средней Балтики испытали незначительные прогибания, а область поднятия существенно расширилась. В области погружения отлагались мелководные морские терригенные осадки.

Неогеновый период представляет собой заключительную стадию мезозойско-альпийского этапа образования платформенного чехла региона. Континентальный режим распространился на весь регион Средней Балтики и окружающей суши. Лишь в северных районах Польши и на крайнем юге Прибалтики продолжалось медленное и незначительное погружение и накопление озерно-аллювиальных песчаных осадков.

Глава V. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Геологические и геофизические исследования, направленные на решение проблемы нефтегазоносности побережных районов Средней Балтики (Прибалтика, Северная Польша, Южная Швеция), ведутся различными научно-исследовательскими и производственными организациями СССР, Польши и Швеции уже около 40 лет. Постановке этой проблемы, наряду с соображениями общегеологического порядка, способствовали прямые признаки нефтегазоносности нижнепалеозойских отложений, отмеченные еще в начале текущего столетия в Прибалтике (асфальты и асфальтиты в силуре на о. Хиума).

Целенаправленные нефтепоисковые работы по существу начаты в середине 40-х гг. на побережье Прибалтики, затем в конце 50-х гг. на побережье ПНР. С тех пор на суше, окружающей Среднюю Балтику, ведутся интенсивное изучение нефтегазоносности и поиски месторождений нефти и газа. Поисково-разведочным бурением здесь подтверждены перспективы нефтегазоносности кембрийских и ордовикских отложений, выявлены промышленные месторождения нефти.

Различные аспекты проблемы нефтегазоносности побережья Средней Балтики освещены в работах Н. А. Кудрявцева, В. М. Сеньюкова, Г. Х. Дикенштейна, Е. М. Люткевича, М. И. Пейсика, Л. Б. Паасикиви, М. С. Закашанского, К. А. Сакалаускаса, И. А. Голубкова, И. С. Гольдберга, Л. Н. Розанова, С. Н. Симакова, Ю. М. Саркисова, П. И. Сувейдиса, В. Н. Ярошенко, В. Н. Тодоровской, П. П. Лапинскаса, В. А. Коркутиса, Л. Н. Лашковой, А. П. Брангулиса, В. И. Яковлевой, Р. Рейниша, З. Дрвиеги, Р. Дадлеза, П. Карнковского, Ф. К. Гурари, С. П. Максимова и многих других. Подавляющее большинство этих работ касается лишь общей (качественной) оценки перспектив нефтегазоносности. Количественная оценка, основанная на прогнозных запасах, практически не приводится или рассматривается для локальных площадей.

Основу современных представлений о нефтегазоносности побережья Северной Балтики составляют коллективные работы по прогнозу нефтегазоносности, выполненные ВНИГРИ, ЛитНИГРИ, ВНИИМОРГЕО, управлениями геологии Латвийской и Литовской ССР, Геологическим институтом ПНР.

Проблема нефтегазоносности средней части акватории Балтийского моря была выдвинута в число актуальных в 50-х гг., после того как

подтвердилось мнение о принадлежности Балтийской синеклизы к новой промышленно-нефтеносной области Восточно-Европейской платформы. До этого попытки поисков месторождений нефти и газа в пределах Средней Балтики предпринимались шведскими фирмами, с поисковыми целями был пробурен ряд скважин на островах Эланд, Готланд и Готска-Сандё. В нескольких скважинах на о. Эланд (скважины Боргенхаге, Бласинге, Гетстаасен, Сандвик, Солиден) в средне-верхнекембрийских отложениях были обнаружены газопроявления. В составе газа метана 46—82%, тяжелых углеводородов — до 0,7% (скв. Бласинге), азота 11—47% [120, 178]. Газопроявление в средне-верхнекембрийских отложениях отмечено также в скв. Файль-Хайдар на о. Готланд, а в известняках верхнего ордовика в той же скважине найдены следы нефти [98, 120, 185].

Начало систематическим исследованиям, направленным непосредственно на выяснение перспектив нефтегазоносности шельфа Средней Балтики, положили морские сейсморазведочные работы МОВ, выполненные в 1962—1964 гг. под руководством В. А. Левченко (отделение морских геофизических работ ВНИИгеофизика). Этими работами впервые было доказано геолого-структурное сходство акваториальной и материковой частей Балтийской синеклизы и, в частности, наличие в платформенном чехле Средней Балтики локальных поднятий, являющихся главным типом нефтяных ловушек в Прибалтике [74]. Изучение перспектив нефтегазоносности Средней Балтики в советском секторе продолжается. Так, материалы работ, выполненных ВНИИМОРГЕО и Институтом океанологии АН СССР по окружающей Балтийское море суше, позволяют уже сейчас сделать вполне определенные выводы о перспективах нефтегазоносности советского сектора и определить прогнозные запасы нефти.

Польский сектор Средней Балтики в нефтегазоносном отношении изучен значительно слабее. Небольшой объем геофизических работ позволяет пока сделать лишь самые общие выводы о перспективах нефтегазоносности польского шельфа Балтийского моря [40, 166].

В последние годы геолого-геофизические нефтепоисковые работы в западной части Средней Балтики возобновили и интенсивно проводят шведские компании. Выполнен большой объем сейсморазведочных профилей и ведется бурение скважин на акватории между островами Готланд и Эланд. Поисково-разведочное бурение на Балтике и в заливе Ханё проводит компания «А. Б. Ольеэпроспектеринг» с 1973 г.

В одной из скважин на южной оконечности о. Готланд в 1973 г. получен приток нефти, по-видимому, из средне-верхнекембрийских отложений. Однако масштабы и промышленное значение (дебит, запасы) этого открытия пока неясны.

Основы современных представлений о нефтегазоносности шельфа Средней Балтики заложены в работах В. А. Левченко и Г. П. Мартыновой [40], Л. Э. Левина и сотрудников [98], Д. А. Туголесова и сотруд-

ников [111], Ю. Я. Кузнецова, Л. Э. Левина и других [134], Ю. М. Саркисова и И. В. Головина [122], К. А. Сакалаускаса [120], Ф. К. Волколакова [20], Р. Дадлеза [166], Ф. Г. Гурари, П. И. Корнковского и С. П. Максимова [40], содержащих общие выводы о перспективах нефтегазоносности рассматриваемой части Балтийского моря, базирующиеся на качественной сравнительной оценке условий образования и сохранения залежей нефти в акваториальной и материковой частях Балтийской синеклизы.

ПОБЕРЕЖЬЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Нефтеносность суши, окружающей акваторию Средней Балтики, связана, главным образом, с додевонским комплексом осадочного чехла Балтийской синеклизы. В разрезе палеозойских отложений материковой части синеклизы (Прибалтика, Северная Польша) установлено несколько разновозрастных нефтеносных горизонтов различной степени перспективности. Основными из них являются средне-верхнекембрийский и верхнеордовикский. Другие горизонты менее перспективны.

Средне-верхнекембрийский нефтеносный горизонт приурочен к верхней части толщи средне-верхнекембрийских отложений. Горизонт распространен на всем побережье Прибалтики и ПНР, а также на островах Борнхольм, Эланд и Готланд. Мощность его от 30—40 м (Западная Прибалтика) до 80—100 м (Северная Польша), а глубина залегания от 700 до 3500 м.

Состав горизонта однообразен и представлен кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Мощность нефтеносного горизонта 30—80 м. Коллекторами являются песчаники, слагающие в разрезе горизонта 2—6 пластов, разобщенных алевролито-глинистыми прослоями. Мощность отдельных пластов песчаников 5—30 м, а суммарная мощность пластов-коллекторов 10—60 м, или 40—80% общей мощности продуктивного горизонта. Песчаники светло- и желтовато-серого цвета, мелко- и среднезернистые. Обломочная часть — кварц, реже полевой шпат, цемент — глинистый, кварцевый, карбонатный, по типу цемент соприкосновения, уплотнения, поровый, регенерационный, пойкилитовый.

Алевролито-глинистые прослои сложены черными глинами и серыми кварцевыми алевролитами.

В средне-верхнекембрийском горизонте выявлены многочисленные нефтепроявления и промышленные притоки нефти. В Прибалтике обнаружено более десяти месторождений: Кулдингское, Плунгское, Шюпаряйское, Южно-Шюпаряйское, Вилькичайское, Славское, Славинское, Ладушкинское, Исаковское, Ушаковское, Красноборское, Ягоднинское. Все известные залежи нефти приурочены к сводам поднятий и отно-

сятся к пластовым антиклинальным с подошвенной водой. Высота залежи 20—40 м. Локальные поднятия имеют размеры в среднем $7,5 \times 6,0$ км и амплитуду 40—66 м, лишь Красноборское 11×5 км и амплитуду 75 м. Структуры большей частью осложнены дизъюнктивными нарушениями типа сброса или взброса.

Нефть по химическому составу метанового или метанонафтенowego типа, малосернистая и малосмолистая. Содержание метановых углеводородов 61,5—78,2%; серы менее 1% (0,5—0,05%), смол 3—6%, асфальтенов 0,82—1,81%. Газонасыщенность нефти от 40—60 до 10—15 м³/м³, а на Кулдигском месторождении полностью отсутствует.

Рейниш и Дрвиега [181], характеризуя физико-химические показатели нефтей Балтийской синеклизы, установили, что от внутренних наиболее глубоких зон синеклизы к ее окраинам отмечено возрастание удельной массы нефти от 0,80 до 0,88 г/см³. Содержание асфальтенов и смол увеличивается соответственно от 3,2 до 24,6%, серы — от 0,05 до 0,60%.

Газонасыщенность нефтей в Прибалтике изменяется от 60 м³/м³ (Южно-Шюпарайское) до 10 м³/м³ (Красноборское, Ушаковское), а на Кулдигском месторождении полностью отсутствует. В состав газа входят тяжелые углеводороды (43—60%), метан (30—43%), азот (10—15%), гелий и аргон (0,2—0,4%) и незначительное количество углекислоты.

Термодинамические условия залегания нефти в кембрийских месторождениях наиболее глубоких зон (Красноборское и Южно-Шюпарайское) характеризуются первичным давлением 192—200 атм и температурой 64,5—77°C. Кроме залежей нефти в средне-верхнекембрийском горизонте установлены газо- и нефтепроявления (скв. Южно-Калининградская, Ушаковская-1, Стонишкяй, Гаргждай-4, Адзе, Владимирово, Бауска).

На побережье Польши средне-верхнекембрийский нефтеносный горизонт распространен повсеместно. По данным Корнковского [170], Рейниша и Дрвиеги [181], горизонт приурочен к верхней части толщи среднего—верхнего кембрия и имеет строение и состав, близкие к прибалтийским. Это кварцевые песчаники, в различном соотношении переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами. Мощность горизонта 60—90 м.

На территории Северной Польши в средне-верхнекембрийском горизонте установлены прямые признаки нефти и газа. На побережье Балтийского моря обнаружена залежь нефти Жарновец. В скважинах Ольштин и Леба получены притоки нефти. Во многих скважинах обнаружены нефтепроявления (Кентшин, Пасленк, Седлец, Лидзбарк, Жебрак, Бартошице, Леба) и газопроявления (Голдан, Кентшин, Ольштин, Жебрак, Бартошице, Пасленк).

В южной части Швеции (Скания), на о. Борнхольм и в южной части о. Эланд средне-верхнекембрийские отложения представлены специфиче-

ческими образованиями — квасцовыми сланцами с прослоями битуминозных известняков (см гл. II). Мощность их на островах в пределах 24—43 м, в Скании 70—100 м [178, 180]. На о. Эланд в рассматриваемых отложениях обнаружены газопроявления — скважины Бласинге, Сандвик, Соллиден, Боргенхаге, Гетстаасен.

Из квасцовых сланцев шведы добывают 5—8% нефти от массы породы. 1 т квасцовых сланцев на нефтеобогатительной фабрике в Киннеклаве дает 40—45 м³ газа и нефти с относительной плотностью 0,97 [118].

В северной части о. Эланд (скв. Бёда-Хамн) квасцовые сланцы замещаются толщей частого переслаивания серовато-зеленых глин, алевролитов и песчаников, пропитанных битуминозным материалом. На о. Готланд средне-верхнекембрийский нефтеносный горизонт представлен песчаниками с прослоями алевролитов и глин общей мощностью 40—45 м [177, 183]. В скв. Файль-Хайдар в этих отложениях установлено газопроявление.

В разрезе ордовикских отложений Прибалтики выделены нижне-, средне- и верхнеордовикский нефтеносные горизонты. Наиболее перспективным из них является верхнеордовикский — второй по перспективности горизонт в разрезе осадочного чехла.

Н и ж н е о р д о в и к с к и й нефтеносный горизонт приурочен к прослою волховских кварцевых алевролитов. Горизонт имеет ограниченное распространение на побережье Латвии. Мощность его увеличивается в сторону Балтийского моря от 0,2 до 1,5 м. В этом же направлении алевролиты замещаются песчаниками. Пористость пород изменяется в пределах 2—16%, проницаемость — 0,003—19 мД, иногда достигая 82,7 мД, вторичная пористость 1—5%, трещинная проницаемость 0,2—14,6 мД. Алевролиты отнесены к поровым коллекторам. Горизонт залегает среди практически непроницаемых глинистых известняков.

Нефтеносность горизонта доказана при разведке Кулдигского поднятия (ЛатвССР), где в керне нескольких скважин обнаружена сплошная пропитка нефтью. Здесь же при испытании скважины Риекстыни-15 был получен приток нефти около 1 т/сут. Кроме того, установлены нефтепроявления в виде сплошной или пятнистой пропитки в ряде скважин Дурбенского, Северо-Кулдигского, Эдольского и Вергальского поднятий. На Дурбенском поднятии в скв. П-15 после солянокислотной обработки приток нефти составил 150 л/сут.

С р е д н е о р д о в и к с к и й нефтеносный горизонт представлен органогенно-детритовыми и тонкозернистыми известняками мощностью 17—30 м. Известняки горизонта характеризуются многочисленными нефтепроявлениями почти на всех разбуренных структурах Западной Латвии, востоке Калининградской области и прилегающей юго-западной части Литвы, и лишь на Кулдигском поднятии известен незначительный приток (несколько литров в сутки). Преобладающий пятнис-

тый характер нефтепритки известняков обусловлен анизотропностью их коллекторских свойств. Открытая пористость их 2,5—12,2%, вторичная — 3—7%, в органогенно-детритовых известняках участками 10—15%. Газопроницаемость 0,01—0,3 мД, трещинная проницаемость 1,5—3,2 мД, реже 21,9—24,7 мД. Известняки горизонта согласно емкостной и фильтрационной характеристике являются смешанными коллекторами трещинно-порового типа.

Верхнеордовикский нефтеносный горизонт приурочен к верхней части разреза отдела. Мощность его в Прибалтике от 3 до 30 м. Главными породами, слагающими горизонт, являются разнообразные известняки, характеризующиеся различными емкостными и фильтрационными свойствами. Среднее значение их открытой пористости составляет 1,5—14,7%, вторичной — 1,0—8,0%, межзерновой — 0,001—1,0 мД и трещинной проницаемости 0,1—26,0 мД.

В восточной части Калининградской области и прилегающих районах Литвы и на северо-западе Латвии нефтеносные отложения представлены песчанистыми (органогенно-обломочными и оолитовыми) известняками. Нефтепритка пятнистая, в отдельных интервалах сплошная.

Алевритистые (сгустково-комковатые) и афанитовые известняки, слагающие нефтеносный горизонт на остальной части Прибалтики, характеризуются редкими нефтепроявлениями и относятся к трещинно-поровому и трещинному типам коллекторов.

Несмотря на многочисленные нефтепроявления, установленные в отложениях горизонта, промышленные залежи в них пока не обнаружены. Приток нефти из известняков этого горизонта составляет десятки и сотни литров в сутки на Кулдингском, Эдольском, Дурбенском, Бернатском, Кибартайском, Гаргждайском и других поднятиях. На Гусевском месторождении при опробовании известняков солянокислотной обработкой приток нефти достиг 2,6 т/сут. Впервые пластоиспытателем получен приток нефти 0,5 м³/сут из известняков горизонта на Бернатской площади. На Гаргждайской при испытании в колонне получен приток воды с нефтью около 50 л/сут; здесь же пластоиспытателем было поднято 0,4 м³ газированной нефти и 0,6 м³ смеси нефти и глинистого раствора. На Салдусской площади (например, скв. Ремте-3) отмечены газопроявления.

На побережье Польши верхнеордовикский нефтеносный горизонт также имеет сплошное распространение, но изучен еще слабо. В известняках этого горизонта наиболее интенсивные нефтепроявления установлены в скв. Қ-ИГ-1 в трещиноватых известняках на границе ордовика и силура. Результаты опробования этих отложений дали непромышленное поступление легкой среднепарафинистой нефти с содержанием бензиновой фракции 19%, нафтеновой 33% и при незначительной примеси газа [181]. Эти отложения характеризуются более низкими коллекторскими свойствами.

На о. Готланд верхнеордовикский горизонт представлен известняками, часто рифовыми. В плотных водорослевых известняках верхнего ордовика при бурении на Файль-Хайдар обнаружены признаки слабого нефтегазопроявления [185].

Средне- и верхнепалеозойские отложения (силур, девон, карбон, пермь) в Прибалтике характеризуются незначительными перспективами нефтеносности. В этих отложениях известны лишь единичные нефтепроявления.

В силурийских отложениях нефтеносность связана в основном с породами лудловского яруса верхнего силура, представленными пачкой переслаивающихся доломитов, зернистых и рифогенных известняков и мергелей. Нефтепронитка карбонатных пород пятнистого характера и связана с развитыми в них порами, кавернами и трещинами. Признаки нефти выявлены в керне из скважин Крякянава, Гирджай, Шешувис, Шакай, Юрбаркас, Вирбалис, Паявонис, Нида, Кудиркос; на Кибартайской площади получен приток воды с примесью нефти.

Рифогенные известняки силурийского нефтеносного горизонта Южной Прибалтики характеризуются высокими значениями открытой пористости (6—26%) и межзерновой проницаемости (0,1—106,3 мД). По мнению П. П. Лапинскаса [69], их можно отнести к поровым коллекторам. Улучшение коллекторских свойств верхнесилурийского карбонатного комплекса связывается с зонами повышенной трещиноватости (дробления) и выщелачивания, где предполагаются смешанные коллекторы.

На побережье ПНР и островах Эланд и Готланд признаков нефтеносности в силуре пока не обнаружено, однако широкое распространение в силурийских отложениях рифовых фаций ставит их в число нефтеперспективных объектов.

Нижнедевонские терригенные отложения малоперспективны в отношении нефтегазонасности. В песчаниках нижнего девона известны признаки нефти в скважинах на Гаргждайской и Куликовской площадях. Нижнедевонские карбонатно-терригенные отложения отличаются высокими емкостными (2,35—27,75%) и фильтрационными (до 160,8 мД) возможностями. Роль непроницаемой покрышки для нижнего девона может выполнять среднедевонская толща глинисто-мергелистых образований.

Пермские галогенно-карбонатные отложения в отношении нефтегазонасности на территории Прибалтики изучены слабо. По геологическим данным, в юго-западной части синеклизы их перспективность не исключена. В разрезе пермских образований имеются породы с хорошими коллекторскими свойствами и с прямыми признаками нефтегазонасности.

По результатам изучения коллекторских свойств, наиболее высокими значениями открытой пористости (23,84—25,29%) и межзерновой проницаемости (111,8—174,4 мД) обладают песчаники и конгломера-

товые гравелиты (с глинистым цементом) Юго-Восточной Литвы [126]. В Северной Литве пористость карбонатных пород выше (30%) при несколько меньшей проницаемости (82 мД). Доломитовые породы (жалгиряйская свита) отличаются постоянными значениями пористости (16,64—18,83%) и проницаемости (11,58—11,91 мД).

В южной части ПНР пермские соленосно-карбонатные образования цехштейна промышленно-нефтеносны, на побережье известны лишь нефтегазопроявления (Лемборк, Бартошице, Леба).

Наиболее перспективными нефтеносными горизонтами, как уже отмечалось, являются средне-верхнекембрийский и верхнеордовикский, коллекторские свойства которых рассматриваются ниже. Характеристика коллекторов средне-верхнекембрийского нефтеносного горизонта побережья Прибалтики и Польши приводится по работам В. А. Коркутиса [62], А. П. Брангулиса [13], Л. Н. Лашковой [70—72] и Рейниша и Дрвиеги [181]. Этот горизонт представлен пачкой ритмично чередующихся пластов песчаников, алевролитов и глин и перекрыт глауконитово-песчаниковой (1—3 м) и карбонатно-глинистой (30—50 м) толщей нижнего ордовика.

Мощность песчаных пластов от 3 до 20 м, а количество их возрастает с востока на запад и юго-запад от 2 до 6—8. В разрезе горизонта они составляют 30—80% и сложены светло-серыми разномерными песчаниками (иногда алевролитами). Песчаники состоят из окатанных зерен кварца (60—90%), единичных зерен кварцита и полевых шпатов. Цемент песчаников регенерационно-кварцевый, глинистый, карбонатный. Цементация пленочного, контактового, порового, реже базального типов.

Алеврито-глинистые пласты (мощность 2—20 м), разделяющие песчаные, сложены серыми глинами и глинистыми алевролитами.

Коллекторами нефти являются песчаники. Суммарная мощность пластов песчаников увеличивается в сторону Балтийского моря от 20 до 60 м. Плотность песчаников различная — от совсем рыхлых (почти пески) до крепких кварцитовидных. Этим, вероятно, можно объяснить очень широкие пределы колебания значений их пористости и проницаемости.

По емкостным и фильтрационным свойствам на территории Прибалтики в средне-верхнекембрийском нефтеносном горизонте выделено два типа коллекторов — поровый и смешанный (рис. 35).

Поровый тип коллекторов распространен в Западной Латвии, в центральной части Литвы, в центральной и восточной частях Калининградской области. Пласты-коллекторы рассматриваемой зоны сложены слабцементированными песчаниками с очень небольшой степенью проявления процессов регенерации и с незначительной примесью глинистого материала. Открытая пористость песчаников зоны достигает 40,6%, газопроницаемость 2945 мД. Среднее значение открытой пористости 8—28%, межзерновой проницаемости — 54—968 мД.

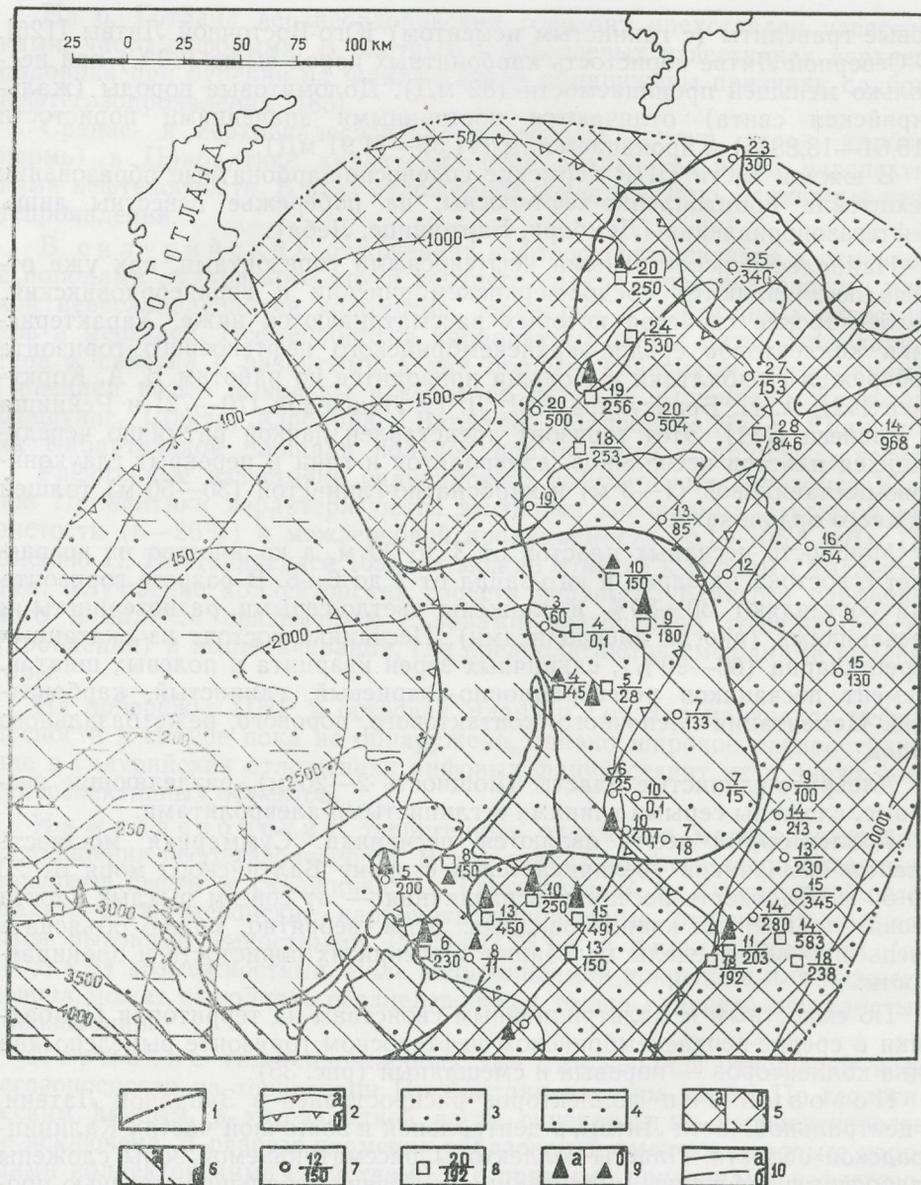


Рис. 35. Схема коллекторских свойств средне-верхнекембрийского нефтеносного горизонта (по материалам Л. Н. Лашковой, В. Н. Тодоровской, А. П. Брангулиса, В. А. Коркутиса): 1 — контур нефтеперспективной площади; 2 — мощность средне-верхнекембрийских отложений (а — достоверная, б — предполагаемая); 3 — песча-

Рассматривая изменения коллекторских свойств песчаников в пределах отдельных структур, Л. Н. Лашкова [72] установила, что пласты-коллекторы с наилучшими емкостными и фильтрационными свойствами приурочены к сводовым частям локальных поднятий. Так, на Красноборской площади песчаники сводовой части имеют высокие значения открытой пористости (до 40,6%) и межзерновой проницаемости (до 2500 мД). На крыльях структуры эти значения ниже (соответственно 19,1% и 626 мД). На Ушаковской площади песчаники сводовой части выделяются сравнительно высокими емкостными (до 19,7%) и фильтрационными (до 2945 мД) свойствами по сравнению с пористостью (18,5%) и проницаемостью (до 1185 мД) песчаников на крыльях структуры. Улучшение коллекторских свойств песчаников сводовых частей структур объясняется понижением в них процессов окварцевания и сокращением содержания глинистой фракции.

Для песчаников средне-верхнекембрийского нефтеносного горизонта рассматриваемой зоны характерна слабая цементация и в связи с этим высокие их емкостные и фильтрационные свойства. Полезная емкость и фильтрационные свойства этих песчаников обусловлены структурой межзерновых пустот.

Наиболее высокими коллекторскими свойствами в пределах площади распространения порового типа коллекторов характеризуются песчаники крайнего востока Калининградской области, прилегающей части Литвы и западного побережья Латвии.

Второй, смешанный (порово-трещинный) тип коллекторов преобладает на побережье Литвы и Калининградской области (см. рис. 35). Пласты-коллекторы сложены разноцементированными песчаниками, реже алевролитами. В пределах зоны открытая пористость песчаников составляет 0,7—18,8%, межзерновая проницаемость — 0,01—913 мД, трещинная местами достигает 76,2 мД.

По заключению Л. Н. Лашковой [72], коллекторские свойства песчаников средне-верхнекембрийского нефтеносного горизонта Гаргждайского месторождения могут характеризовать зону в целом. На Гаргждайской площади максимумы улучшения коллекторских свойств совпадают со сводами Шюпаряйской и Южно-Шюпаряйской структур. Открытая пористость песчаников на сводах 0,7—15,4%, средняя величина — 5,6—6,8%. Их межзерновая проницаемость достигает 29,3—43,3 мД. На склонах структур пористость песчаников изменяется от 1 до 12,6%, среднее значение — от 2,7 до 5,1%, межзерновая проницаемость 23,5 мД.

ники с прослоями алевролитов; 4 — песчаники с прослоями алевролитов и глин; 5 — поровый тип коллекторов (а — достоверных, б — предполагаемых); 6 — смешанный порово-трещинный тип коллекторов (а — достоверных, б — предполагаемых); 7 — средние значения по скважине и 8 — по площади открытой пористости в % (числитель) и межзерновой проницаемости в метрах (знаменатель); 9 — месторождения нефти (а), нефтепроявления (б); 10 — стратонизогипсы по кровле нефтеносного горизонта.

Распределение коллекторских свойств песчаников по разрезу неравномерное. В верхней части горизонта они обычно крепко сцементированы, содержание регенерационно-кварцевого цемента в них 15—24%. Открытая пористость крепкоцементированных песчаников понижается до 3,6%, их межзерновая проницаемость ограничена, а трещинная проницаемость 33,3—76,2 мД.

Характерной особенностью окварцованных песчаников верхней части горизонта является развитие в них интенсивной трещиноватости. При ограниченной возможности межзерновой фильтрации открытые трещины могут обеспечивать в них фильтрацию флюидов.

Таким образом, в песчаниках-коллекторах смешанного типа полезная емкость обусловлена структурой порового пространства, а фильтрационные свойства образованы двумя средами — поровой и трещинной. Согласно классификационной схеме Е. М. Смехова [125], это порово-трещинный тип коллектора.

Практикой нефтепоисковых работ в Прибалтике установлено, что в процессе бурения слабосцементированные песчаники разрушаются, размываются струей промывочной жидкости и не извлекаются на поверхность. Поэтому данные лабораторного исследования зерна не полно отражают физические свойства пород всего разреза средне-верхнекембрийского горизонта. По мнению специалистов, приведенные характеристики коллекторских свойств песчаников горизонта занижены. Более полные и достоверные сведения о пористости слабосцементированных и плотных песчаных пород дают исследования промысловой геофизики, поскольку они направлены на изучение макрообъемов пород в естественных условиях залегания.

Методика выделения коллекторов по геолого-геофизическим данным разработана Я. И. Вайсманом [17] для кембрийских отложений Южной Прибалтики. Последние данные по скважинам на Вилькичяйской, Дегляйской, Вейвержиняйской и Ладушкинской площадях позволяют пересмотреть мнение о качестве коллекторов в приосевой части синеклизы [86]. На этих площадях установлены следы древних разрушений залежей. В интервалах со следами древнего нефтенасыщения песчаники сцементированы слабее. Открытая пористость их изменяется от 9 до 12%, а проницаемость достигает нескольких сот миллиарди. Из интервала таких песчаников при испытании в колонне получен дебит легкой нефти, в несколько раз превышающий дебит нефти из других пластов продуктивной части разреза.

На побережье Польши средне-верхнекембрийский нефтеносный горизонт, по данным Карнковского [170], Рейниша и Дрвиеги [181], представлен тем же комплексом пород, что и в Прибалтике, — разнозернистые разносцементированные кварцевые песчаники с прослоями алевролитов и глин. Мощность горизонта 60—90 м.

Рейниш и Дрвиега [181] указывают, что пористость песчаников рассматриваемого горизонта Северной Польши в пределах от 4,5—9,7 до 19—30%, межзерновая проницаемость от 7,8—55 до 1614—2863

мД. Наиболее низкие значения пористости и проницаемости установлены в окварцованных плотных песчаниках самой верхней части (5—10 м) разреза. Например, в скв. ДМ-I в верхней части пористость песчаников 4,5—9,7%, проницаемость — до 184 мД; в песчаниках, залегающих глубже, пористость увеличивается до 14—19%, проницаемость 210—1614 мД. Самые высокие значения открытой пористости (30%) и межзерновой проницаемости (2863 мД) установлены в песчаниках района Лидзбарк—Варминьски. В сторону Балтийского моря, на северо-восток от линии Крыница Морска—Ольштын, отмечается улучшение коллекторских свойств средне-верхнекембрийского горизонта [40].

Проведенный анализ емкостных и фильтрационных свойств средне-верхнекембрийских нефтеносных отложений Балтийской синеклизы показывает, что лучшими коллекторами являются слабосцементированные песчаники порового типа. Порово-трещинные коллекторы Прибалтики отличаются худшими емкостными и фильтрационными возможностями.

С коллекторскими свойствами тесно связаны различия в продуктивности скважин на месторождениях Прибалтики. П. Т. Эринчек [155, 156] промыслово-геофизическими исследованиями установил три типа разреза и соответствующих им коллекторов.

Первый тип характерен для Красноборского месторождения. Он выделяется однородностью отложений и развитием поровых коллекторов высокой продуктивности.

На Ладушкинском, Славинском и Славском месторождениях выделен второй тип разреза, характеризующийся равным соотношением проницаемых и непроницаемых разностей пород. Он представляет собой «промежуточный» коллектор, где поровая и трещинная проницаемость разнятся на небольшую величину.

На месторождениях гаргждайской структуры (побережье Северной Литвы) установлен третий тип разреза, в котором преобладают непроницаемые породы — трещинно-поровый тип коллектора.

Следующим по перспективности нефтеносным горизонтом в разрезе палеозоя является верхнеордовикский. Литологические особенности и коллекторские свойства отложений верхнеордовикского нефтеносного горизонта изучены Р. М. Мяннилем [90], П. П. Лапинским [68], Р. Ж. Ульст [144], Г. Б. Восилусом [23], В. Н. Тодоровской [137] и В. И. Яковлевой [159].

Нефтеносные отложения верхнего ордовика в Прибалтике представлены различными известняками, значительно отличающимися емкостными и фильтрационными свойствами (рис. 36). Верхнеордовикский горизонт перекрыт мощной (до 300 м) толщей карбонатно-глинистых пород нижнего силура.

На северо-западе Латвии, в восточной части Калининградской области и прилегающих районах Литвы нефтеносные отложения горизонта представлены песчанистыми (оолитовыми, органогенно-обломоч-

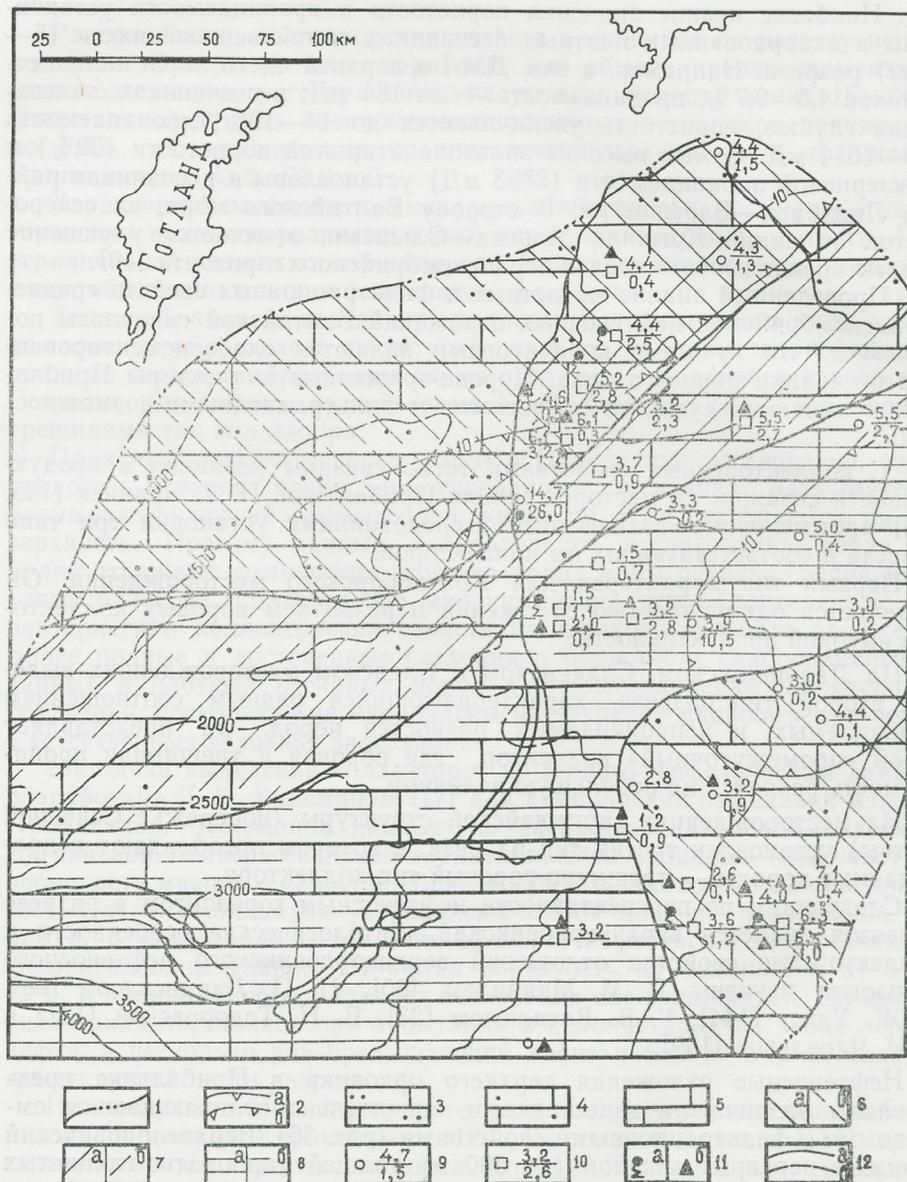


Рис. 36. Схема коллекторских свойств верхнеордовикского нефтеносного горизонта (по материалам В. И. Яковлевой, В. Н. Тодоровской, Г. В. Восилова): 1 — контур нефтеперспективной площади; 2 — мощность нефтеносного горизонта (а — достоверная, б — предполагаемая); 3 — песчаные известняки; 4 — алевритистые

ными и сгустково-комковатыми) известняками мощностью 3—15 м. Открытая пористость песчанистых известняков изменяется в широких пределах и составляет 2—17%, межзерновая проницаемость обычно менее 0,1 мД, лишь в единичных случаях она достигает 2,96 (скв. Бернаты-53) — 36,3 мД (скв. Кибартай-14).

Изучение песчанистых известняков под микроскопом показало широкое развитие в них вторичной пористости выщелачивания, которая обычно составляет 5—10%, реже 15—20%, а также неравномерное развитие микротрещиноватости. Трещинная проницаемость этих известняков обычно колеблется от 0,1 до 27,5 мД, достигая в отдельных скважинах 78,3 мД (скв. Бернаты-53). Среднее значение трещинной проницаемости песчанистых известняков составляет 0,1—26,0 мД.

Региональное улучшение коллекторских свойств песчанистых известняков верхнеордовикского горизонта Западной Латвии отмечается в юго-западном направлении. Лучшие коллекторские свойства песчанистых известняков установлены на крайнем востоке Калининградской области и примыкающей южной части Литвы. В результате изучения закономерностей изменения коллекторских свойств известняков горизонта на площади локальных структур (Кулдигская, Дурбенская, Эдольская, Вергальская и др.) доказано заметное улучшение их емкостных и фильтрационных свойств в сводовых участках структур. В отношении свойств песчанистых известняков горизонта показано, что их полезная емкость складывается из первичной и вторичной пористости. Фильтрация флюидов может осуществляться по межзерновым пустотам и открытым микротрещинам. Песчанистые известняки верхнеордовикского нефтеносного горизонта отнесены к порово-трещинному типу коллекторов.

Несколько худшими коллекторскими свойствами характеризуются алевролитистые (сгустково-комковатые и зернистые) известняки, протягивающиеся узкой полосой (30—70 км) с северо-запада Литвы на северо-восток Латвии. Мощность известняков этой зоны 4—10 м.

Коллекторские свойства алевролитистых известняков по сравнению с песчанистыми значительно хуже. Открытая пористость их от 2 до 10% (в среднем 3,2—6,1%), межзерновая проницаемость менее 0,01 мД. Вторичная пористость выщелачивания в этих известняках развита слабо — от 0,1 до 5,0%. Трещинная проницаемость по развитым в них открытым микротрещинам в пределах 0,1—16,5 мД.

известняки; 5 — афанитовые и органогенно-детритовые известняки; 6 — порово-трещинный тип коллекторов (*a* — достоверных, *b* — предполагаемых); 7 — трещинно-поровый тип коллекторов (*a* — достоверных, *b* — предполагаемых); 8 — трещинный тип коллекторов (*a* — достоверных, *b* — предполагаемых); 9 — средние значения по скважине и 10 — по площади открытой пористости в % (числитель) и межзерновой проницаемости в метрах (знаменатель); 11 — приток нефти в скважине (*a*), пропитка зерна (*b*); 12 — стратоизогипсы по кровле нефтеносного горизонта (*a* — достоверные, *b* — предполагаемые).

Анализ пустотного пространства алевритистых известняков горизонта показал, что полезная их емкость представлена вторичной пористостью и в меньшем объеме первичной; фильтрация флюидов в них может осуществляться главным образом по микротрещинам.

Алевритистые известняки верхнеордовикского нефтеносного горизонта рассматриваемой зоны по емкостным и фильтрационным особенностям отнесены к трещинно-поровому типу коллекторов. На остальной площади Прибалтики развиты афанитовые известняки и в подчиненном количестве органогенно-детритовые и тонкозернистые глинистые. Мощность их от 5 до 30 м (на юго-востоке Латвии). Для этих известняков характерны низкие значения открытой пористости — 1,5—3,9% (редко 5,5%). Межзерновая проницаемость их менее 0,01 мД. Вторичная пористость развита очень слабо и не превышает 1%. Благоприятной особенностью известняков этой зоны является наличие в них открытых разноориентированных микротрещин. Трещинная проницаемость 15—27 мД. Известняки этой зоны можно отнести к коллекторам трещинного типа.

Изменение коллекторских свойств пород и типов коллекторов по площади тесно связано с литофациальной зональностью отложений верхнеордовикского нефтеносного горизонта и обусловлено палеотектоническим развитием региона. Оптимальные значения пористости и проницаемости характерны для зон распространения мелководных образований, развитых в восточной части Калининградской области и прилегающей юго-западной части Литвы, а также на северо-западе Латвии. Эти зоны сложены песчанистыми (оолитовыми, органогенно-обломочными и сгустково-комковатыми) известняками. Для них характерно наиболее благоприятное сочетание седиментационных и постседиментационных факторов, к которым относятся прибрежно-мелководные условия осадконакопления, способствовавшие осаждению различного по составу крупного обломочного материала, перекристаллизация и выщелачивание.

На побережье ПНР в верхнеордовикских отложениях обнаружены многочисленные следы нефти и битумов, однако коллекторские свойства пород изучены пока слабо.

Побережье Прибалтики и Северной Польши в гидрогеологическом отношении расположено в пределах Прибалтийского артезианского бассейна. На его территории в домезозойской части разреза платформенного чехла выделяется несколько водоносных комплексов и горизонтов: вендско-кембрийский, кембрийско-ордовикский, ордовикско-силурийский, ниже-среднедевонский (донаровский), средне-верхнедевонский, каменноугольный и пермский. С точки зрения нефтегазоносности основной интерес представляют первые два комплекса, к которым приурочен главный нефтеносный горизонт (средне-верхнекембрийский) со всеми известными в настоящее время в Прибалтике и в ПНР месторождениями.

Специальными гидрогеологическими исследованиями, связанными с нефтегазоносностью Прибалтики, занимались специалисты ВНИГРИ, ЛитНИГРИ, ВНИГНИ, управлений геологии Латвийской и Литовской ССР, треста «Ярославнефтегазразведка», Северо-Западного геологического управления, ВНИИМОРГЕО и др. В основу приводимой ниже краткой характеристики гидрогеологических условий побережья Прибалтики положены работы последних лет [2, 31, 53, 104, 110, 140, 149].

Вендско-кембрийский водоносный комплекс, приуроченный к глинисто-песчаным отложениям верхнего протерозоя (венда) и нижнего кембрия, на побережье Прибалтики и Северной Польши распространен повсеместно и залегает на глубинах 900—3000 м. Мощность комплекса в пределах от первых десятков метров до 350—400 м (побережье Польши). Гидродинамические и гидрохимические особенности вод комплекса закономерно изменяются с северо-востока на юго-запад (рис. 37, 38).

На Курземском полуострове (скв. Колка) и на островах Сааремаа и Хиума распространены слаборассольные воды хлор-кальциевого типа смешанного состава, степень минерализации которых от 36 до 120 г/л, коэффициент метаморфизации — более 0,7, а хлор-бромный коэффициент в пределах 167—320. Воды отличаются повышенной сульфатностью (более 1).

Побережье юга Латвии, Литвы, Калининградской области и ПНР характеризуется вендско-кембрийскими водами, представляющими собой рассолы хлор-кальциевого типа, минерализация которых в пределах 116—200 г/л, коэффициент метаморфизации — 0,7—0,4, хлор-бромный — 97—220; воды малосульфатные.

Кембрийско-ордовикский водоносный комплекс охватывает терригенные отложения среднего—верхнего кембрия и пакерортского горизонта нижнего ордовика. Мощность комплекса, залегающего на глубинах от 850 до 2800 м, от 50 (скв. Колка) до 280 м (скв. Жарновеце). Водоносный комплекс перекрыт мощной толщей карбонатных и глинисто-карбонатных отложений ордовика и силура.

Гидрохимические характеристики вод кембрийско-ордовикского комплекса близки характеристикам вендско-кембрийских вод и подчиняются тем же пространственным закономерностям. Минерализация вод в пределах побережья от 27 (скв. Колка) до 203 г/л (скв. Ладушкинская), коэффициент метаморфизации — от 0,8 до 0,4. Воды комплекса хлор-кальциевого типа хлоридно-натриевого и смешанного состава, хлор-бромный коэффициент в пределах от 73 до 295.

По гидродинамическим условиям воды вендско-кембрийского и кембрийско-ордовикского комплексов на побережье Прибалтики и Польши образуют общую зону, поэтому ниже приведена их совместная характеристика.

Анализ величин приведенных напоров вод указанных комплексов позволяет наметить несколько гидродинамических районов (см. рис. 37).

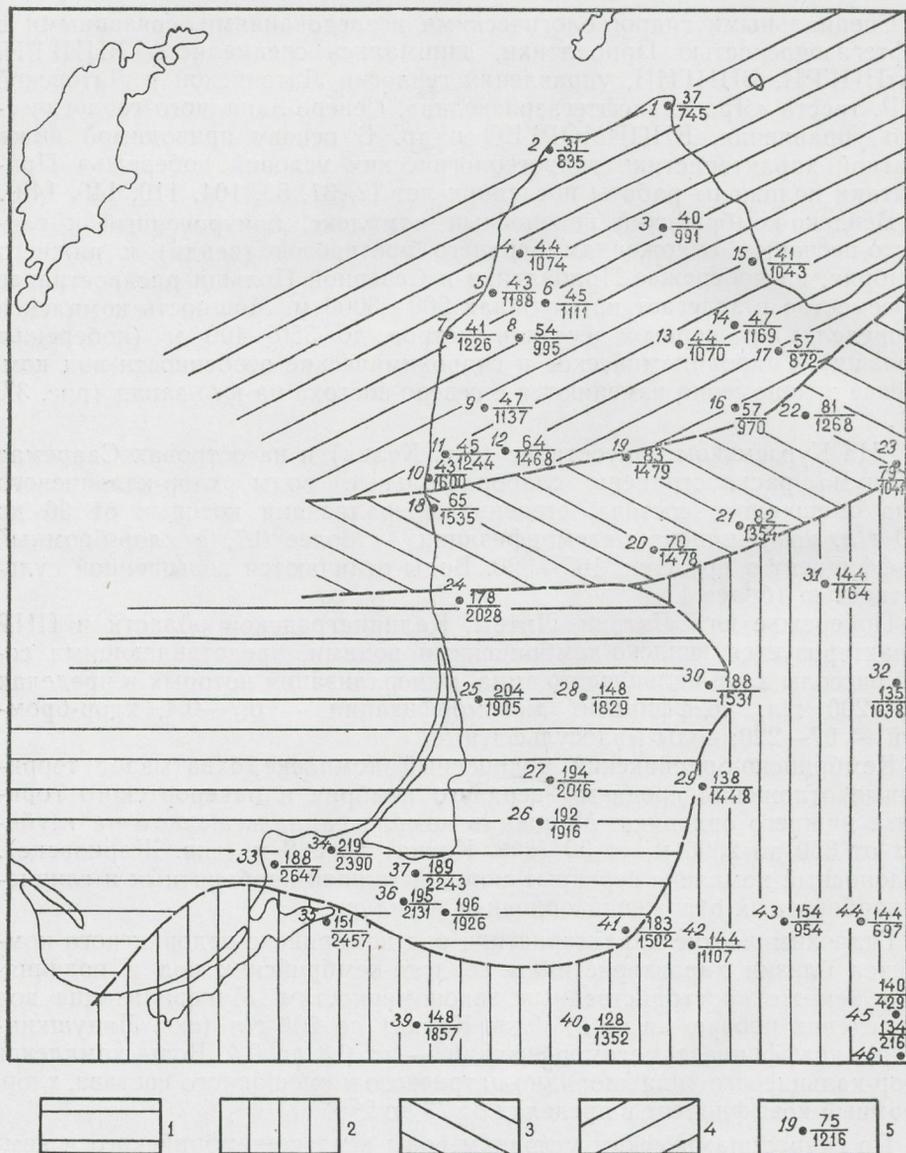


Рис. 37. Гидродинамическая схема вендско-кембрийского и кембро-ордовикского водоносных комплексов (по материалам ВНИГРИ, ЛитНИГРИ, управлений геологии Латвийской и Литовской ССР, треста «Ярославнефтегазразведка», ВНИИМОРГЕО): 1—4 — гидродинамические районы с приведенными соответственно более 180, 100—160, 70—100 и менее 70 м; 5 — скважина, числитель — напор (в метрах, по мето-

общей особенностью которых является незначительный перепад (15—20 м) значений приведенных напоров в пределах каждого из районов. Перепад приведенных напоров не выходит за пределы точности их определения и отмечается только на границах районов, поэтому проведение гидроизопьез невозможно. Гидродинамическое районирование в общих чертах отражает тектоническое строение побережья.

Наиболее высокие значения приведенных напоров (180—200 м) свойственны району, приуроченному к зоне максимального погружения фундамента, т. е. к наибольшим глубинам залегания водоносных комплексов. Зона с приведенными напорами ограничена с севера Лиепайско-Салдусским, а с юга Тельшайским разломами. При приближении к бортам синеклизы величина приведенных напоров падает.

В результате исследования гидрохимических особенностей вод Прибалтийского артезианского бассейна в целом намечена вертикальная и горизонтальная зональность. Первая из них выражена в закономерном увеличении степени минерализации и метаморфизации подземных вод с увеличением глубины залегания комплексов и обусловлена повышением в составе хлоридов кальция и уменьшением содержания сульфатов. При этом минерализация, метаморфизация, а также содержание некоторых солей не зависят от возраста вмещающих отложений; они находятся в прямой связи с гидродинамической, гидрохимической и геотермической обстановками бассейна.

Горизонтальная зональность, обусловленная изменением характера солевого состава вод по разрезу платформенного чехла, связана с двумя районами. Первый из них, охватывающий юго-западную часть артезианского бассейна, характеризуется нормальным распределением по глубине компонентов солевого состава вод, а также основных показателей — коэффициента метаморфизации, хлор-бромного коэффициента, сульфатности и др. В пределах рассматриваемой зоны с увеличением глубины залегания водоносного комплекса повышается общая минерализация, метаморфизация и содержание микроэлементов, а сульфатность, наоборот, понижается.

Второй гидрохимический район, охватывающий северную и северо-западную части Прибалтийского артезианского бассейна, характеризуется отсутствием связи между минерализацией вод вендско-кембрийско-ордовикского комплексов и глубиной их залегания. Другой особенностью этого района является постоянство коэффициентов метаморфизации и хлор-бромного, а также типа подземных вод.

дикe Г. П. Якобсона), знаменатель — абсолютная глубина середины интервала опробования.

Номер скважины по списку: 1 — Колка, 2 — Овиши, 3 — Талсы, 4 — Пилтене, 5 — Юркалне, 6 — Эдоле, 7 — Павилоста, 8 — Адзе, 9 — Дурбе, 10 — Юрмалциемс, 11 — Бернаты, 12 — Прискуле, 13 — Южно-Кандавская, 14 — Деголе, 15 — Энгуре, 16 — Добеле, 17 — Слампе, 18 — Пале, 19 — Эзере, 20 — Пабальбе, 21 — Шакина, 22 — Кроньяуце, 23 — Бауска, 24 — Толяй, 25 — Вилькичяй, 26 — Славская, 27 — Усенай, 28 — Лаукава, 29 — Гирджай, 30 — Кражанте, 31 — Стачюнай, 32 — Крякенава, 33 — Ягодная, 34 — Куликовская, 35 — Ладужинская, 36 — Ушаковская, 37 — Исаковская, 38 — Красноборская, 39 — Бартошице, 40 — Голдап, 41 — Гусевская, 42 — Кибартай, 43 — Саснава, 44 — Пренай, 45 — Илгай, 46 — Пярлоя.

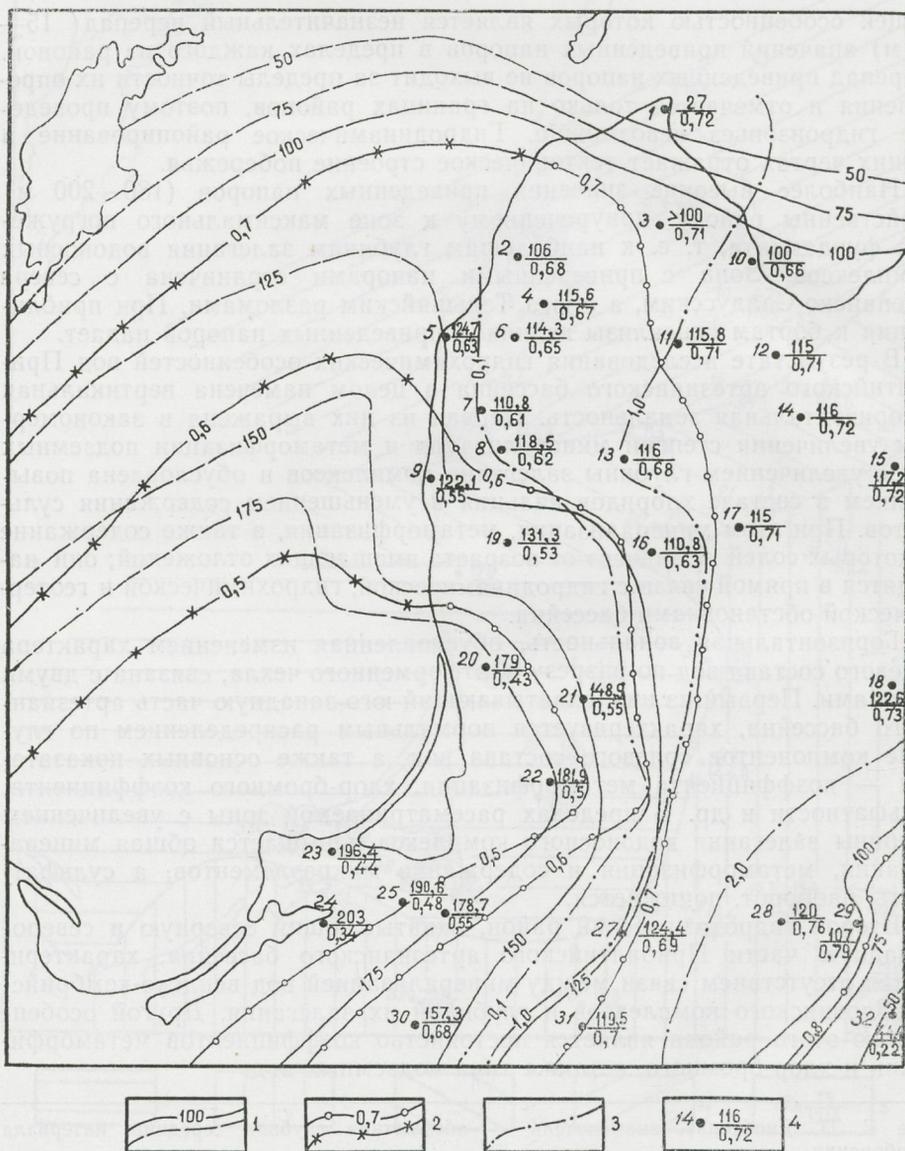


Рис. 38. Гидрохимическая схема кембрийско-ордовикского водоносного комплекса (по материалам ВНИГРИ, ЛитНИГРИ, управлений геологии Латвийской ССР и Литовской ССР, треста «Ярославнефтегазразведка», ВНИИМОРГЕО): 1 — изолинии минерализации (достоверные — на суше, предполагаемые — на акватории); 2 — изолинии коэффициента метаморфизации; 3 — изолинии коэффициента сульфатности;

Характер распространения отдельных компонентов солевого состава вод Прибалтийского артезианского бассейна также подчиняется определенным закономерностям.

Бром содержится во всех подземных водах бассейна. Его содержание увеличивается с ростом общей минерализации вод и глубины залегания водоносного горизонта. Йод содержится в количествах, не превышающих 10 мг/л. Концентрация его не зависит от общей минерализации и глубины залегания водоносного комплекса. Бор присутствует в водах почти всех горизонтов. Содержание его увеличивается с ростом глубины, минерализации и метаморфизации водоносного комплекса. Содержание аммония в водах палеозойского комплекса достигает 140 мг/л, причем наибольшая концентрация его приурочена к кембрийским водам. На фоне общего закономерного роста содержания аммония с увеличением глубины залегания и минерализации вод наблюдается колебание концентрации его в зависимости от близости нефтяных залежей. В водах кембрийских отложений Красноборской и Гаргждайской площадей содержание аммония в законтурных скважинах составляет 60—80 мг/л, а в контуре месторождений возрастает до 120 мг/л.

Одним из положительных признаков нефтегазоносности является геотермическая закрытость. На побережье Балтийского моря выделяются зоны умеренных, повышенных и высоких температур. Первые две характеризуются температурами в пределах 20—70°C и глубиной 1000—2000 м. Они охватывают побережье Латвии и Литвы. Зона высоких температур (более 70°C) находится на глубине более 2000 м; к ней относятся западная часть Калининградской области и Северная Польша. В зоне высоких температур находятся все промышленные месторождения нефти в Прибалтике.

АКВАТОРИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Накопленные к настоящему времени геолого-геофизические материалы по Средней Балтике и их анализ в сравнении с данными о перспективах нефтегазоносности побережья позволяют более обоснованно и определенно осветить затронутую проблему.

Оценка нефтегазоносности акваториальной части Балтийской синеклизы на современном уровне ее изученности базируется в первую оче-

4 — скважины, числитель — минерализация (в г/л), знаменатель — значение коэффициента метаморфизации.

Номер скважины по списку: 1 — Колка, 2 — Пилтене, 3 — Талсы, 4 — Эдоле, 5 — Павилоста, 6 — Адае, 7 — Дурбе, 8 — Приекуле, 9 — Юрмалциемс, 10 — Энгуре, 11 — Кандава, 12 — Слампе, 13 — Эзере, 14 — Кроньяуце, 15 — Бауска, 16 — Пабальбе, 17 — Шакина, 18 — Крякенава, 19 — Салантай, 20 — Шюпаряй, 21 — Лаукава, 22 — Усенай, 23 — Куликовская, 24 — Ладушкинская, 25 — Ушаковская, 26 — Красноборская, 27 — Гусев, 28 — Саснава, 29 — Пренай, 30 — Бартошице, 31 — Голдап, 32 — Илгай.

редь на закономерностях пространственного изменения региональных факторов (предпосылок), которые выявлены в процессе изучения условий нефтегазонакопления на окружающей суше и определяют образование и сохранение залежей нефти. К основным региональным предпосылкам относятся литолого-стратиграфические, геолого-структурные, коллекторские, гидрогеологические и историко-геологические. Рассмотрим перспективы нефтегазоносности Средней Балтики с точки зрения указанных предпосылок.

Литолого-стратиграфические предпосылки нефтегазоносности. На основании материалов, приведенных в предыдущих главах (II, III), вполне обоснованно можно считать, что на акватории Средней Балтики развиты те же, что и на суше, литолого-стратиграфические комплексы и нефтеносные горизонты. Все основные комплексы и горизонты имеют региональное распространение, сравнительно хорошо выдержаны по площади и фациально, а мощность некоторых из них в пределах акватории, очевидно, увеличивается (верхний протерозой, кембрий, силур).

Наибольший интерес в нефтегазоносном отношении в пределах Средней Балтики, как и на суше, представляет вендско-кембрийский терригенный комплекс, имеющий суммарную мощность 200—400 м (см. рис. 29). На побережье мощность комплекса не превышает 200 м. В акватории Средней Балтики, особенно в ее южной части, разрез вендско-кембрийского комплекса более полный за счет его нижней (верхний протерозой) и верхней (средний—верхний кембрий) частей.

Наличие в разрезе вендско-кембрийского комплекса довольно мощной (более 100 м) терригенной толщи верхнего протерозоя (венда) можно рассматривать в качестве благоприятного литолого-стратиграфического фактора, создающего предпосылки для обнаружения в Средней Балтике нового нефтеносного горизонта, аккумулирующая способность которого по литологическим признакам, по-видимому, вполне удовлетворительная.

С вендско-кембрийским литолого-стратиграфическим комплексом связан наиболее перспективный средне-верхнекембрийский нефтеносный горизонт. Он охватывает самую верхнюю часть комплекса и распространен на всей акватории Средней Балтики. В латеральном направлении горизонт испытывает отчетливые изменения литологических особенностей.

Вдоль побережья Прибалтики и в Гданьском заливе развиты песчаники с редкими прослоями алевролитов (см. рис.11). В осевой части Балтийского моря средне-верхнекембрийский нефтеперспективный горизонт также представлен песчаниками, но с большим количеством алевролитов и глинистых прослоев. Западнее, до о. Эланд, горизонт сложен преимущественно глинистыми образованиями, а песчано-алевритовая часть имеет подчиненное значение. Вдоль западного побережья Скании и в южной части о. Эланд горизонт сложен квасцовыми сланцами с прослоями битуминозных известняков. Такой характер литологических изменений средне-верхнекембрийского горизонта несколько сокращает

площадь с благоприятными литологическими предпосылками нефтегазонакопления в акватории Средней Балтики. С другой стороны, в зоне латерального перехода песчаных отложений в глинистые и карбонатно-глинистые (квасцовые сланцы и известняки) можно предполагать наличие литологических ловушек для скопления углеводорода. На побережье Средней Балтики такие условия пока не известны, и поэтому сравнительную оценку предполагаемых литологических ловушек в акватории провести невозможно.

Средне-верхнекембрийский нефтеносный горизонт в пределах Средней Балтики, как и на побережье, перекрыт толщей глинисто-карбонатных отложений ордовика, являющейся надежной крышкой.

Ордовикско-силурийский глинисто-карбонатный комплекс развит почти на всей акватории Средней Балтики и имеет строение, аналогичное его разрезам на суше. В качестве нефтеперспективных горизонтов этого комплекса, как и на побережье, могут рассматриваться нижнеордовикские (волховские) алевролиты, среднеордовикские (азери-йых-виские) органогенно-детритовые известняки, верхнеордовикские (пиргу-поркуниские), а также верхнесилурийские известняки (пагегайские и миньяскоюрские) и некоторые другие горизонты.

Из числа названных (возможно, нефтеносных) горизонтов по степени перспективности следует выделить верхнеордовикский горизонт. По литологическим признакам наиболее перспективны верхнеордовикские (пиргу-поркуниские) известняки восточной части Средней Балтики. Здесь состав горизонта аналогичен составу его в Западной Прибалтике. Отличительной чертой известняков горизонта в пределах Средней Балтики по сравнению с побережьем является наличие в них биогермных (рифогенных) образований, повышающих интерес к ним как к возможным ловушкам нефти.

В северо-западной части Средней Балтики верхнеордовикский нефтеносный горизонт, по-видимому, отсутствует или сильно сокращается по мощности, а на юго-западе он становится по составу существенно глинисто-мергелистым.

Девонские отложения с точки зрения литологических предпосылок также представляют интерес. Это относится в первую очередь к глинисто-терригенным литолого-стратиграфическим комплексам — тильжеско-пярусскому (нижний — средний девон) и старооскольско-швентойскому (средний — верхний девон). Однако в пределах акватории они развиты на сравнительно ограниченной площади, а в западном направлении постепенно сокращаются по мощности и выклиниваются. Некоторые горизонты терригенных комплексов девона имеют лишь локальное распространение (тильжеская и стонишкяйская свиты).

Пермско-мезозойские отложения с литолого-стратиграфической позиции в пределах акватории Средней Балтики не обладают положительными предпосылками. Эти отложения развиты на небольшой пло-

щади акватории, сравнительно маломощны и выклиниваются в северном направлении.

Геолого-структурные предпосылки нефтегазоносности. В числе геолого-структурных предпосылок нефтегазоносности акватории Средней Балтики первостепенное значение принадлежит локальным поднятиям как основному типу ловушек нефти и газа в Прибалтийской нефтегазоносной области. В материковой части Балтийской синеклизы геолого-геофизическими исследованиями в настоящее время выявлено большое количество локальных поднятий различных размеров и амплитуд. Рассматриваемые поднятия четко выражены в вендско-нижнедевонских отложениях, часть их очень слабо проявлена в вышележащих этажах платформенного чехла. В распространенности локальных поднятий по площади Прибалтики отмечено закономерное увеличение их плотности, амплитуды и размеров к западу от бортов синеклизы (в сторону осевой ее части) [37].

В акватории Средней Балтики геофизическими исследованиями намечен ряд поднятий, строение большинства из которых аналогично изученным нефтеносным структурам Прибалтики. Более основательные сравнения поднятий материковой и акваториальной частей синеклизы провести пока невозможно, поскольку к настоящему времени изучена морфология лишь поднятия Лиепая-море.

Большого внимания при рассмотрении нефтегазоносности Средней Балтики, очевидно, заслуживают разрывные нарушения, затрагивающие фундамент и вендско-нижнедевонские отложения платформенного чехла. Значительная часть локальных поднятий обнаруживает пространственную связь с разрывными нарушениями, что дает основание усматривать генетическую взаимозависимость между этими типами структур [42, 129—131]. П. И. Сувейздис считает основной причиной возникновения локальных поднятий в Прибалтике пересечение разнонаправленных разрывных нарушений [27].

Многочисленные разломы в осадочном чехле выявлены на побережье. Значительное количество их намечено и в акватории Средней Балтики. Кроме структурообразующей и экранирующей роли разломы, вероятно, создавали возможность широкой вертикальной миграции нефти.

В качестве положительного геолого-структурного фактора можно отметить также длительное устойчивое компенсированное прогибание акватории Средней Балтики, особенно ее южной части, где в течение верхнего протерозоя и фанерозоя образовался осадочный чехол мощностью более 3000 м. При этом максимальная мощность приходится на южную часть акватории.

Наконец, укажем, что, по мнению Ю. М. Саркисова [121, 122] и Д. А. Туголесова [111], в пределах акватории Средней Балтики могут быть выявлены структуры, не известные на суше. В частности, в осевой части Балтийского моря предполагается узкий вытянутый в близ-

меридиональном направлении грабенообразный прогиб, заполненный вендско-нижнекембрийскими отложениями.

Коллекторские предпосылки нефтегазоносности. С точки зрения коллекторских предпосылок нефтегазоносности акватория Средней Балтики в разных ее частях характеризуется различными возможностями для каждого из основных нефтеносных горизонтов.

Средне-верхнекембрийский нефтеносный горизонт в пределах Средней Балтики по коллекторским свойствам можно отнести к двум районам. Первый из них охватывает основную часть акватории между польско-советским побережьем почти до линии Кошалин—о. Готланд. Здесь можно предполагать наличие коллекторов порового и смешанного порово-трещинного типов, аналогичных установленным на суше (см. рис. 35). Емкостные свойства и проницаемость средне-верхнекембрийских коллекторов, по-видимому, вполне удовлетворительны.

В западной части Средней Балтики, где средне-верхнекембрийские отложения представлены песчано-глинистыми и карбонатно-глинистыми фациями (см. рис. 11), коллекторские свойства горизонта, вероятно, низкие и исключают его из перспективной территории.

Второй основной нефтеносный горизонт — верхнеордовикский — характеризуется неоднородностью коллекторских свойств по площади распространения. В северной и средней частях акватории, очевидно, развиты коллекторы порово-трещинного и трещинно-порового типов (см. рис. 36). Вдоль побережья Калининградской области и ПНР преобладают трещинные коллекторы, отличающиеся пониженной открытой пористостью и межзерновой проницаемостью. Ухудшение коллекторских свойств на юге Средней Балтики обусловлено повышением глинистости известняков горизонта.

Гидрогеологические предпосылки нефтегазоносности. Из гидрогеологических материалов предыдущего раздела следует, что по гидродинамическим и гидрохимическим особенностям вендско-кембрийского и кембрийско-ордовикского водоносных комплексов побережье Прибалтики и Северной Польши находится в зоне весьма замедленного водообмена, характеризующейся наилучшей гидрогеологической закрытостью. Эта зона содержит высокоминерализованные (100—315 г/л) и метаморфизованные (коэффициент метаморфизации менее 0,7) воды (рассолы) хлор-кальциевого типа хлоридного кальциево-натриевого состава с повышенным содержанием брома. Лишь самая северная часть Западной Латвии, а также острова Сааремаа и Хиума расположены в зоне замедленного водообмена, где минерализация вендско-ордовикских вод не превышает 100 г/л, а коэффициент метаморфизации достигает 1,0 (см. рис. 38).

Граница зоны весьма замедленного водообмена примерно совпадает с изолиниями минерализации 100 г/л и коэффициента метаморфизации 0,7. К этой зоне можно отнести часть акватории Средней Балтики между польско-советским побережьем и островами Борнхольм и Гот-

ланд. Глубина залегания вендско-кембро-ордовикского комплекса от 1000 м на севере до 3200 м на юге побережья ПНР. В прямой зависимости от глубины залегания водоносных комплексов находятся минерализация и метаморфизация их рассолов.

Западную часть Средней Балтики, включая острова Готланд и Борнхольм, очевидно, следует относить к зонам замедленного и интенсивного водообмена. Последняя из указанных зон, по-видимому, совпадает с выходами вендско-кембрийского и кембро-ордовикского водоносных комплексов на поверхность морского дна, протягивающимися вдоль восточного побережья Швеции. Эта зона характеризуется интенсивным водообменом и гидрогеологической раскритостью.

Материалы предыдущих разделов главы показывают, что основными благоприятными предпосылками, позволяющими положительно оценивать перспективы нефтегазоносности акватории Средней Балтики, являются:

— региональное распространение нефтеносных горизонтов, их покрышек и потенциально нефтегазоносных литолого-стратиграфических комплексов;

— постоянство литологического состава и коллекторских свойств нефтеносных горизонтов на значительных площадях;

— наличие ловушек структурного типа, связанных с локальными поднятиями;

— длительное и устойчивое, компенсированное осадконакоплением погружение области;

— хорошая гидрогеологическая закрытость.

Совокупность благоприятных факторов нефтегазонакопления и сравнительный анализ нефтегазоносности акваториальной и материковой частей Балтийской синеклизы свидетельствуют о том, что большая часть Средней Балтики может быть отнесена к перспективным территориям.

Основные перспективы акватории Средней Балтики, как и на суше, связываются со средне-верхнекембрийским нефтеносным горизонтом, имеющим региональное распространение, обладающим значительной мощностью и удовлетворительными коллекторскими свойствами и образующим структурные ловушки. Глубина залегания горизонта в пределах перспективной территории колеблется от 600 до 3000 м.

В пределах перспективной акватории Средней Балтики потенциальная нефтегазоносность в различных ее частях неодинакова. Наилучшим сочетанием положительных факторов нефтегазоносности характеризуется юго-восточная часть акватории, примыкающая к побережью Калининградской области СССР и ПНР. Эта площадь отличается, во-первых, максимальной мощностью осадочного чехла (1700—3200 м) и большой глубиной залегания (1500—3000 м) нефтеносных горизонтов.

Отметим, что в Прибалтике установлена прямая зависимость дебитов нефти на месторождениях от мощности осадочного чехла и глубины

залегания нефтеносного горизонта. Так, на Кулдингском месторождении дебит составляет 3 т/сут (мощность чехла ~ 1000 м), на Южно-Шюпаряйском — 68 м³/сут (~ 2100 м), на Ушаковском — до 200 м³/сут (~ 2400 м), т. е. по мере увеличения мощности и глубины залегания горизонта с севера на юг увеличивается и дебит нефти.

Во-вторых, наиболее перспективная площадь Средней Балтики характеризуется наилучшими гидрогеологическими показателями: общая минерализация рассолов превышает 200 г/л, коэффициент метаморфизации вод менее 0,5, что свидетельствует о хорошей закрытости недр.

Районы акватории Средней Балтики с меньшими, по сравнению с рассмотренными выше, перспективами нефтегазоносности окаймляют с запада и севера наиболее перспективную территорию. Геолого-структурные, коллекторские и гидрогеологические показатели нефтегазоносности здесь ухудшаются соответственно к периферийным частям перспективной акватории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалы по геологии и нефтегазоносности шельфа Средней Балтики позволяют сделать следующие основные выводы по проблеме.

1. Рассматриваемый район акватории Балтики в геологическом смысле является западной частью крупной тектонической структуры на северо-западе Восточно-Европейской платформы — Балтийской синеклизы. На севере и западе синеклизы граничит с Балтийским щитом, на юго-западе по зоне разломов сочленяется с Датско-Польским прогибом, на юге ограничена Белорусским массивом.

По геолого-геофизическим материалам побережья и островов, а также по данным морских геофизических работ разрез платформенного чехла акваториальной части синеклизы, залегающего на дорифейском кристаллически-метаморфическом фундаменте, представлен стратиграфическими подразделениями верхнего протерозоя (рифей), кембрия, ордовика, силура, девона, нижнего карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена и четвертичной системы.

Тектоническими структурами второго порядка в пределах Балтийской синеклизы являются Эстонская и Литовская мегавпадины, разделенные Лиепайско-Псковской антиклинальной зоной.

К структурам третьего порядка акваториальной части синеклизы относятся Предлиепайская, Северо-Гданьская впадины, Хельско-Варминьский вал, поднятия Лиепая-море, Леба и др.

Структуры второго и третьего порядков осложнены многочисленными локальными (четвертый порядок) поднятиями и прогибами, а также большим количеством разнонаправленных разрывных нарушений.

Основной фазой в формировании современного облика Балтийской синеклизы и ее структурных элементов является ранний девон. Последующие тектонические движения проявились слабо и существенного значения в структурных перестройках не имели.

2. Материалы по нефтегазоносности побережья и островов позволяют считать, что основными перспективными на нефть и газ горизонтами на шельфе Средней Балтики являются средне-верхнекембрийский и верхнеордовикский, в которых на суше выявлены месторождения нефти (в кембрии) и многочисленные нефтегазопроявления. Потенциально нефтегазоперспективными можно считать также средний ордовик и верхний силур.

3. По совокупности геолого-структурных, литолого-коллекторских и гидрогеологических предпосылок большая часть шельфа Средней Балтики отнесена к перспективным на нефть и газ акваториям. Сравнительный анализ указанных предпосылок и экстраполяция прогнозных данных с побережья на акваторию позволяют считать наиболее перспективной юго-восточную часть Балтийского моря.

В настоящее время степень геолого-геофизической изученности шельфа Средней Балтики находится на стадии завершения региональных исследований.

Дальнейшие работы в ближайшие 5—7 лет, т. е. до 1980 г., должны быть направлены на решение следующих четырех задач:

— завершение региональных исследований по изучению структуры и разреза платформенного чехла;

— выявление перспективных на нефть и газ площадей и структур;

— подготовка структур к поисковому бурению;

— поиски месторождений нефти и газа глубоким бурением.

Основными видами работ при решении перечисленных выше задач будут сейсморазведка и бурение. С целью уточнения геологического строения, прогнозной оценки нефтегазонасности, выяснения закономерностей пространственного размещения месторождений нефти и газа, научного обоснования направления и методики геолого-геофизических исследований на всех стадиях геологоразведочного процесса необходимы систематические научно-исследовательские работы по анализу и обобщению материалов. Одним из условий успешного решения поставленных задач является плодотворное сотрудничество в области морских геолого-геофизических исследований по программе Совета Экономической Взаимопомощи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Ф. А. К схеме тектоники северо-западной части СССР. — «ДАН», 1947, т. 56, № 7, с. 731—734.
2. Астафьев В. П., Муромцева В. А. Гидрогеологические условия мезозойских отложений Балтийской синеклизы в связи с нефтеносностью. — «Тр. ВНИГРИ», 1973, вып. 338, с. 39—46.
3. Афанасьев Б. Л., Волколаков Ф. К., Агальцова Е. Н. Структура Средней Прибалтики в связи с ее нефтеносностью. — Тезисы докладов VII научной конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1970, с. 48—49.
4. Афанасьев Б. Л., Волколаков Ф. К. Основные тектонические структуры додевонского комплекса осадочного чехла Балтийской синеклизы. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 121—128.
5. Берзинь Л. Э., Клявиньш Я. Р., Озолинь Н. К. О тектонике фундамента акватории Средней Балтики. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 211—219.
6. Биркис А. П. Вулканогенные образования типа лахаров из ютнийских отложений Западной Латвии. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969, с. 241—242.
7. Биркис А. П. Новые данные о древнейших платформенных образованиях на территории Западной Латвии. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969, с. 243—244.
8. Биркис А. П. Метаморфические и магматические комплексы кристаллического фундамента Латвии. — Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. Таллин, 1971. 28 с.
9. Биркис А. П. Тектоника кристаллического фундамента Балтийской синеклизы и сопредельных территорий. — «Сов. геология», 1972, № 6, с. 108—113.
10. Биркис А. П., Карпицкий В. Я. Верхнедокембрийские платформенные образования на территории Западной Латвии. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969, с. 27—36.
11. Богатилов О. А., Биркис А. П. Магматизм докембрия Западной Латвии. М., «Наука», 1973. 136 с.
12. Богданов А. А. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы. — «Вестник МГУ», 1968, № 5, с. 3—11.
13. Брангулис А. П. Терригенные породы-коллекторы в кембрийских отложениях Латвийской ССР. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 261—268.
14. Брангулис А. П. Кембрийские терригенные породы-коллекторы Латвийской ССР и их постседиментационные изменения. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. Л., 1974. 34 с.
15. Брио Х. С., Бендруп Л. П. Некоторые сведения о рельефе кристаллического фундамента и структуре осадочного чехла территории Латвийской ССР. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 221—227.
16. Брио Х. С., Стецюн П. А. Глубинное строение земной коры территории Латвийской ССР по данным аэромагнитной съемки. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 3—8.

17. Вайсман Я. И. Особенности выделения коллекторов кембрийских отложений Южной Прибалтики по геолого-геофизическим данным. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. Л., 1972. 28 с.
18. Васильев В. А. Основные черты геологического строения кристаллического фундамента Южной Прибалтики. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969, с. 3—15.
19. Волколаков Ф. К. Палеотектоническая характеристика Балтийской синеклизы в додевонское время. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 229—234.
20. Волколаков Ф. К. О перспективах нефтеносности восточной части Балтийского моря. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 269—274.
21. Волколаков Ф. К. Структурная позиция поднятия Лиепая-море в Балтийской синеклизе. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1974, с. 145—148.
22. Волколаков Ф. К., Афанасьев Б. Л. Тектоника Балтийской синеклизы. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1974, с. 136—143.
23. Восилюс Г. Б. Оценка коллекторских свойств верхнеордовикских-нижнеландоверийских отложений Юго-Западной Прибалтики. — В кн.: Вопросы нефтеносности Прибалтики. Вильнюс, 1973, с. 69—84.
24. Гайлите Л. К., Рыбникова М. В., Ульст Р. Ж. Стратиграфия, фауна и условия образования силурийских пород Средней Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967. 304 с.
25. Гайлюс Р. П. Магматические и метаморфические комплексы докембрия Латвии. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. Вильнюс, 1970. 30 с.
26. Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 8, с. 56—62.
27. Геологическое строение и нефтеносность Прибалтики. М., «Недра», 1970. 84 с. (Авт.: А. А. Григалис, П. П. Лапинскас, К. А. Сакалаускас, П. И. Сувейздис.)
28. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., «Недра», 1967. 124 с. (Авт.: В. Н. Зандер, Ю. И. Томашюнас, А. Н. Берковский, Л. В. Суворова, В. А. Дедеев, К. О. Кратц.)
29. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, 1970. 452 с.
30. Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Рельеф Земли. М., 1967. 322 с.
31. Гидрогеологические критерии нефтегазоносности Балтийской синеклизы. — Материалы второго семинара нефтепоисковых критериев Прибалтики. Вильнюс, 1972, с. 33—35. (Авт.: В. П. Астафьев, В. А. Муромцева, А. И. Трипонис, А. А. Фрейманис.)
32. Головин И. В. Использование геофизических данных для изучения геологического строения кристаллического фундамента Северо-Запада Русской платформы. — В кн.: Вопросы разведочной геофизики. М., «Недра», 1966, вып. 5, с. 9—26.
33. Голуб Д. П., Сидоров Ю. С. Строение поверхности докембрийского фундамента Балтийского моря. — «Океанология», 1971, т. 11, № 2, с. 239—244.
34. Голубков И. А., Паасикиви Л. Б., Бызер Б. И. Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности Прибалтики и направление дальнейших нефтепоисковых работ. — «Тр. ВНИГРИ». Л., 1969, вып. 272, с. 138—149.
35. Голубцов В. К., Махнач А. С. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Минск, 1961. 183 с.
36. Гольдберг И. С., Руховец Н. М. О времени формирования локальных структур и залежей нефти в Балтийской синеклизе. — «Геология нефти и газа», 1970, № 1, с. 38—41.

37. Гольдберг И. С. и др. Основные черты тектонического строения и развития Балтийской синеклизы. — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 136—146.
38. Горелик З. А. Об этапах формирования основных тектонических структур территории Белоруссии. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969, с. 49—58.
39. Горелик З. А. Особенности тектонического развития Белорусского массива. — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 148—154.
40. Гурари Ф. Г., Карнковский П. И., Максимов С. П. Перспективы развития нефти и газа в Польше. — «Геология нефти и газа», 1974, № 2, с. 67—73.
41. Гуров В. Н. К вопросу о тектоническом строении Южной Прибалтики в связи с перспективами нефтегазоносности. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1975, с. 223—231.
42. Гуров В. Н., Ефимкин Н. С. К вопросу о формировании локальных поднятий юго-западной Прибалтики. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1972, № 12, с. 12—16.
43. Дикенштейн Г. Х. Проблемы нефтегазоносности нижнепалеозойских отложений северо-западной части Русской платформы. — «Геология нефти и газа», 1957, № 9, с. 17—22.
44. Дикенштейн Г. Х. История геологического развития Прибалтики и Белоруссии в палеозойскую эру. — «Тр. ВНИГРИ», 1958, вып. 10, с. 37—42.
45. Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., «Наука», 1966. 207 с.
46. Жейба А. И. О структурных условиях залегания фаменских и нижнекаменноугольных отложений в пределах Балтийской (Польско-Литовской) синеклизы. — «Научные труды высших учебных заведений ЛитССР. География и Геология», 1968, т. 51, с. 145—151.
47. Закашанский М. С. О нефтепоисковых работах в Калининградской области. — «Геология нефти и газа», 1963, № 2, с. 19—21.
48. Закономерности изменения коллекторских свойств ордовикских отложений в пределах Балтийской синеклизы. — Материалы второго семинара нефтепоисковых критериев Прибалтики. Вильнюс, 1972, с. 10—13. (Авт.: Р. Б. Восилюс, П. П. Лапинкас, Е. М. Лашков, В. Н. Тодоровская, В. И. Яковлева.)
49. Зноско Е. К вопросу о юго-западной границе докембрийской платформы Восточной Европы. — «Бюл. МОИП», 1964, № 3, с. 19—32.
50. Зноско Е. Строение фундамента внекарпатской части Польши. — «Сов. геол.», 1964, № 2, с. 86—105.
51. Зноско Е., Кубицкий С., Рыка В. Тектоника кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на территории Польши. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 79—92.
52. Игревский В. И., Будников Н. П., Кучапин А. В. Перспективы нефтеносности сопредельных районов Польской народной республики и СССР. — «Геология нефти и газа», 1969, № 3, с. 51—55.
53. Ильина Е. В. Гидрогеологические данные о нефтегазоносности Прибалтики. — «Тр. ВНИГРИ», 1969, вып. 270, с. 43—50.
54. Инданс А. П. Тектонические структуры Латвии. Рига, 1962. 175 с.
55. Инданс А. П. Древнейшая структура Прибалтики. — В кн.: Вопросы геологии среднего и верхнего палеозоя Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967, с. 245—259.
56. История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., «Недра», 1964. 251 с. (Авт.: А. П. Виноградов, В. Д. Наливкин, А. Б. Ронов, В. Е. Хаин.)
57. Кальо Д. Л. Силур Эстонии. Таллин, 1970. 342 с.

58. Каплан А. А. История тектонического развития Южной Прибалтики в фанерозое. — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 156—167.
59. Каплан А. А., Хазанович К. Н. К вопросу об истории тектонического развития Локновского поднятия. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969, с. 101—113.
60. Каплан А. А., Сувейздис П. И. Некоторые особенности тектоники Прибалтики в связи с ее нефтегазоносностью. — «Бюл. МОИП», 1970, т. 19, вып. 3, с. 69—83.
61. Ковалевский М. И., Озолинь Н. К. Тектоническая структура западного блока Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Вопросы геологии среднего и верхнего палеозоя Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967, с. 206—224.
62. Коркутис В. А. Коллекторские свойства кембрийских отложений Южной Прибалтики и нефетбитуопроявления. — Тр. Ин-та геологии. Вильнюс, 1970, вып. 8, с. 107—117.
63. Коркутис В. А. Кембрийские отложения Балтийского бассейна. Вильнюс, «Минтис», 1971. 175 с.
64. К проблеме генезиса локальных структур Прибалтики. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 201—210. (Авт.: Б. Л. Афанасьев, И. А. Поливко, В. И. Яковлева, Ф. К. Волколаков.)
65. Ксенжкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши. М., 1968. 305 с.
66. Кудрявцев Н. А. О тектонике и возможной нефтеносности северо-западной части Русской платформы. — В кн.: Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы. М., 1946, с. 7—14.
67. Лапинскас П. П. Некоторые данные о литологии и коллекторских свойствах верхнеордовикских отложений Юго-Западной Литвы. — В кн.: Геология и нефтегазоносность палеозоя Южной Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1965, с. 18—39.
68. Лапинскас П. П. Литофации верхнеордовикских-нижнесилурийских карбонатных отложений запада Южной Прибалтики и их коллекторские свойства. — В кн.: Нефтепоисковые критерии Прибалтики и методы их изучения. Вильнюс, 1970, с. 95—105.
69. Лапинскас П. П. Особенности коллекторских свойств карбонатных пород силура Южной Прибалтики. — Материалы III научной конференции геологов Литвы. Вильнюс, 1973, с. 128—130.
70. Лашкова Л. Н. О коллекторских свойствах среднекембрийских нефтеносных отложений Ушаковской и Красноборской площадей. — Материалы III научной конференции геологов Литвы. Вильнюс, 1973, с. 123—125.
71. Лашкова Л. Н. Литология, фации и коллекторские свойства кембрийских отложений Южной Прибалтики. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. Минск, 1973. 34 с.
72. Лашкова Л. Н. Влияние постседиментационных изменений на коллекторские свойства алевроито-песчаных пород кембрия Юго-Западной Прибалтики. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1975, с. 184—191.
73. Левин Л. Э. О складчатом основании и структуре впадин Северного и Балтийского моря. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 3, с. 70—79.
74. Левченко В. А., Мартынова Г. П. О геологическом строении палеозойских отложений на морском продолжении Прибалтийской впадины. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1965, № 2, с. 3—9.
75. Лиелдiena Э. К., Фридрихсоне А. И. О стратиграфии кембрийских отложений Западной Латвии. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 33—52.
76. Лиепиньш П. П. Девонские отложения Прибалтики. — В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Прибалтики и Белоруссии. Л., 1959, с. 35—43.

77. Лунц А. Я. О строении и особенностях процесса формирования Курземского комплекса анортозитов и гранитов рапакиви Западной Латвии. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969, с. 17—26.
78. Лунц А. Я. О генезисе пород габбро-оливинит-лабрадоритовой формации кристаллического фундамента Западной Латвии. — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 109—120.
79. Лунц А. Я. Железисто-кварцевые метасоматиты кристаллического фундамента Латвии и основные процессы их формирования. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 9—22.
80. Лунц А. Я. Вертикальная метаморфо-метасоматическая зональность кристаллического фундамента Латвии и его глубинное строение. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 23—34.
81. Лунц А. Я. Образование базитов и гипербазитов древних платформ при базификации лабрадоритов. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1974, с. 176—187.
82. Лунц А. Я. Строение гранит-базитовых кор кристаллического фундамента Латвии и роль метасоматических процессов в их образовании. — В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1975, с. 16—41.
83. Лунц А. Я., Озолинь Н. К. Геологическое строение и вещественный состав кристаллического фундамента территории Латвийской ССР. — В кн.: Строение и физика глубинных недр Западного региона СССР. Минск, «Наука и техника», 1969, с. 37—49.
84. Люткевич Е. М. История геологического развития юга Польско-Литовской синеклизы в синии и кембрии. — Материалы пятой конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1968, с. 172—178.
85. Лярская Л. А. Пограничные ниже-среднедевонские отложения Прибалтики. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1974, с. 45—55.
86. Малинаускас И. В., Муромцева В. А., Сауленас В. В. Перспективы обнаружения поровых коллекторов в приосевой части Балтийской синеклизы. — В кн.: Материалы III научной конференции геологов Литвы. Вильнюс, 1973, с. 120—121.
87. Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948. 314 с.
88. Менс К. А., Пиррус Э. А. О стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия на северо-западе Русской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 11, с. 41—44.
89. Модлински З., Томчикова Э. Ордовикские отложения Северо-восточной Польши. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 170—180.
90. Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, «Валгус», 1966. 200 с.
91. Наливкин Д. В. Геология СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962. 813 с.
92. Некоторые геологические результаты изучения магнитного поля акватории Балтийского моря. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1974, с. 153—158. (Авт.: Д. П. Голуб, М. М. Иванов, Л. Г. Касьяненко, Б. М. Матвеев, Ю. С. Сидоров.)
93. Новикова А. С. Зоны metabазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М., «Наука», 1975. 152 с.
94. Новые данные по стратиграфии кембрия Западной Латвии. — «ДАН», 1970, т. 195, № 4, с. 907—910. (Авт.: А. П. Биркис, А. П. Брангулис, Н. А. Волкова, А. Ю. Розанов.)
95. Новые данные по стратиграфии кембрия Восточной Латвии. — «ДАН», 1972, т. 204, № 1, с. 163—166. (Авт.: А. П. Биркис, А. П. Брангулис, Н. А. Волкова, А. Ю. Розанов.)

96. О зависимости коллекторских свойств пород от литологических факторов. — «Геология нефти и газа», 1969, № 5, с. 37—40. (Авт.: Л. Я. Шварц, Ф. К. Волколаков, Т. В. Шварц, В. И. Яковлева.)
97. Озолин Н. К. Структура докембрийского фундамента территории Латвийской ССР (по данным геофизики). Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. Рига, 1968. 20 с.
98. О перспективах нефтегазоносности впадины Балтийского моря. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1968, № 7, с. 25—30. (Авт.: Л. Э. Левин, В. Г. Ульст, С. Л. Фельдман, Л. Э. Берзинь.)
99. Основные задачи и план региональных геолого-геофизических работ на нефть и газ на 1971—1975 гг. в Балтийской синеклизе. — «Геология нефти и газа», 1969, № 10, с. 3—9. (Авт.: С. Н. Симаков, В. Л. Березовская, Б. Е. Быков, И. С. Гольдберг, И. А. Голубков, В. Я. Карпицкий, И. А. Ким, Э. П. Кузик, И. В. Малинаускас, И. М. Мелник, Л. Б. Паасикиви, Н. М. Руховец, В. В. Сауленас, П. И. Сувейздис, В. Н. Тодоровская, Д. А. Туголесов.)
100. Основные черты геологического строения кристаллического фундамента Белоруссии. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 35—49. (Авт.: А. М. Пап, Н. В. Аксаментова, А. А. Архипова, В. М. Борковская, И. В. Найденов.)
101. Отражение глубинного и геологического строения в современном рельефе дна Балтийского моря на примере структуры Лиепая-море. — В кн.: Разломы Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1974, с. 101—108. (Авт.: И. А. Тимофеев, В. С. Бергман, В. Я. Карпицкий, А. Ф. Наместников, А. И. Ефимов.)
102. Паасикиви Л. Б., Закашанский М. С. Перспективы нефтеносности Прибалтики. — В кн.: Охрана недр СССР. М., 1965. 52 с.
103. Пейсик М. И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Польско-Литовской депрессии и соседних с ней площадей. — В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 27—33.
104. Перспективы нефтеносности Балтийской синеклизы. — В кн.: Перспективы нефтегазоносности северных районов Европейской части СССР. Л., 1972, с. 11—12. (Авт.: В. П. Астафьев, А. П. Брангулис, И. С. Гольдберг, Л. Б. Паасикиви, Н. М. Руховец, В. В. Сауленас, Н. А. Усанов, П. Т. Эринчек, В. Н. Ярошенко.)
105. Пожарыский В., Томчик Г. Структурно-фациальные зоны в палеозое Северной и Восточной Польши. — «Вестник МГУ», 1968, № 2, с. 44—59.
106. Поливко И. А. О границе нижнего и среднего девона на территории Средней Прибалтики. — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 33—38.
107. Поливко И. А. Особенности тектонического развития территории Прибалтики в среднем девоне—раннем карбоне. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 235—247.
108. Поливко И. А., Ульст Р. Ж. Геологическая обстановка в конце силурийского и начале девонского периодов в Прибалтике. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969, с. 171—182.
109. Полонская Ю. Б., Файтельсон А. Ш. Основные черты тектоники области Рижского залива по геофизическим данным. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969, с. 59—65.
110. Прибалтика — новая нефтеносная область СССР. — «Геология нефти и газа», 1970, № 1, с. 30—34. (Авт.: И. А. Голубков, Е. В. Ильина, Л. Б. Паасикиви, Н. М. Руховец.)
111. Проблемы поисков нефти и газа во впадине Балтийского моря. — «Сов. геология», 1969, № 3, с. 3—9. (Авт.: Д. А. Туголесов, Ю. Я. Кузнецов, Л. Э. Левин, А. П. Милашин, В. В. Федьинский.)
112. Пуура В. А. Структура южного склона Балтийского щита. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. Таллин, 1974. 28 с.

113. Розанов Л. Н. Закономерности строения и механизм образования тектонических структур платформенного типа. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 82—88.
114. Ротенфельд В. М. и др. О взаимосвязи структуры фундамента и осадочного чехла Балтийской синеклизы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 6, с. 27—36.
115. Савваитова Л. С. Петрографическая характеристика и условия образования пограничных слоев девона и карбона Латвии. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1967, т. 42, № 4, с. 145—146.
116. Савваитова Л. С. Фамен западной части Главного девонского поля. — Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. М., 1974. 32 с.
117. Сакалаускас В. Ф. Новые данные по стратиграфической схеме кембрийских отложений Южной Прибалтики. — Тез. докл. XIX научной студенческой конференции Вильнюсского гос. ун-та им. В. Капукаса. Вильнюс, 1966.
118. Сакалаускас К. А. О перспективах нефтегазоносности отложений среднего-верхнего кембрия Прибалтики. — В кн.: Геология и нефтеносность палеозоя Южной Прибалтики. Вильнюс, 1965, с. 136—143.
119. Сакалаускас К. А. Тектоника и нефтегазоносность юго-западной Прибалтики. Вильнюс, 1968. 196 с.
120. Сакалаускас К. А. Перспективы нефтеносности и возможности нефтепоискового бурения в Балтийском море. — «Геология нефти и газа», 1971, № 6, с. 10—15.
121. Саркисов Ю. М. Строение осадочного чехла Балтийской синеклизы и прилегающих структур северо-запада Русской плиты. — «Сов. геология», 1970, № 7, с. 133—139.
122. Саркисов Ю. М., Головин И. В. Основные черты строения Балтийской синеклизы. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1970, № 4, с. 25—29.
123. Семенов Н. П. Корреляция истории докембрия до данным абсолютной геохронологии. Абсолютный возраст геологических формаций. — Материалы XXII сессии МГК. М., 1964, с. 17—23.
124. Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., 1958. 106 с.
125. Смехов Е. М. Методика изучения трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа. Л., «Недра», 1969. 128 с.
126. Смильгис И. И. Коллекторские свойства пермских отложений Южной Прибалтики. — Материалы III научной конференции геологов Литвы. Вильнюс, 1973, с. 140—143.
127. Спрингис Е. Н. Локальные структуры Центральной Прибалтики. — В кн.: Вопросы геологии среднего и верхнего палеозоя Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1967, с. 225—244.
128. Сувейздис П. И. Верхнепермские отложения Польско-Литовской синеклизы. — В кн.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, 1963, с. 225—372.
129. Сувейздис П. И. Тектонические черты Польско-Литовской синеклизы и ее южного и восточного обрамления. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 35—39.
130. Сувейздис П. И. О тенденциях и направленности развития тектонических структур в Южной Прибалтике с учетом их современной активности. — В кн.: Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964, с. 117—121.
131. Сувейздис П. И. О последевонских тектонических движениях в районе Польско-Литовской синеклизы. — В кн.: Вопросы стратиграфии и палеогеографии девона в Прибалтике. Вильнюс, 1964, с. 125—135.
132. Сувейздис П. И. Пермский период. — В кн.: Объяснительная записка к литолого-палеогеографическим и палеотектоническим картам Южной Прибалтики. Вильнюс, 1965, с. 53—55.
133. Схема структурно-фациального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии. — «Изв. АН ЭССР. Химия. Геология», 1974, т. 23, № 3, с. 218—225.

- (Авт.: А. П. Брангулис, Э. Кала, А. Мардла, К. Менс, Э. Пиррус, В. Сакалаускас, А. И. Фридрихсоне, Т. Янкаускас.)
134. Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л., 1970. 301 с. (Авт.: Ю. Я. Кузнецов, Л. Э. Левин, Я. П. Маловицкий, А. П. Милашин, Р. М. Деменицкая, З. К. Байбулатов, В. И. Головинский, Ю. Г. Зарина, О. Д. Корсаков, С. Л. Фельдман.)
 135. Тихомиров С. Н. О новых массивах гранитов рапакиви в Прибалтике и Ленинградской области. — «ДАН», 1965, т. 164, № 4, с. 205—207.
 136. Тихомиров С. Н. Геологическое строение докембрийского фундамента Ленинградской области и Прибалтики. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолог-минерал. наук. Л., 1966.
 137. Тодоровская В. Н. К вопросу о формировании коллекторских свойств ордовикских отложений восточной части Балтийской синеклизы. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 307—310.
 138. Тодоровская В. Н. Некоторые данные о коллекторских свойствах пород среднего кембрия в пределах материковой части Балтийской синеклизы. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 299—306.
 139. Томчик Г. Отложения платформенного силура в Польше и их корреляция с Свентокшискими горами. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция их с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 286—296.
 140. Трипонис А. И. Гидрогеологические критерии нефтеносности Польско-Литовской синеклизы. — В кн.: Геология и нефтеносность палеозоя Южной Прибалтики. Вильнюс, 1965, с. 151—161.
 141. Ульст В. Г., Шварц Т. В. Состояние и перспективы нефтепоисковых работ в Западной Латвии. — «Изв. АН ЛатвССР», 1966, № 2, с. 55—61.
 142. Ульст Р. Ж. Основные черты истории геологического развития Прибалтики в нижнем и начале среднего палеозоя. — Тр. Ин-та геологии и полезных ископаемых АН ЛатвССР. Рига, 1958, с. 29—48.
 143. Ульст Р. Ж. Биостратиграфия и корреляция силура Средней Прибалтики. — В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 215—249.
 144. Ульст Р. Ж. Местная схема подразделения верхнего ордовика Средней Прибалтики. — В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1972, с. 7—19.
 145. Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К. Граница ордовика и силура в Латвии и литостратиграфическое подразделение пограничных пород. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1970, с. 283—295.
 146. Файтельсон А. Ш. Использование результатов гравиразведки для выделения основных палеоструктурных элементов Западных районов Советской Прибалтики. — В кн.: Разведочная и промысловая геофизика. М., Гостоптехиздат, 1960, с. 47—53.
 147. Файтельсон А. Ш. Строение осадочного чехла Прибалтики и структурно-тектоническое значение гравитационных и магнитных аномалий. — «Прикладная геофизика», 1962, № 35, с. 23—29.
 148. Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Автореф. дис. на соиск. учен. степени д-ра геолог-минерал. наук. Л., 1956. 45 с.
 149. Фрейманис А. А. Карта геозотерм по кровле кристаллического фундамента Средней и Северной Прибалтики. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 311—314.
 150. Фридрихсоне А. И. Акритархи *Baltisphaeridium* и гистрихосферы (?) из кембрийских отложений Латвии. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1971, вып. 3, с. 5—22.

151. Фридрихсоне А. И. Уточнение подразделения кембрийской системы в Латвии. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1974, с. 3—16.
152. Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 1, с. 5—62.
153. Шварц Т. В. Некоторые особенности развития локальных поднятий Западной Латвии. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969, с. 93—99.
154. Шварц Т. В. Тектоническое строение платформенного чехла Западной Латвии. — В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1969, с. 85—92.
155. Эринчек П. Т. Некоторые особенности опробования кембрийских отложений на разведочных площадях Прибалтики. — В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зинатне», 1973, с. 331—336.
156. Эринчек П. Т. Влияние особенностей геологического строения на опробование продуктивных пластов нижнепалеозойских отложений Балтийской синеклизы в связи с повышением эффективности поисково-разведочных работ. Автореф. дис. на соиск. учен. степени, канд. геолого-минерал. наук. Л., 1974. 22 с.
157. Эскола П. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 33—41.
158. Эфендиева М. А. Рельеф кристаллического фундамента под акваторией Балтийского моря по магнитометрическим данным. — «Советская геология», 1967, № 4, с. 78—82.
159. Яковлева В. И. Коллекторские свойства нефтеносных горизонтов ордовикских отложений Латвии. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геолого-минерал. наук. Л., 1974. 33 с.
160. Янкаускас Т. В. К стратиграфии кембрия Прибалтики. — В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1974, с. 17—26.
161. Яншин А. Л. Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966. 486 с.
162. Ager B. Palaeozoic of the podlasie depression. — «Kwart. geol.», 1967, t. 11, N 3.
163. Beyer A. K. Geologie der Erdgasvorkommen im Unterkambrium und Pleistozän Estlands. — «Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ.» (Greifswald), 1954/55, Jg. 4, N 3/4, S. 206—246.
164. Dadlez R., Młynarski S. Deep geological structure of the Baltic Sea substratum east of the Odra River mouth. — «Kwart. geol.», 1967, t. 11, N 3, s. 483—499.
165. Dadlez R., Młynarski S. Wgłębna budowa geologiczna polskiego obszaru szelfu bałtyckiego. — Przewodnik XLIV zjazdu. Warszawa, 1972, s. 14—36.
166. Dadlez R., Marek S. General outline of the tectonics of the Zechstein-Mesozoic complex in central and northwestern Poland. — «Biul. 274. Z badań tektonicznych w Polsce», 1974, t. 4, s. 111—148.
167. Haines G. V., Hannaford W., Serson P. H. Magnetic anomaly maps of the Nordic countries and the Greenland and Norwegian Seas. — «Publications of the Dominion Observatory Ottawa», 1970, vol. 39, N 5.
168. Hessland J. The Cambrian and basal Ordovician of Böda Hamn. — «Bull. Geol. Inst. Uppsala», 1953—1955, vol. 35, pp. 89—105.
169. Hurtig. — «Geogr. Rundschau», 1962, Bd. 8, N 12, S. 29—37.
170. Karnkowski P. Perspektywy występowania węglowodorów naftowych w Polsce. — «Przegl. geol.», 1970, N 3, s. 27—31.
171. Kiezel W. Najmłodszy eokambry na Niżu Polskim. — «Kwart. geol.», 1966, t. 10, N 3, s. 691—703.
172. Lehmann M. Die erdmagnetische Vermessung des westlichen und mittleren Teils der südlichen Ostsee. — «Z. angew. Geol.», 1954, Bd. 10, N 4, S. 31—37.
173. Lendzion K. O stratygrafii kambru platformowego w Polsce. — «Kwart. geol.», 1969, N 3, s. 501—509.

174. Ludwig A. O. Der präquartäre Untergrund der Ostsee. Nachtrag und Ergänzungen zu Teil I: Nördliche und Mittlere Ostsee. — «Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ.» (Greifswald), 1972, Jg. 21, S. 159—169.
175. Magnusson N. H. Age determinations of Swedish Precambrian rocks. — «Geol. fören. Stockholm förhandl.», 1960, bd. 82, N 4, s. 17—28.
176. Martinsson A. The submarine morphology of the Baltic Cambro-Silurian area, Uppsala. — «Publ. Paleontol. Inst. Univ. Uppsala», 1958, N 21, pp. 15—21.
177. Martinsson A. Submarine morphology of the Baltic. — «Bull. Geol. Inst. Uppsala», 1960, vol. 38, pp. 24—33.
178. Meier O. Förekomsten av jordgas i Ölands och Östergötlands Kambro-Silur och några geologiska rön därstädes. — «Geol. fören. Stockholm förhandl.», 1938, s. 364.
179. Modliński Z., Topulos T. Wzorcowy profil geologiczno-geofizyczny ordowiku wschodniej części wyniesienia Leby. — «Kwart. geol.», 1974, t. 18, N 2, s. 257—265.
180. Pożaryski W. Z geologii Bornholmu. — «Przegl. geol.», 1961, t. 9, N 5.
181. Reinisch R., Drwiega Z. Własności kolektorskie i perspektywność utworów kambryjskich w syneklizie perybaltyckiej. — «Nafta», 1971, t. 27, N 8, s. 260—264; N 9, s. 294—296.
182. Stolarczyk F. Nowe dane o permie wschodniej części syneklizy perybaltyckiej. — «Kwart. geol.», 1972, t. 16, N 1, s. 113—129.
183. Thorslund P. The Cambro-Silurian. — «Sveriges geol. undersökn. Ser. B», 1960, N 16, s. 70—81.
184. Thorslund P. The Ordovician-Silurian boundary below Gotland. — «Publ. Paleontol. Inst. Univ. Uppsala», 1968, N 76.
185. Thorslund P., Westergård A. H. Deep boring through the Cambro-Silurian of File-Haidar, Gotland. — «Sveriges geol. undersökn. Ser. C», 1938, N 415, s. 5—56.
186. Tomczyk H. Stratygrafia syluru w obszarze nadbaltyckim Polski na podstawie wierceń. — «Kwart. geol.», 1968, t. 12, N 1, s. 15—30.
187. Tjernvik T. E. On the Early Ordovician of Sweden. — «Bull. Geol. Inst. Uppsala», vol. 36, parts 2—3, pp. 144—155.
188. Znosko J. Jednostki geologii Polski i ich stanowisko w tektonice Europy. Geological units of Poland and their situation in the tectonics of Europe. — «Kwart. geol.», 1966, t. 10, N 3, s. 650—664.
189. Znosko J. Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. — «Biul. Inst. geol.», 1965, t. 188, s. 5—72.
190. Znosko J. Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębia węglowego. — «Biul. Inst. geol.», 1965, t. 188, s. 73—120.
191. Znosko J. Sinian i kambr północnowschodniej Polski. — «Kwart. geol.», 1965, N 3.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ
АКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ
БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

ИБ № 58

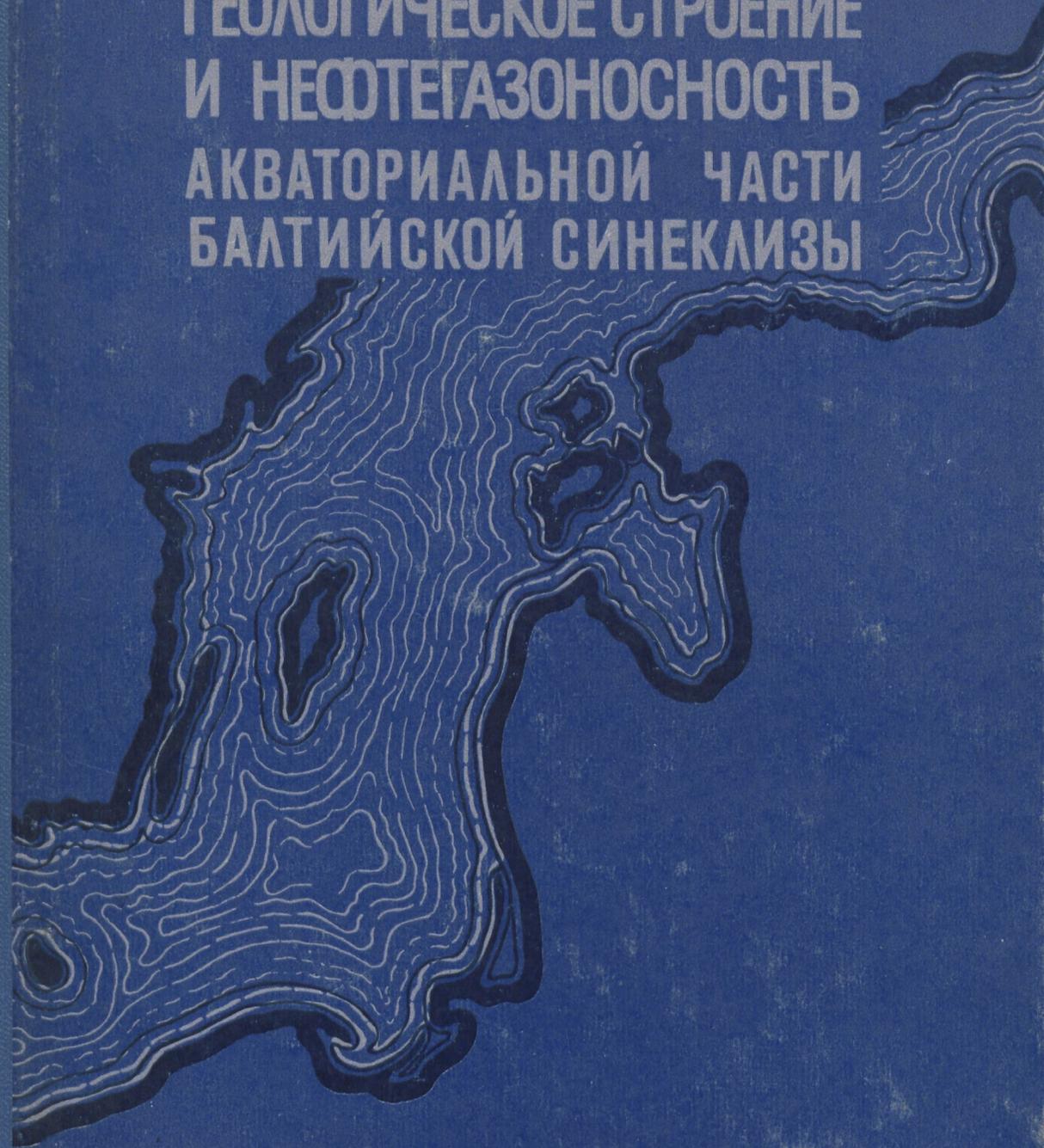
Отдельно в приложении дана «Тектоническая
карта Балтийской синеклизы»

Редактор *Н. Буртнице*. Художник *А. Остапенко*.
Художественный редактор *Г. Крутой*. Технический
редактор *М. Андерсоне*. Корректор *Э. Келим*.

Сдано в набор 24 июня 1976 г. Подписано к
печати 6 января 1977 г. Бумага типогр. № 1,
формат 70×90/16. 9,38 физ. печ. л.; 10,97 усл. печ. л.;
10,53 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. ЯТ 04006. Цена
1 р. Издательство «Зинатне», Рига, ул. Турге-
нева, 19. Отпечатано на Объединенном бланочном
предприятии Государственного комитета Совета
Министров Латвийской ССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли, Рига, ул. Горь-
кого, 6. Заказ № 2378

XI e

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ
АКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ
БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ



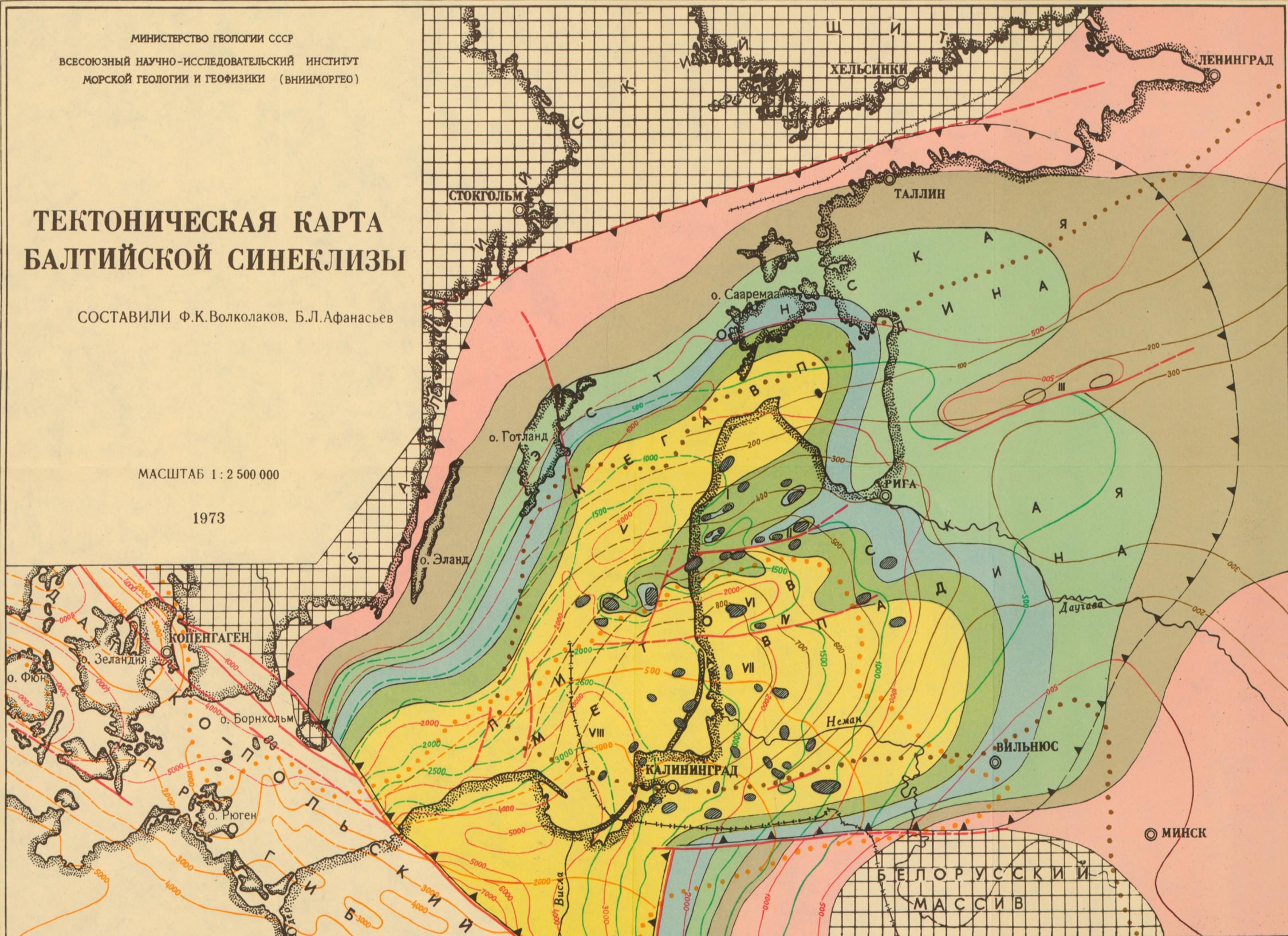
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
 ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
 МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ (ВНИИМОРГЕО)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

СОСТАВИЛИ Ф.К.Волколаков, Б.Л.Афанасьев

МАСШТАБ 1 : 2 500 000

1973



У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

СТРАТОИЗОГИПСЫ ДОСТОВЕРНЫЕ И ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ
 (все цифры абсолютные отрицательные)

- По подошве цехштейна
- По подошве паровского горизонта среднего девона
- По кровле ордовика
- По поверхности фундамента

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ТРЕТЬЕГО ПОРЯДКА

Валы: Кулдигский (I), Салдусский (II), Локновский (III), Тельшяйский (IV)
 Впадины: Предлинейская (V), Прикульская (VI), Куршская (VII), Гданьская (VIII)

РИФЕЙСКО-НИЖНЕДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

- Верхний силур, надлудловский горизонт и нижний девон объединенные
- Верхний силур, пагегийский горизонт лудлова
- Верхний силур, граптолитовый горизонт лудлова
- Нижний силур
- Ордовик
- Рифей и кембрий объединенные

- Область выхода на поверхность или неглубокого залегания фундамента
- Границы Балтийской синеклизы
- Границы современного распространения пермско-мезозойского структурного комплекса
- Границы современного распространения среднедевонско-карбонового структурного комплекса
- Границы стратиграфических подразделений
- Основные разрывные нарушения достоверные и предполагаемые
- Локальные поднятия в кембрийско-силурийских отложениях