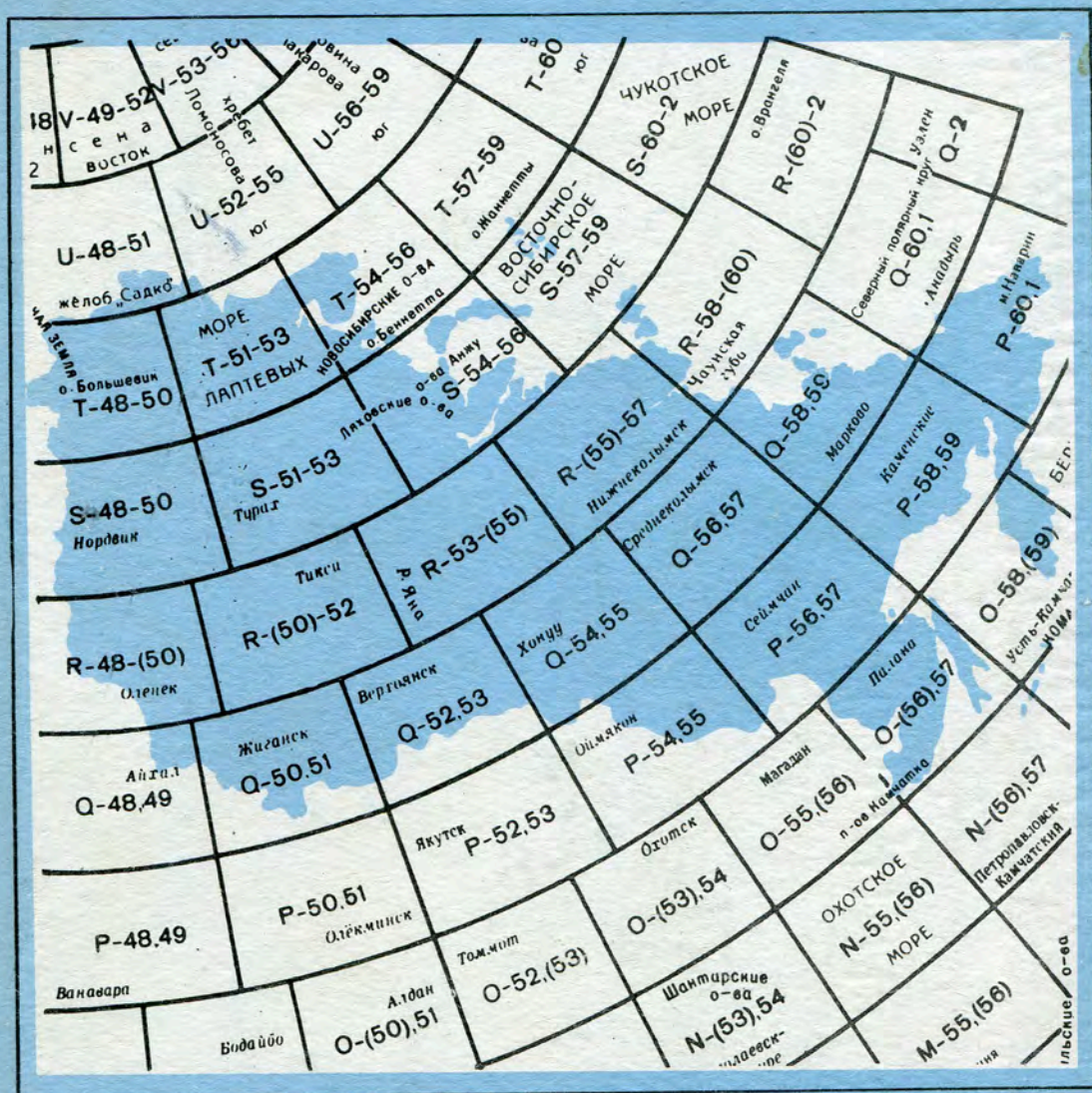
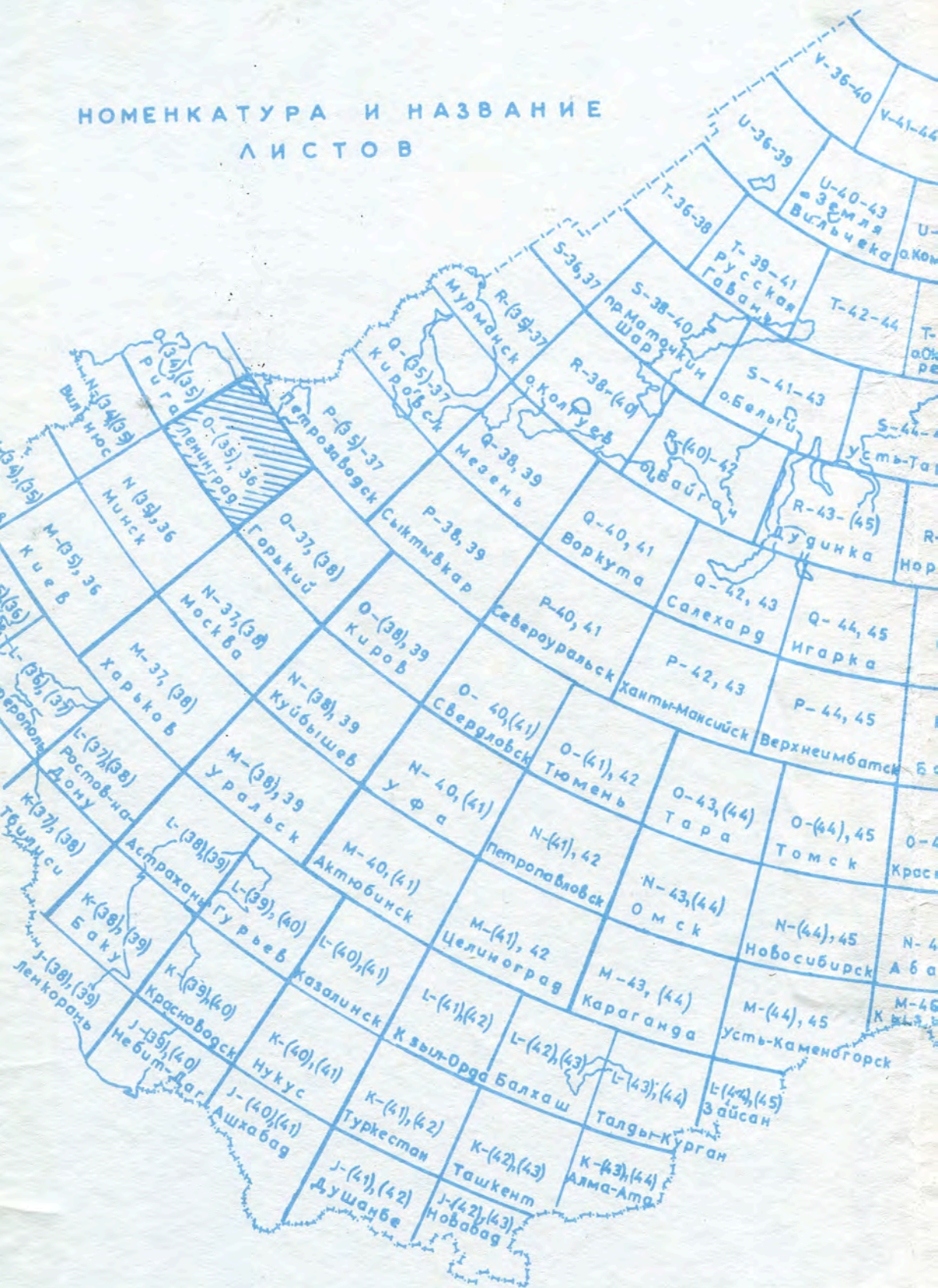


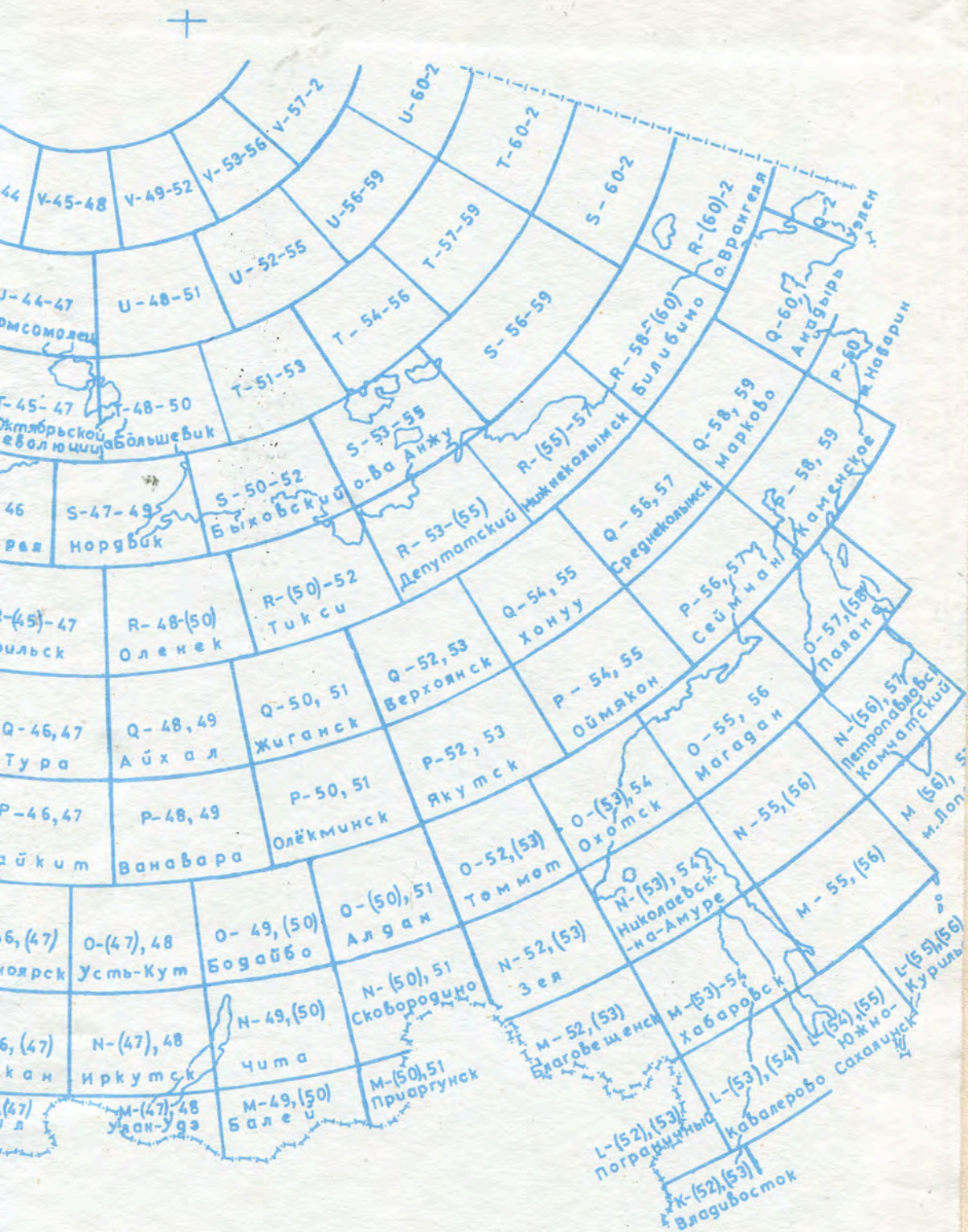


ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

ЛИСТ О-(35), 36 — ЛЕНИНГРАД

НОМЕНКАТУРА И НАЗВАНИЕ ЛИСТОВ





МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ ИМЕНИ А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ
(ПГО «СЕВЗАПГЕОЛОГИЯ»)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаб 1 : 1 000 000
(новая серия)

Лист О-(35), 36 — Ленинград

Объяснительная записка

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-(35), 36 — Ленинград. Л., 1989. 212 с. (Мин-во геологии СССР, ВСЕГЕИ, ПГО «Севзапгеология»).

Изложены систематизированные сведения о геологическом строении Московской синеклизы, Балтийской моноклинали и Латвийской седловины. Приведены данные по стратиграфии фундамента и чехла этой части Русской платформы, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии региона. Рассмотрена история его геологического развития, кратко охарактеризованы минерально-сырьевые ресурсы.

Представляет интерес для специалистов в области региональной геологии, для работников других отраслей народного хозяйства, а также как учебное пособие.

Табл. 4, ил. 33, список лит. 110 назв.

Редакционная группа Главной редакции Госгеолкарты СССР

Г. П. Александров, Г. С. Ганешин, Н. К. Зайцев, К. Б. Ильин, С. И. Стрельников,
Г. Н. Шапошников (председатель)

Главный редактор Прибалтийско-Белорусской группы листов
В. П. Кириков

Ответственный редактор
А. С. Яновский

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-(35), 36 входит в группу листов северо-западного субрегиона. Она охватывает в основном Ленинградскую, Псковскую, Новгородскую и Калининскую области, небольшие части Вологодской и Московской областей, восточные окраины Эстонской и Латвийской ССР, расположена на северо-западе Восточно-Европейской (Русской) равнины и в орографическом отношении делится на две части: западную, прилежащую к Прибалтийской низменности с отметками поверхности над уровнем моря в основном до 100 м, и восточную, относящуюся к Валдайской возвышенности с отметками от 100 до 343 м.

Западная часть представляет собой полого наклоненную к северу волнистую равнину, пересеченную густой сетью рек, с изолированными возвышенностями высотой до 200—339 м. В северной части Прибалтийской низменности вдоль южного берега Финского залива, Невы и южного берега Ладожского озера узкой полосой тянется Предглинтовая низменность с абсолютными отметками поверхности от 15 до 30 м. Равнинный рельеф низменности местами нарушен небольшими островными возвышенностями (Колтушская, Всеволожская, Семейская, Сойкинская) с относительными высотами до 40—100 м. Предглинтовая низменность ограничена с южной стороны хорошо выраженным в рельефе Балтийско-Ладожским уступом, или Ордовикским глинтом, сложенным известняками. Он возвышается над Предглинтовой низменностью на 5—40 м, абсолютная высота его верхней бровки достигает 100—120 м (с. Копорье — Красное Село).

К югу от этого глинта простирается плоское Ордовикское плато высотой над уровнем моря 40—168 м. Оно состоит из трех обособленных частей: Восточно-Эстонского пласта (Иыхвинская возвышенность), Ижорской возвышенности и Волховского плато. Южнее Ордовикского плато располагается Девонская равнина. В ее пределах наблюдается чередование обширных низин (Волховско-Ловатская, Псковско-Чудская, Восточно-Латвийская) с абсолютными отметками поверхности от 20 до 120 м и изолированных возвышенностей контрастного холмисто-озерного рельефа, поднимающихся над окружающей местностью на 100—220 м. Эти возвышенности образуют два меридиональных пояса: западный (Ханья, Латгальская) и восточный (Лужская, Судомская и Бежаницкая).

Восточная, более высокая часть описываемой территории — Валдайская возвышенность, отделена от Прибалтийской низменности Валдайским (Карбоновым) уступом с относительной высотой 25—150 м. Он тянется через всю территорию с юго-запада на северо-восток от г. Торопец в направлении городов Валдай и Тихвин и далее на северо-восток за ее пределы.

За Валдайским уступом к востоку и юго-востоку простирается Карбоновое плато, сложенное в коренном цоколе каменноугольными карбоновыми породами. Большую часть плато занимает Валдайская

возвышенность, состоящая из отдельных гряд и массивов (Тихвинская, Осташковская, Вышневолоцкая, Торопецкие, Шереховичские высоты, Воробьевы, Ревеницкие, Свины и Ильи горы), разделенных понижениями. В целом здесь преобладают ледниковые формы рельефа со множеством мелких и крупных озер. Наиболее высокая, западная, часть Валдайской возвышенности принадлежит к так называемому озерному краю.

Валдайская возвышенность постепенно понижается к востоку и юго-востоку и сменяется равнинными пространствами Карбонового плато в бассейнах Тверцы, Мологи и Волги. Пониженные части этой равнины относятся к Цнинско-Шлинской, Шошинской, Верхневолжской, Среднемологской и Молого-Шекснинской низинам с абсолютными отметками поверхности 125—170 м. Здесь встречаются и участки холмистого ледникового рельефа (Калининская, Лихославльская, Торжковская, Лесная гряды и др.).

Вся территория пересечена разветвленной сетью рек бассейнов Балтийского и Каспийского морей. Водоразделом служит Валдайская возвышенность. К бассейну Балтийского моря относятся реки Нева, Волхов, Луга, Нарва, Великая, Шелонь, Ловать, Мста и Западная Двина. Главнейшие реки бассейна Каспийского моря — Волга, Молога и Чагода.

Озера многочисленны и разнообразны по размерам, форме и происхождению. Наиболее крупное — Ладожское озеро — тектонического происхождения, Чудское, Псковское, Ильмень и Валдайское озера — преимущественно ледникового. Преобладают средние и малые озера. Сосредоточены они главным образом в озерном крае Валдайской возвышенности, а также на островных возвышенностях Девоновской равнины (Селигер, Шлино, Пирос, Жижицкое, Освейское, Резнас, Алукснес и др.). На Валдайской возвышенности встречаются карстовые озера.

Почти половину территории покрывают леса. На глинистых и суглинистых почвах произрастают темнохвойные (сосново-еловые) с мелко- и широколиственным подлеском, в западных районах — в основном сосновые. В юго-западной части встречаются островные леса на легких песчаных и супесчаных почвах. Угнетенные сосново-березовые и осинниковые — характерны для торфяно-болотных почв и чередуются с травянистыми, осоковыми и сфагновыми болотами (до 10 % всей площади). Значительные площади заняты пашнями и лугами.

Почти вся территория относится к Северо-Западному экономическому району, занимающему важное место в народном хозяйстве страны. Ведущие отрасли промышленности здесь — сложное и точное машиностроение, приборостроение, судостроение, цветная металлургия, топливно-энергетическая, химическая, лесная, деревообрабатывающая и многоотраслевая легкая, в которых занято большинство населения. Крупнейший промышленный и культурный центр — г. Ленинград. В последние десятилетия значительно возрос промышленно-экономический потенциал Калинин, Новгорода, Пскова и других городов. Район выделяется мощной горнодобывающей промышленностью. Здесь ведется разработка бурого угля, торфа, горючих сланцев, бокситов, фосфоритов, огнеупорных глин, карбонатного и глинистого сырья различного применения, некоторых видов местных строительных материалов. Такие предприятия, как комбинаты «Фосфорит», «Эстонсланец», «Ленинградсланец», «Глинозем» и Боровичский комбинат огнеупоров, имеют общесоюзное значение. Сельскохозяйственное производство развивается в животноводческом, овощеводческом и зерновом направлениях.

Район имеет разветвленную сеть железнодорожных и автомобильных путей, а также внутренних водных магистралей. Ленинград — один из крупнейших в Советском Союзе транспортных узлов, морской порт

на Балтике, соединенный с другими районами Европейской части страны Волго-Балтийской и Беломорско-Балтийской водными системами.

Рассматриваемая территория приурочена к северо-западной части Русской плиты, непосредственно примыкающей к южной окраине Балтийского щита. На ней выделены три главных геоструктурных района — погребенный склон Балтийского щита, Латвийская седловина и Московская синеклиза, — различающихся по степени полноты геологического разреза и особенностям состава пород. Наиболее полные разрезы, включая каменноугольные и более молодые отложения, приурочены к Московской синеклизе, а сланценозные и фосфоритоносные отложения ордовика и более древние породы кембрия и венда широко распространены в пределах погребенного склона Балтийского щита.

Вся территория почти полностью находится под покровом четвертичных отложений, а выходы на поверхность дочетвертичных пород малочисленны и разрозненны (встречаются по берегам рек и крутым склонам возвышенностей). Вследствие этого геологическое изучение опирается здесь в основном на материалы бурения. Площадь целиком покрыта геологической и в основном комплексной геолого-гидрогеологической съемками масштаба 1:200 000. В Сланцево-Кингисеппском, Боровицко-Любытинском и Тихвинском горнопромышленных районах произведена геологическая съемка масштаба 1:50 000.

Геологические исследования северо-запада Русской плиты, включая описываемую территорию, начались со второй половины XVII в. До середины XIX в. они носили случайный характер, были связаны с поисками полезных ископаемых и геогностическими экскурсиями в окрестностях Петербурга. В результате исследований Х. Пандера, Э. И. Эйхвальда, Р. Мурчисона, Г. П. Гельмерсена, С. С. Куторги и др. в 40-х годах прошлого века были получены первые сведения о стратиграфии и фаунистических остатках дочетвертичных отложений этого района. Ранний этап геологического изучения завершился изданием первой геологической карты масштаба 1:420 000, составленной С. С. Куторгой в 1852 г.

Геологические исследования второй половины XIX в. и начала XX в. носили более углубленный характер. В 1861 г. вышла в свет монография Э. И. Эйхвальда «Палеонтология России», в которой, помимо органических остатков, дано описание палеогеографии палеозоя Европейской части России. Ф. Б. Шмидтом была разработана в 1858—1897 гг. первая стратиграфическая схема кембрийских, а в 1881—1907 гг. — ордовикских отложений, в главных чертах сохранившая свое значение до наших дней. Детальное расчленение нижнего ордовика предложил в 1905 г. В. В. Ламанский. Первую палеонтологически обоснованную стратиграфическую схему девонских отложений Северо-Запада разработал в 80-х годах П. Н. Венюков [14, 15], отнесший их к среднему и верхнему отделам. В познание каменноугольных отложений существенный вклад внес А. Дитмар (1873 г.), впервые описавший тихвинские бокситы. Описание пермских бокситов принадлежит Барбот де Марни (1858 г.).

Большой интерес представляют исследования А. П. Карпинского по тектонике Ленинградской области. История изучения четвертичных отложений и происхождения современного рельефа рассматриваемой территории открывается трудами П. А. Крапоткина (1871, 1876 гг.) и Ф. Б. Шмидта (1871 г.), впервые обосновавших гипотезу материкового оледенения Северной Европы.

В конце прошлого века Де Геер создал схему развития Балтики, применяемую и поныне. Им были выделены литориновые, анциловые и иольдиевые отложения. Позже эта схема была дополнена стадией Балтийского ледникового озера (Мунте, 1910 г.; В. Рамсей, 1917 г.).

После Великой Октябрьской социалистической революции начинаются планомерные геологические исследования территории и освоение ее природных ресурсов.

В 20—30-е годы заметно оживилось изучение четвертичных отложений. Особого внимания заслуживают работы Н. Н. Соколова о бассейне р. Волхов, оз. Ильмень и Валдайской возвышенности (1926, 1928, 1931, 1934, 1936 гг.), а также исследования Н. В. Потуловой (1922, 1932, 1933 гг.), Л. В. Тихеева (1925 г.), И. В. Даниловского (1925, 1926 гг.), С. А. Яковлева (1932 г.), А. И. Яунпутниня (1934, 1936 гг.), А. П. Павлова (1922, 1936 гг.), Г. Ф. Мирчинка (1928, 1930 гг.), А. М. Жирмунского (1929 г.), Б. М. Даньшина и др. (1933 г.) и К. К. Маркова (1933 г.). Была разработана стратиграфия четвертичных отложений Центра и Северо-Запада Европейской части СССР, установлено, что здесь произошло не менее трех оледенений, были намечены их границы и произведено сопоставление их с ледниковыми эпохами Западной Европы. В конце 30-х годов И. П. Герасимов, К. К. Марков (1939 г.) и А. П. Москвитин (1936, 1939 гг.) предложили детальное стратиграфическое расчленение четвертичных отложений, послужившее основой для современных стратиграфических схем четвертичной системы Русской равнины.

В это время разворачиваются детальные геологические съемки в Ленинградской области, изучаются состав, фаунистические остатки и стратиграфия отложений, в Гдовском районе Н. Ф. Погребов открывает месторождение горючих сланцев, в районе Тихвина — Боровичей разведываются месторождения бокситов, бурых углей, огнеупорных глин, повсеместно ведутся поиски строительных материалов, подземных вод. Большой вклад в эту деятельность внесли В. П. Бархатова, З. А. Богданова, Е. П. Брунс, С. Г. Вишняков, Р. Ф. Геккер, А. Ф. Лесникова, Е. М. Люткевич, С. Ф. Малявкин, Б. А. Некрасов, В. А. Котлуков, А. С. Корженевская, Д. В. Обручев, Л. Б. Рухин, Т. Н. Спичарский, Н. Н. Форш, М. Э. Янишевский и др. Геологические исследования того же периода в Прибалтике связаны с деятельностью Г. Беккера, В. Гросса, Н. Делле, Э. Крауса, А. Г. Пуха, П. Раймонда и А. Эпика.

По материалам многочисленных геологических крупномасштабных съемок, поисково-разведочных и научных работ неоднократно составлялись геологические карты мелких масштабов различного назначения. В 1937 г. были опубликованы геологическая карта южной части Ленинградской области масштаба 1:1 000 000 (ред. Б. П. Асаткин), включавшая территорию современных Псковской и Новгородской областей, а позже — геологическая карта листа О-36 (Б. П. Асаткин, В. А. Котлуков, 1941 г.).

В конце 30-х годов Б. Н. Некрасов (1938 г.) и Л. Б. Рухин (1939 г.) детально изучили литологию кембро-ордовикской песчаной толщи, расчленили ее на ряд свит и сопоставили их с соответствующими отложениями Эстонии.

В 1941 г. Р. Ф. Геккер [23] завершил обобщение материалов по девону Главного девонского поля, разработал региональную стратиграфическую схему этих отложений и сопоставил с аналогичными схемами Прибалтики и Центральных районов.

В послевоенные годы, в связи с ростом потребностей народного хозяйства в минеральном сырье, геологические исследования приобрели еще больший размах; развернулись поисково-разведочные работы на горючие сланцы, боскиты, фосфориты. В целях изучения нефтегазоносности территории и отыскания подземных газохранилищ с 1945 по 1956 г. здесь бурились глубокие опорные структурные скважины до фундамента (Сиверская, Старорусская, Порховская, Валдайская, Невельская, Крестецкие, Пестовская, Кувшиновская, Максатиха, Старицкая и др.) и проводились аэромагнитная и гравиметрическая съемки

среднего масштаба, заложившие основы изучения глубинного строения региона.

В 1947 г. началась планомерная геологическая (позднее комплексная геолого-гидрогеологическая) съемка территории в масштабе 1 : 200 000, сейчас уже полностью завершившаяся. Ее выполняли республиканские геологические управления Эстонской и Латвийской ССР и территориальные — Северо-Западных и Центральных районов РСФСР.

Мощное развитие разнообразных геологических работ обусловило, в свою очередь, активизацию палеонтологических, палинологических и литологических исследований, создание крупных специализированных лабораторий в геологических управлениях, что дало новый фактический материал для более детальной и обоснованной интерпретации тектонических структур территории, литологических особенностей и стратиграфии отложений. В 1957 и 1958 гг. Э. Э. Фотиади [101] составил структурно-геологическую карту кристаллического основания по материалам опорного бурения и аэромагнитной съемки.

В районе г. Крестцы был впервые установлен бурением глубокий прогиб поверхности фундамента, выполненный осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, отнесенными впоследствии на основании определений абсолютного возраста к рифею. Было пересмотрено расчленение кембрийских отложений, из которых выделен докембрийский вендский комплекс, представленный волынской и валдайской сериями (Унифицированная схема Русской платформы, 1965 г.) Изучение ордовикских отложений на всей территории позволило детализировать их литологическую и палеонтологическую характеристику, уточнить корреляцию разрезов (Т. Н. Алихова и др., 1949—1969 гг.). В это время сложились Ленинградская и Прибалтийская стратиграфические схемы ордовика, различные не только по номенклатуре, но и по существу трактовки разреза. Значительно уточнились представления о геологическом строении девонских отложений. В частности, было установлено положение границы между средним и верхним отделами [87, 58], подтверждена самостоятельность шелонских слоев, выделены снежские и надснежские слои [64]. Было унифицировано стратиграфическое расчленение каменноугольных отложений на всей площади их распространения и уточнена корреляция с соответствующими разрезами Централь-ных районов (В. Б. Горянский и др., 1958 г.), а также изучены перспективы бокситоносности территории (С. Г. Вишняков, 1951 г.; Е. А. Петрова и др., 1953 г.; В. С. Кофман, 1963, 1965 гг.).

В 50-е годы широко развернулись палеонтологические исследования, завершившиеся подготовкой монографий с описаниями наиболее важных групп фауны (Т. А. Алихова, Е. А. и З. Г. Балашовы, Р. А. Ганелина, В. Б. Горянский, В. С. Заспелова, Э. Ю. Курик, А. И. Ляшенко, Е. А. Модзалевская, Р. М. Мянниль, Д. В. Обручев, А. М. Обут, В. М. Познер, А. К. Рыымусокс, Б. С. Соколов, Т. Н. Шлыкова, М. Э. Янишевский и др.).

В 1951—1955 гг. был опубликован ряд сводных работ по тектонике, истории геологического развития и перспективам нефтеносности Северо-Запада (В. А. Котлуков, Б. Б. Митгарц, М. М. Толстихина, Е. М. Люткевич, А. И. Пейсик и др.). Вышли в свет геологические карты масштаба 1 : 1 000 000 листов О-34, 35 — Рига — Таллин — Лиепая (1956 г.) и О-36 — Ленинград (1957 г.), охватывающие всю рассматриваемую территорию.

В 1962 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) СССР принята унифицированная стратиграфическая схема палеозойских отложений Русской платформы (1965 г.). Получило новое развитие и изучение четвертичных отложений. Оно осуществлялось главным образом на базе среднемасштабной геологической съемки и имело своей целью не только решение научных задач, но и обоснование поисков

полезных ископаемых. Много новых материалов было получено также при тематических и других специальных исследованиях. Н. Н. Соколов (1946, 1947, 1948, 1955 гг.), основываясь на геоморфологических наблюдениях, впервые выделил семь стадий отступления валдайского оледенения, получивших наименования максимальной, едровской, валдайской, крестецкой, лужской, ленинградской и финской. Сводкой накопившихся к тому времени материалов по верхнему плейстоцену стала монография А. А. Москвитина (1950 г.) обосновавшая существование двух послемиккулинских оледенений. В 1956 г. С. В. Яковлев пришел к выводу о восьмикратном оледенении Русской равнины.

Изданный в 1969 г. атлас литолого-палеогеографических карт СССР включал материалы исследований, проведенных в Северо-Западном геологическом управлении Т. В. Александровой, В. С. Кофманом, Н. Г. Курбатовой, В. А. Селивановой и др. В 1971 г. были опубликованы I и IV тома «Геологии СССР», представлявшие наиболее полный перечень сведений по геологии, тектоническому строению и полезным ископаемым описываемого региона [24, 25].

60—70-е годы — время активного интереса к малоизученным группам фауны и флоры с точки зрения их возможностей для расчленения «немых» разрезов. С помощью конодонтов и акритарх удалось уточнить положение границ кембрия и ордовика, выделить в разрезе нижнего палеозоя Северо-Запада охарактеризованные фауной средне- и верхнекембрийские отложения [8, 9]. Материалы по геологии, стратиграфии и полезным ископаемым каменноугольных отложений обобщены в работах В. С. Кофмана (1962, 1964—1966 гг.), Е. М. Шика [106], М. Х. Махлиной, А. М. Куликовой, Т. А. Никитиной [60], А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской [74, 75, 76], А. П. Соломона, Е. К. Фандерфлит [12, 88], девона — Э. Ю. Саммета (1967 г.). Им же было установлено и наличие силурийских отложений в юго-западной части Псковской области (1980 г.). Девонские отложения широко изучались и в Прибалтике (В. С. Сорокин, 1972, 1974, 1978 гг.; В. М. Курше, 1978 г.; Л. А. Лярская, 1978 г.; А. Э. Клессмен и др., 1975 г.), в результате чего было установлено распространение допюрийских средне- и нижнедевонских отложений к югу от Чудского озера, уточнена корреляция девонских отложений Северо-Запада со смежными районами и др.

Особенно значительны достижения прибалтийских геологов в изучении венских, кембрийских и ордовикских отложений [61, 65, 66, 100]. На основе литологических и палеонтологических исследований уточнено и детализировано их стратиграфическое расчленение, выяснены условия осадконакопления, разработаны региональные стратиграфические схемы соответствующих отложений Прибалтики, утвержденные Прибалтийским РМСК (1978 г.).

В 60—80-е годы достигнуты наиболее значительные успехи в изучении четвертичного покрова и геоморфологии рассматриваемой территории. Основы современного подхода к решению этих вопросов заложены в монографии (ред. К. К. Марков, 1961 г.), посвященной изучению рельефа и стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины.

В 1963 г. утверждена первая унифицированная региональная схема стратиграфии четвертичных отложений Европейской части СССР, на основе которой разработаны легенды Ильменской, Тихвинско-Онежской и Прибалтийской серий листов четвертичной карты СССР масштаба 1 : 200 000.

Принципиальные вопросы стратиграфии, палеогеографии и хронологии плейстоцена и голоцена рассматриваемой территории, в том числе касающиеся положения границ валдайского и московского оледенений и основных этапов их деградации, отражены в монографических

работах под редакцией И. П. Герасимова (1965, 1969 гг.), М. Н. Нейштадта [78], Н. И. Апухтина и И. И. Краснова [26], К. К. Маркова и Д. Б. Малаховского (1969 г.), Н. С. Чеботаревой и И. А. Макарычевой [103], В. Н. Зубакова (1974 г.), Н. С. Чеботаревой (1977 г.), Г. И. Горецкого и др. [63].

Кроме того, богатый фактический материал по тем или иным аспектам геологии четвертичных отложений и геоморфологии данного этапа изучения содержится в многочисленных публикациях большого числа ведущих исследователей Прибалтики, Северо-Запада и Центра РСФСР. Основные выводы многолетних исследований получили отражение на изданных региональных картах четвертичных отложений Ленинградской, Псковской, Новгородской областей масштаба 1:500 000 (1966 г.), той же территории масштаба 1:1 000 000 [26] (1971 г.), Центра Европейской части СССР [24] и Европейской части СССР масштаба 1:1 500 000 (1974 г.), республик Советской Прибалтики масштаба 1:500 000 (1978 г.).

В последние годы в результате комплексного изучения четвертичного покрова существенно детализировано стратиграфическое расчленение и уточнена палеография позднего плейстоцена. Появился ряд работ, в которых авторы [3, 11, 30, 47, 103, 104, 107] ставят под сомнение или отрицают двукратное покровное оледенение в послемиленинское время и обосновывают молодую поздневалдайский возраст морены последнего оледенения всей области его развития. Эта концепция отражена в унифицированных стратиграфических схемах четвертичных отложений Прибалтики (1978 г.) и Белоруссии (1981 г.). Она также учтена в подготовленной в 1983 г. Межведомственным стратиграфическим совещанием для утверждения МСК СССР унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Европейской части СССР.

Геологические карты дочетвертичных и четвертичных отложений листа О-(35), 36 (новая серия) в полной мере отразили современные представления о геологическом строении и стратиграфии региона, чем они главным образом и отличаются от ранее изданных листов О-35 и О-36 Геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000.

В конце прошлого и начале нынешнего столетия изучение подземных вод проводилось эпизодически и было связано с выявлением рассолов, годных для солеварения (Старая Русса) или бальнеологических целей (Полюстрово). В 20—30-е годы началось целенаправленное бурение поисковых и эксплуатационных скважин, изучение обводненности месторождений твердых полезных ископаемых, поиски и разведка минеральных лечебных вод. Полученный за этот период фактический материал обобщен в работах Н. Ф. Погребова (1932 г.), Б. Н. Архангельского и М. А. Гатальского (1941 г.), Б. Н. Архангельского, Г. В. Ильиной, В. А. Кротовой (1946 г.). В послевоенные годы большое внимание уделялось изучению подземных вод глубоко залегающих горизонтов, бурению глубоких опорных и структурных скважин. Начинается геолого-гидрогеологическое картирование территории, организуются пункты стационарных наблюдений за режимом подземных вод. Б. Н. Архангельский в работе «Химизм и динамика подземных вод западной части Главного девонского поля в оценке перспектив солёности и нефтеносности палеозоя» (1947 г.) установил зависимость пьезометрической поверхности напорных вод глубоких горизонтов от гипсометрии современной земной поверхности и значение речных долин и озерных впадин в дренировании водоносных горизонтов. Подземным водам палеозойских отложений посвящен ряд работ Н. К. Игнатовича (1940, 1944, 1945 гг.), в которых он установил гидрохимическую и гидродинамическую вертикальную зональность подземных вод, динамику глубинных вод Русской платформы.

В 1954 г. вышла монография М. А. Гатальского «Подземные воды и газы северной половины Русской платформы». В ней дан анализ движения рассолов глубоких горизонтов Русской платформы от центральных частей Московской синеклизы к Балтийскому и Белому морям, а также по гидрохимическим и гидрогеологическим показателям рассмотрены вопросы формирования подземных вод и рассолов в свете перспектив нефтегазоносности территории.

Накопленный к 50—60-е годы фактический материал обобщен в монографии «Гидрогеология СССР» (1959 г.), а на его основе составлены гидрогеологическая и гидрохимическая карты СССР (ред. И. К. Зайцев, 1958 и 1961 гг.). Характеристика химического состава подземных вод Русской платформы и их гидрохимической зональности содержится в объяснительной записке к гидрохимической карте, а также в статье Б. Н. Архангельского (1958 г.).

Комплексное геолого-гидрогеологическое картирование в среднем масштабе, начавшееся в 50-е годы и сопровождавшееся значительным объемом бурения с опробованием водоносных горизонтов до глубин 250—300 м (иногда до 400—500 м), позволило детально выяснить гидрогеологические условия территории.

В 1960—1961 гг. Б. Н. Архангельским составлена карта минеральных вод масштаба 1:1 000 000 и гидрогеологическая карта масштаба 1:1 500 000 для территории Ленинградской, Псковской и Новгородской областей. В объяснительных записках к картам и отдельных статьях (1960 и 1968 гг.) выявлены закономерности условий залегания и формирования подземных вод различного химического состава, в том числе бромсодержащих термальных рассолов. Минеральные промышленные воды Северо-Запада РСФСР изучены В. И. Гуревичем при участии В. Ф. Коржельевой (1961, 1963 гг.). Выявлены общие закономерности распространения и формирования бромных вод и подсчитаны их геологические запасы. Крупными региональными работами по подземным водам территории стали гидрохимическая карта СССР (минеральные воды) масштаба 1:5 000 000 под редакцией Н. К. Зайцева и Н. И. Толстихина (1964 г.) и их монография по минеральным водам СССР (1972 г.). В статье Б. Н. Архангельского (1968 г.) дана оценка запасов промышленных вод Среднерусского артезианского бассейна, намечены общие перспективы их использования.

В 1969 г. А. И. Коротковым, А. Н. Павловым и др. произведена региональная оценка прогнозных эксплуатационных запасов подземных промышленных вод по территории деятельности Северо-Западного территориального геологического управления. Геолого-экономическая оценка водоносных комплексов с точки зрения их рентабельности на промышленное извлечение брома показала, что в условиях Северо-Запада окраины Русской платформы при глубине скважин от 1000 до 1800 м определяющий показатель рентабельности эксплуатации подземных вод — водопроницаемость водоносных пород (нижний предел рентабельности 15 м²/сут.).

Перспективными для поисков бромных вод являются лишь водоносные комплексы песчаников среднего — верхнего девона, карбонатных пород ордовика и песчаников кембро-ордовика.

СТРАТИГРАФИЯ

В формировании рассматриваемой территории участвовали архейские и нижнепротерозойские метаморфические и магматические образования кристаллического основания, а также верхнепротерозойские (рифейские и вендские), палеозойские (от кембрийских до пермских включительно), ограниченно — мезозойские (юрские и меловые) повсеместно распространенные четвертичные отложения платформенного чехла. Наиболее полный разрез пород осадочного чехла представлен на юго-востоке территории в пределах погруженной зоны Московской синеклизы, совпадающей с Крестецким прогибом. Сокращение его наблюдается в западном и северо-западном направлениях.

Строение и состав кристаллического основания изучены неравномерно, в целом слабо. Относительно густая сеть скважин, вскрывающих фундамент на небольшую глубину, приурочена главным образом к северной и западной частям территории. Одиночные скважины в центральной, южной и восточной частях относительно неглубоко проникают в кристаллическое основание и дают лишь самое общее представление о геологии фундамента. Основным источником сведений о его строении и составе служат результаты геофизических исследований — физические поля, отвечающие определенным комплексам пород, в ряде случаев подтвержденным бурением (рис. 1). Однако в связи с малой глубиной вскрытия скважинами пород фундамента большинство аномалий физических полей (особенно поля силы тяжести) в настоящее время не может быть геологически интерпретировано с должной полнотой.

АРХЕЙ

К образованиям архея относится комплекс сильно метаморфизованных и мигматизированных амфибол-биотитовых и биотитовых гранито-гнейсов, гнейсов, участвующих в строении основной структуры — Новгородского массива, занимающего центральную часть территории (30 тыс. км²). Породам этого комплекса присущи сравнительно небольшая плотность (2,63—2,65) и низкая намагниченность (до 500×10^{-6} СГС), а всему комплексу — слабая насыщенность магнитными телами и мозаичное строение физических полей.

Вследствие большой интенсивности и многообразия наложенных процессов (мигматизация, гранитизация, метасоматоз, метаморфизм), местами всецело затушевавших первичный облик исходного материала, выделение этого комплекса в качестве самостоятельного достаточно условно.

Судя по геофизическим данным, интенсивно мигматизированные гнейсы и гранито-гнейсы архея, помимо Новгородского массива, встречаются в виде мелких тел в окаймляющих его зонах, а также в юго-восточном обрамлении Крестецкого прогиба.

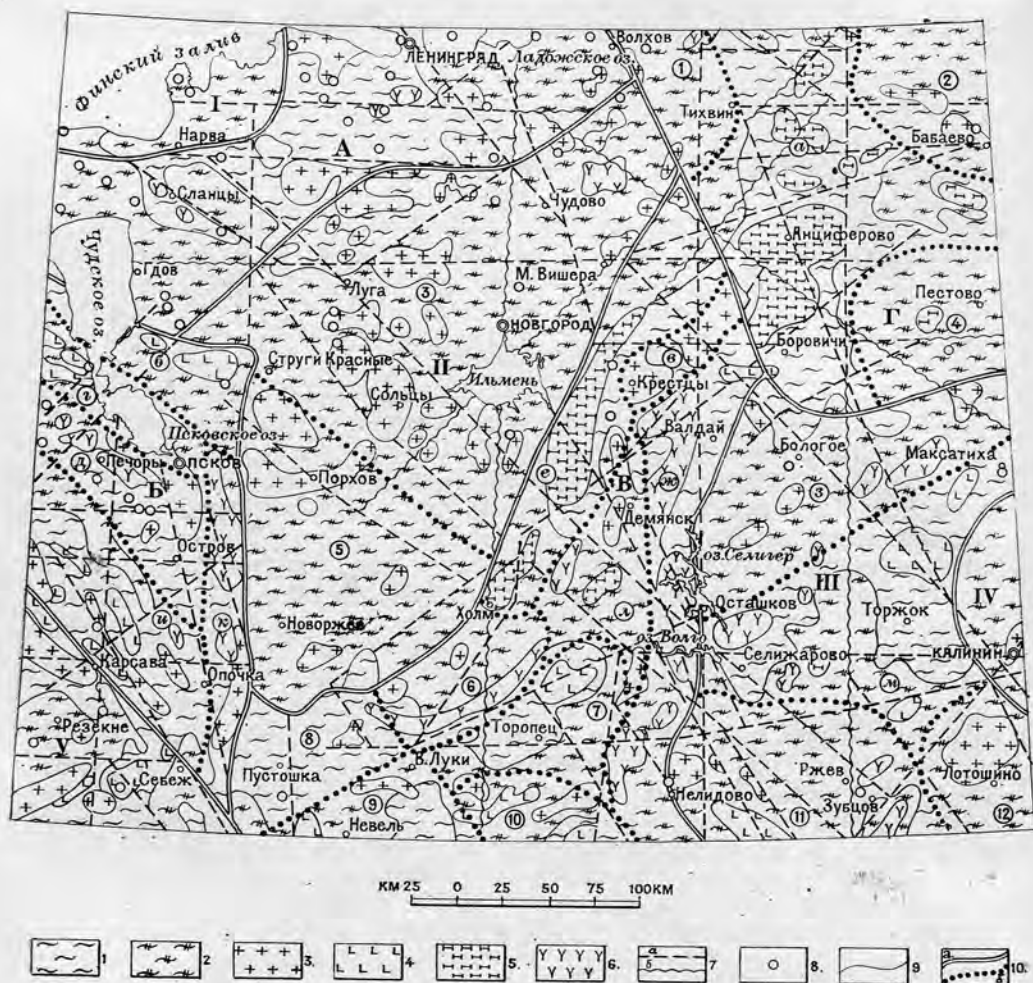


Рис. 1. Геологическая схема кристаллического основания.

1 — гнейсы (AR—PR₁, PR₁); 2 — гранито-гнейсы (AR); 3—6 — интрузивные образования (3 — кислые — средние — граниты, гранодиориты, диориты; 4 — основные — габбро, габбро-диабазы; 5 — ультраосновные; 6 — ультраосновные измененные — серпентиниты); 7 — тектонические нарушения (а — со смещениями, б — без смещений); 8 — скважины (основные), вскрывшие фундамент; 9 — границы геологических образований; 10 — границы (а — мезоблоков и структурных зон, б — блоков и внутренних зон). Мезоблоки: I — Выборгский, II — Новгородский, III — Нелидовский, IV — Кимровский, V — Прибалтийский. Структурные зоны: А — Нарвская, Б — Псковская, В — Крестецко-Валдайская, Г — Тихвинская. Блоки (цифры в кружках): 1 — Тихвинский, 2 — Бабаевский, 3 — Новгородский, 4 — Пестовский, 5 — Новоржевский, 6 — Губановский, 7 — Торопечский, 8 — Пустошкинский, 9 — Великолуцкий, 10 — Жарковский, 11 — Ржевский, 12 — Лотошинский. Внутренние зоны (буквы в кружках): а — Анциферовская, б — Чудская, в — Окуловская, г — Пеновская, д — Островецкая, е — Крестецко-Холмская, ж — Валдайская, з — Бологовская, и — Пыталовская, к — Опочечская, л — Демянская, м — Торжковская.

Тектонические нарушения выделены с учетом данных дешифрирования космофотоснимков среднего и мелкого масштабов.

АРХЕЙ — НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Комплекс нерасчлененных метаморфогенных образований архейско-раннепротерозойского возраста (AR—PR₁) известен на южном побережье Финского залива, где он участвует в строении так называемой

Нарвско-Онежской (восточное продолжение Ленинградско-Таллинской) зоны (Д. И. Гарбар, 1981 г.), обрамляющей Новгородский массив с севера. Петрографически и структурно породы рассматриваемого комплекса сопоставляются [24] с аналогичными образованиями Карельского перешейка, Южной Финляндии и Швеции. Характерные высокоглиноземистые гнейсы встречаются в ядрах антиклиналей, осложняющих Ладожско-Невельскую и Белорусско-Эстонскую структурные зоны. Породы имеют среднюю плотность (2,68—2,78). Комплексу свойственно слабopоложительное поле силы тяжести и наличие на фоне его локальных положительных гравитационных аномалий небольшой интенсивности. Породы создают слабopоложительное магнитное поле, насыщенное отчетливо ориентированными линейными магнитными аномалиями. Намагниченность аномалообразующих пород достигает 500×10^{-6} ед. СГС. На фоне общего магнитного поля выделяется ряд локальных аномалий, вызванных телами с намагниченностью от 600 до 1150×10^{-6} ед. СГС. Известно наличие в районе п. Иыхви на глубинах 237,7 и 241,85 м магнетитовых кварцитов, содержащих до 31,5 % железа.

Архей-нижнепротерозойский комплекс представлен биотитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами с гранатом, кордиеритом и силлиманитом, амфибол-биотитовыми гнейсами с магнетитом (Иван-город), гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами, местами (пос. Каагвере) превращенными в результате процессов метасоматоза в чарнокиты.

Геофизические данные позволяют предположить, что рассматриваемому комплексу свойственно чередование различных типов гнейсов. Породам присущи также следы процессов магматизма, гранитизации и метасоматоза (щелочного и кварцевого), которые приводят в своих крайних проявлениях к превращению материнских пород в чарнокиты и кварциты. Общая высокая степень переработки гнейсового субстрата сближает их с образованиями архейского комплекса Новгородского массива.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Относимые к нижнему протерозою образования известны за пределами рассматриваемой территории на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках, по аналогии с которым они выделяются [24] и в описываемом регионе в пределах так называемых Белорусско-Эстонской (Псковско-Чудской) и Ладожско-Невельской (Ильменско-Онежской) зон (Д. И. Гарбар, 1981 г.). Здесь несколькими скважинами вскрыты биотитовые гнейсы, отнесенные к метаморфизованным осадочно-эффузивным образованиям раннепротерозойского возраста. Они характеризуются высокой плотностью (2,72—2,86), положительными магнитным и гравитационным полями. В этих зонах встречается большое количество узких тел, вытянутых в основном согласно простиранию самих зон и отличающихся высокой интенсивностью магнитного поля (от 700—900 до 2000—2500, редко до 5000×10^{-6} ед. СГС). Магнитные аномалии, как правило, пространственно совмещены с гравитационными аномалиями или с зонами градиента поля силы тяжести и, по мнению В. Н. Зандера и др. (1967 г.), отвечают интрузиям основного — ультраосновного состава, фиксирующим глубинные разломы. По мнению П. В. Соколова (1969 г.), аномалии с намагниченностью в $1600—2500 \times 10^{-6}$ ед. СГС вызваны гнейсами, среди которых заключены небольшие тела базитов — гипербазитов с намагниченностью в $2800—5000 \times 10^{-6}$ ед. СГС. По аналогии со смежными областями, где эти комплексы вскрыты буровыми скважинами и изучены лучше (Д. И. Гарбар, 1968 г.), мы склонны согласиться с мнением В. Н. Зандера и др. (1967 г.) об интрузивном характере аномалообразующих объектов.

Судя по характеру гравимагнитных полей, породы Белорусско-Эстонской и Ладожско-Невельской зон смяты в узкие линейные складки, присущие протерозойским осадочно-эффузивным образованиям южных склонов Балтийского щита. Как отмечалось выше, к ядрам антиклиналей, образованных этими комплексами, по-видимому, приурочены высокоглиноземистые гнейсы архейско-раннепротерозойского возраста, вскрытые скважинами в районе деревень Локно, Понкули и др.

По данным глубоких скважин (Крестецкой 2-Р и Бологоевской) в них на забое вскрыты песчаники, условно сопоставляемые с вепсийскими (бывшими иотнийскими) кварцито-песчаниками Западного Прионежья. Мощность вскрытых разрезов — несколько метров.

В строении кристаллического фундамента, помимо супракрустальных образований, участвуют интрузивные породы различного состава, структурного положения и возраста. Необходимо отметить, что их выделение и классификации так же, как и метаморфических комплексов, весьма затруднены, так как вскрыты они лишь одиночными скважинами на небольшую глубину и сильно изменены наложенными процессами мигматизации, гранитизации, окварцевания и выветривания. Поэтому описание интрузивных образований в значительной степени базируется на материалах геофизических исследований. Среди интрузивных комплексов региона традиционно выделяются архейские, архей-раннепротерозойские и раннепротерозойские (Л. А. Варданянц, 1966 г.; В. Н. Зандер и др., 1967 г.; Н. А. Волотовская, 1971 г.), хотя на основании структурных особенностей субрегиона можно предположить для части из них, что они более позднего происхождения.

Положение этих комплексов различно: среди них выделяются синкинематические, позднесинкинематические и послесинкинематические образования кислого, основного и ультраосновного составов.

Архейский комплекс интрузивных образований выделяется на рассматриваемой территории по совокупности данных, хотя прямых доказательств для этого еще недостаточно. Согласно характеристике физических полей и сопоставлению со смежными районами Балтийского щита синкинематические гранитоиды — плагиограниты и гранодиориты — участвуют в строении Новгородского массива и приурочены к ядрам антиклиналий в обрамляющих его зонах.

В составе архей-раннепротерозойского комплекса интрузий по аналогии с территорией Карельского перешейка выделяются [24, 89] плагиомикроклиновые граниты, плагиограниты и кварцевые диориты. Среди них различаются образования двух типов: синкинематические плагиограниты (кварцевые диориты) и позднесинкинематические плагиомикроклиновые мигматитообразующие граниты.

Гранитоиды первого типа достоверно установлены за пределами описываемой территории, в северной части Карельского перешейка и в Северном Приладожье, где образуют согласные интрузивы (Приозерский массив), подчиненные структуре вмещающих гнейсов. Аналогичные породы вскрыты несколькими скважинами в районах Гатчины, Павловска, станций Любань и Озерки, а также в других местах северного обрамления Новгородского массива. Это серые и темно-серые, отчетливо гнейсовидные породы, часто брекчированные и милонитизированные.

Гранитоиды второго типа и связанные с ними пегматиты и аплиты широко распространены на западе Ленинградской и Новгородской областей, в северной части Новгородского массива, а также в его западном и восточном обрамлении. Им свойственны небольшая плотность (2,64—2,66), слабая насыщенность локальными магнитными телами, намагниченность до 500×10^{-6} ед. ГСГ. По структурному положению интрузивные образования этого типа сопоставляются [24] с поздними раннепротерозойскими (по новой унифицированной схеме — архей-ран-

непротерозойскими) гранитами Карелии и посткинematическими гранитами Финляндии [115]. Граниты розовые, средне- и крупнозернистые (до пегматоидных), массивные и гнейсовидные. Гнейсовидность реликтовая, сохранившаяся от первичных пород субстрата.

Генезис этих пород трактуется различно. Г. М. Саранчина [89] считает их типичными интрузивными образованиями, Н. А. Волотовская [24] и др. — продуктами ультраметаморфизма первичных гнейсов. По мнению Л. А. Варданянца и С. Н. Тихомирова [13], процессам щелочного и кварцевого метасоматоза, связанного с гранитами, по-видимому, обязана частичная чарнокитизация пироксеновых гнейсов и амфиболитизация нижнепротерозойских основных пород.

К раннепротерозойским интрузиям относятся образования двух петрографических комплексов: перидотит-пироксенит-габбро-норитовый и гранитный (плагиомикроклиновые граниты, меньше плагиограниты и микроклиновые граниты).

Основные и ультраосновные интрузивы и их метаморфические аналоги выделяются в основном по геофизическим данным и лишь местами по данным бурения. Их намагниченность варьирует в пределах $2800-5000 \times 10^{-6}$ ед. СГС. Бурением выявлены разрозненные тела основного состава в поле распространения гнейсов Ленинградско-Таллинской (дер. Костово, г. Павловск и др.), Ладожско-Невельской (районы сел Пестово, Невское) и Белорусско-Эстонской (деревни Локно, Черская и др.) трансрегиональных зон (Геология СССР, т. 1, 1971 г.; Б. А. Судов, В. А. Пуура, 1978 г.; Д. И. Гарбар, 1980 г.). В структурном отношении эти интрузии приурочены в основном к глубинным разломам, ограничивающим Новгородский массив, прорывают нижнепротерозойские метаморфогенные образования Ладожско-Невельской и Белорусско-Эстонской зон и сами прорваны раннепротерозойскими интрузиями плагиомикроклиновых гранитов (в районе деревень Краснодудово, Локно, Черская).

Габбро и габбро-нориты представляют собой темно-серые, мелко- и среднезернистые породы с массивной текстурой и габбровой структурой. Встречаются также габбро-амфиболиты и связанные с ними ортоамфиболиты. Они отличаются от габбро гнейсовидной текстурой, интенсивной амфиболитизацией пироксена и другими изменениями, вызванными наложенными процессами.

Гипербазиты по данным бурения пока не известны, но присутствие их (особенно в пределах Белорусско-Эстонской и Ладожско-Невельской структурных зон) предполагается по результатам геофизических исследований (по физическим полям), а также по материалам анализа структурных особенностей региона (прослеживание таких интрузий с открытых частей Балтийского щита, примыкающих к описываемой территории).

К раннепротерозойскому гранитному комплексу отнесены небольшие изометричные тела, залегающие среди метаморфогенных образований Ладожско-Эстонской и Ладожско-Невельской зон. Они вскрыты скважинами в районе деревень Локно, Черская и пос. Пестово, г. Печоры и др., а также выделяются по геофизическим данным. Породы розовые с сероватым и красноватым оттенками, средне- и крупнозернистые (до пегматоидных). Они сопоставляются с гранитоидами Карельского перешейка и кварцевыми диоритами Южного Приладожья.

Более молодые интрузии на территории не известны, исключение составляют пластовые диабазы в крестецкой свите (средний рифей). Однако анализ структурных особенностей региона и рассмотрение некоторых элементов физических полей («ненарушенность» конфигурации аномалообразующих тел), наличие молодой Мишиногорской трубки взрыва [103] дают основание предполагать возможность проявлений и фанерозойского магматизма, особенно в бортах Крестецкого авлакогена.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Верхнепротерозойские образования выделяются на рассматриваемой территории в составе рифея и венда. Их расчленение дается в соответствии со схемами верхнего докембрия, разработанными на Кишиневском (1974 г.) и Уфимском (1977 г.) совещаниях и утвержденными Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР.

РИФЕЙ

Образования рифея установлены бурением в Оршанской впадине и Крестецком прогибе Среднерусского авлакогена. Они относятся по данным изотопной геохронологии и сопоставлению с верхнедокембрийскими образованиями западного склона Урала и других областей Русской платформы к среднему и верхнему рифею. Мощность толщ рифея в Крестецком прогибе достигает почти 1250 м (скв. Бологоевская), а на юге территории листа, в северной зоне Оршанской впадины, предположительно составляет 800—900 м.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

К среднему рифею (юрматиний) (R_2) относятся крестецкая и коломенская свиты Крестецкого прогиба, распространенные разобщенно в его пределах, залегающие на породах фундамента и перекрытые первая — вендскими, вторая — верхнерифейскими отложениями.

Крестецкая свита (R_2kr) вскрыта двумя Крестецкими скважинами 1-р и 2-р в северо-западной краевой части одноименного прогиба. Она сложена внизу мелко- и разнозернистыми внизу (до грубозернистых в самом основании) красноцветными полевошпатово-кварцевыми песчаниками, чередующимися с алевролитами и реже аргиллитами, прорванными пластовыми интрузиями габбро-диабазов (мощностью 22 м) и диабазовых порфиритов (два пласта мощностью 10 и 13,5 м), вверху — преимущественно туфами, туффитами и туфобрекчиями с подчиненными прослоями песчаников. Структура диабазов офитовая, основная масса представлена таблитчатыми кристаллами плагиоклаза и калиевого полевого шпата, а также рудными (гематит, магнетит). Порфирит состоит главным образом из плагиоклаза и рудных с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза призматической, реже таблитчатой формы. Ее нижняя граница — с гнейсами (скв. 1-р) и дислоцированными кварцитами фундамента (скв. 2-р) и верхняя — с песчано-глинистыми породами валдайской серии венда — резкие и четкие. Мощность свиты достигает 654 м (рис. 2).

Крестецкая свита признана одним из наиболее вероятных аналогов уральского юрматиния на Русской платформе [73]. Радиологический (К-А) возраст габбро-диабазов, рвущих крестецкие песчаники, 1245—1345 млн. лет, туффитов верхней части свиты — 1180 млн. лет.

Коломенская свита вскрыта в приосевой части Крестецкого прогиба Бологоевской скважиной (глубина 2631—2805 м). Она залегает на розовых кварцитах типа западноонежских пород велсия, перекрыта верхнерифейскими отложениями. Нижняя и верхняя границы ее отчетливые. В нижней части сложена преимущественно серыми аргиллитами с редкими маломощными прослоями карбонатных пород, вверху — светлыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками с прослоями зеленоватых серых аргиллитов. Мощность свиты в скв. Бологоевской 174 м.

К среднему рифею коломенская свита отнесена на основании ее сходства с вологодской серией Солигаличско-Яренского и вирюгской

свитой Лешуконско-Сафоновского прогиба [73] и со среднерифейской четласской свитой Тимана.

Сейсморазведочными работами 1980—1981 гг. в районе Тихвина выявлен прогиб фундамента глубиной около 1200 м. Можно предположить, что среднерифейские отложения распространены и в этом прогибе.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Верхнерифейские (каратауские) отложения (R_3) представлены бологоевской свитой Крестецкого прогиба и оршанской свитой Оршанской впадины (рис. 2, 3).

Бологоевская свита пройдена на полную мощность (1001 м) Бологоевской скважиной (глубина 1630—2631 м) и вскрыта (195 м) Валдайской скважиной (глубина 1476—1671 м). Свита с перерывом залегает на светлых песчаниках коломенской свиты юрматиния (скв. Бологоевская), перекрывается с разрывом и азимутальным несогласием валдайской серией венда (скважины Бологоевская и Валдайская). Верхняя часть свиты в районе г. Валдай отличается от разреза Бологоевской зоны большей грубостью обломочного материала песчаников с примесью зерен гравия и мелких галек.

Оршанская свита вскрыта лишь на 26,8 м в приосевой части одноименной впадины (скв. Торопецкая, глубина 1250,0—1276,8 м) и пройдена на полную мощность (35,6 м) на ее восточном борту, в зоне выклинивания (скв. Нелидовская, глубина 1273—1309,1 м), где залегает на кристаллическом фундаменте. Перекрывается свита в разрезах обеих скважин вильчанской серией венда, граница с которой фиксируется сменой состава отложений. Представлена оршанская свита буровато-оранжевыми кварцевыми песчаниками с регенерационным кварцевым цементом. Основная область распространения свиты располагается к югу от рассматриваемой территории.

Бологоевская и оршанская свиты относятся к верхнему рифею на основании сходства с полесской серией Волынского прогиба, радиологический (К-А) возраст которой 1040—1175 млн. лет. Однако существует мнение о наличии тесной структурно-формационной связи между коломенской и бологоевской свитами, что позволяет предполагать среднерифейский возраст последней.

ВЕНД

В составе венда (V) на территории листа выделяются вильчанская, волынская и валдайская серии. Сложены они терригенными породами, содержащими иногда примесь измененного пирокластического материала.

Вендские образования залегают на эродированной поверхности фундамента и на различных частях разреза рифея. Они перекрываются несогласно залегающими фаунистически охарактеризованными кембрийскими и на юго-востоке — девонскими отложениями. Мощность венда изменяется от 75—150 м на западе — северо-западе до 200—235 м на северо-востоке и 415—470 м на юге — юго-востоке территории.

К вильчанской серии, объединяющей на Русской плите тиллитонные толщи, условно относится, по сопоставлению со стратотипическими разрезами Белоруссии, пачка песчаников, вскрытая на юге территории, в Оршанской впадине (скв. Торопецкая, мощность 15 м, 1235—1250 м), по А. С. Махначу и др. [86], и скв. Нелидовская, мощность 35 м, 1250—1285 м, по В. В. Кирсанову [43]). Залегает серия несогласно на оршанской свите, перекрывается с перерывом вулканомиктовыми песча-

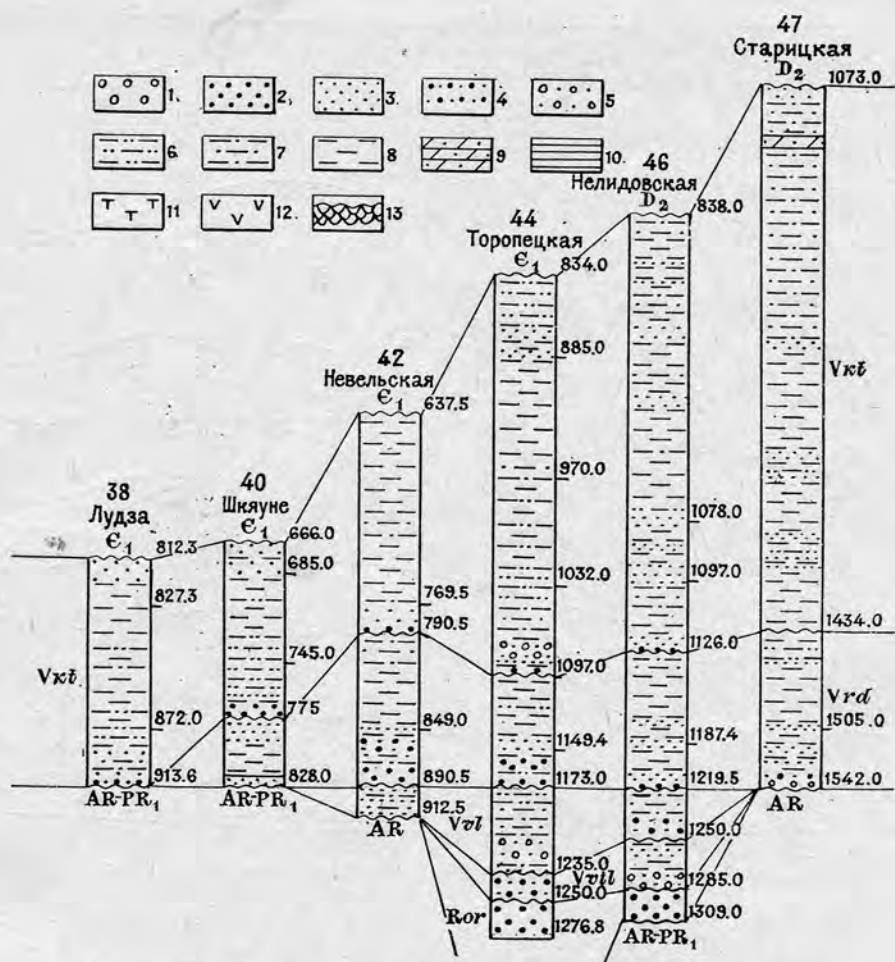


Рис. 3. Схема корреляции разрезов скважин. Верхний рифей, венд.

1 — конгломерат; 2 — гравелит, песчаник крупнозернистый; 3 — песчаник мелкозернистый; 4 — песчаник гравелитистый; 5 — песчаник с галькой; 6 — алевролит; 7 — глина алевроитовая; 8 — глина; 9 — мергель доломитовый; 10 — аргиллит; 11 — габбро-диабаз, диабазовый порфирит; 12 — туф, туфит, туфобрекчия; 13 — кора выветривания. Геологические индексы (на рис. 2, 3, 5, 7, 8): AR-PR₁ — архейские и нижнепротерозойские нерасчлененные образования кристаллического фундамента; R₂ — средний рифей (kr — крестецкая свита, kl — коломенская свита); R₃ — верхний рифей (bl — бологоевская свита, og — оршанская свита); V — венд (vil — вильчанская серия, vl — волынская серия, rd — редкинский горизонт, kt — котлинский горизонт); E₁ — нижний кембрий (gv — ровенский горизонт, in — лонтоваский горизонт, lm — ломоносовская свита, sv — сиверская свита, lk — люкатиская свита, vk — вакиская свита, bs — буйская свита, lz — лежская свита); E₁₋₂cg — нижний — средний кембрий, цирмская толща; E₂ — средний кембрий (ur — урдомская свита, tl — толбухинская свита, sb — саблинская свита, pl — паалаские слои); E₃ — верхний кембрий (st — ситьская свита, ps — пестовская свита, pt — петсерийская свита, ld — ладожская свита).

Цифры с правой стороны колонок скважин — глубина, в м.

никами волынской серии (см. рис. 3). Песчаники серии мелко- и тонкозернистые, бурые, с лиловым оттенком, с зеленовато-серыми полосами, олигомиктовые, с глинистым и железистым цементом; вверху они иногда чередуются с прослоями бурого аргиллита (скв. Нелидовская). В базальных слоях в них присутствуют гальки и гравий — обломки песчаников оршанской свиты и гранитоидных пород фундамента. Типичных тиллитов серия не содержит. По всем признакам слагающие ее породы близки к флювиогляциальным и озерно-ледниковым образованиям пе-

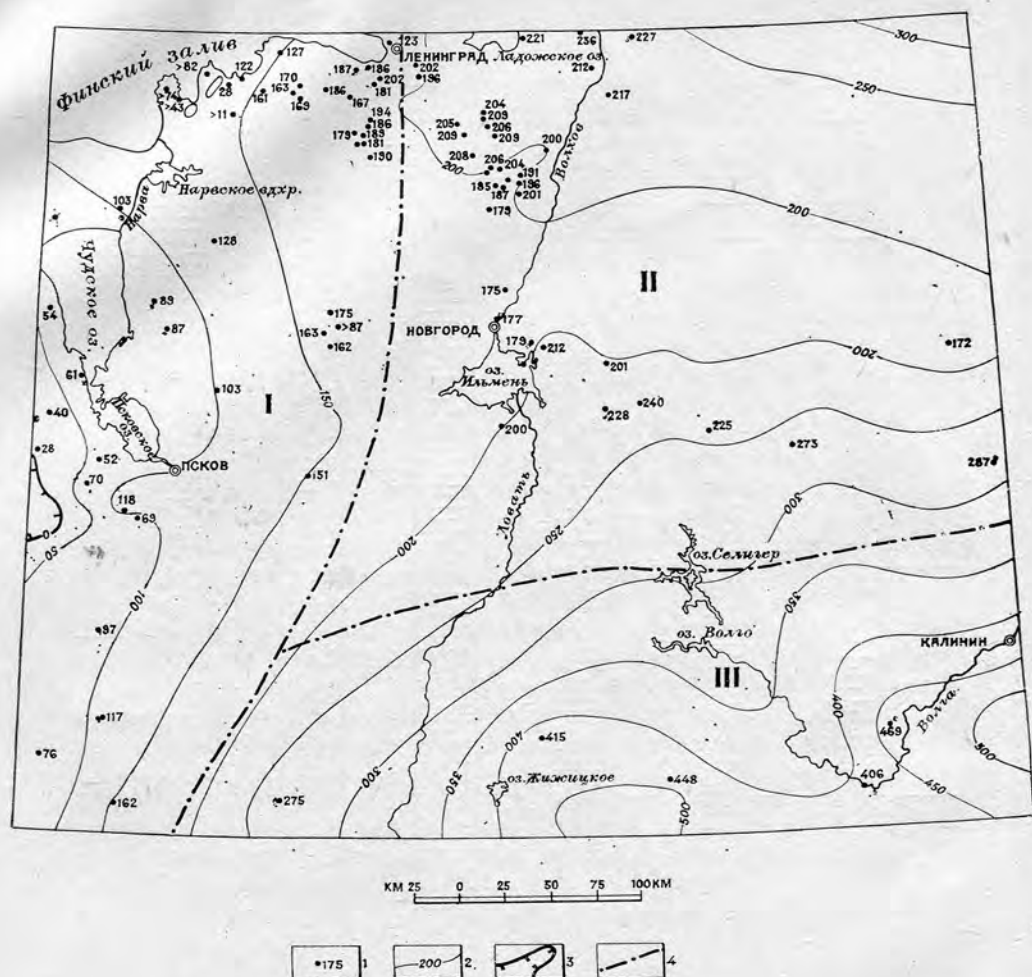


Рис. 4. Схема структурно-фациального районирования вендских отложений.

1 — мощность отложений по скважине, в м; 2 — изопачиты; 3 — граница распространения вендских отложений; 4 — границы структурно-фациальных районов: I — Прибалтийского, II — Ильменско-Приладжского, III — Торопецко-Зубцовского.

ригляциальной области древнего лапландского оледенения. Отсутствие явных тиллитов в разрезах послужило причиной различного подхода к их расчленению [43, 45, 86, 96].

Волынская серия (23—62 м) распространена на юге описываемой территории, где вскрыта тремя глубокими скважинами (см. рис. 3): Невельской (890,5—912,5 м), Торопецкой (1173—1235 м) и Нелидовской (1219—1250 м). Представлена она песчаниками вулканомиктовыми разнозернистыми, буровато-коричневыми и зеленовато-серыми, чередующимися сверху с алевролитами и аргиллитами.

Залегает волынская серия с перерывом на породах вильчанской серии (скв. Торопецкая) или на кристаллическом фундаменте (скв. Невельская), а перекрывается несогласно залегающим редкинским горизонтом валдайской серии.

Выделение волынской серии в разрезе вендских образований на рассматриваемой территории основано на положении в разрезе и своеобразии состава пород, близкого ратайчицкой свите Белоруссии и Смоленской области. Отличие от последней заключается в отсутствии туфогенного материала, характерного для ратайчицкой свиты. В породах во-



Рис. 5. Схема корреляции разрезов скважин. Венд.

Усл. обозн. см. к рис. 3.

лыннской серии содержатся только реликты разложенного вулканического материала.

В литературе высказана точка зрения [18, 81, 110], согласно которой отложения, отнесенные к волынской серии, вместе с ратайчицкой свитой должны быть отнесены и к валдайской серии. Основанием для этого служит наличие на Волыни толщи, по всем своим показателям сходной с ратайчицкой свитой, но залегающей на эффузивах волынской серии с размывом.

В волынской серии Северо-Запада Русской платформы установлен комплекс акритарх, руководящими формами для которого являются мелкие, до 10 микронов, гладкие и шагреневые сферы рода *Michuscula*. Следует указать, что в заведомой волынской серии содержатся древние формы рода *Kiedinella* [18].

Валдайская серия распространена на территории повсеместно (рис. 4). В северной части ее валдайские отложения выходят на поверхность под четвертичными образованиями узкой близширотной полосой, южнее погружаются под кембрийские и более молодые отложения. Мощность серии изменяется от 50—100 на западе и северо-западе до 200—270 в центральной части и 330—470 м на юго-востоке.

Валдайская серия соответствует двум горизонтам: редкинскому и котлинскому.

Редкинский горизонт широко распространен и выклинивается только западнее меридиана Ленинграда. Он выделяется в разрезе на основании циклического анализа, литофациальных особенностей и микропаалеонтологической характеристики. Сложен горизонт песчано-глинистыми породами с гравелитами в основании. Залегает несогласно на кристаллическом фундаменте, рифейских и нижневендских отложениях, а перекрывается с частичным размывом котлинским горизонтом. Мощность его — от 9—40 на севере до 50—76 в районе Крестцов — Валдая и 93—115 м на юго-востоке территории, в районе городов Нелидово, Зубцов и Старица (рис. 3, 5).

В разрезе редкинского горизонта выделяются две толщи, каждая из которых сложена внизу гравелитами или песчаниками, а сверху — глинами и аргиллитами. Отложения нижней толщи распространены только на юге территории. В приосевой зоне Московской синеклизы они выделяются в плетневскую свиту, а в пределах ее западного крыла — в лиозненскую, или смоленскую. Верхняя толща выделяется в старорусскую свиту, распространенную на всей площади, занимаемой горизонтом.

Плетневская свита (32—45 м) вскрыта скважинами Старицкой, Зубцовской и Нелидовской. Она залегает на кристаллическом фундаменте и на волинской серии. Сложена в основании разреза пачкой разнотекстурированных светлых кварцевых песчаников и гравелитов (5—12 м), выше — пачкой переслаивающихся темно-серых, буровато-коричневых и зеленовато-серых тонкослоистых плотных глин и аргиллитов с прослойками алевролитов и песчаников с текстурами подводного оползания.

Лиозненская (смоленская) свита вскрыта Торопецкой и Невельской (выделена условно) скважинами; мощность ее соответственно 24 и 41 м. От плетневской отличается более песчаным составом. В западном и северном направлениях, в Латвии и в районах Максатихи, Валдая и Крестцов плетневская и лиозненская свиты выклиниваются и на кристаллический фундамент и различные части разреза рифейских образований ложится старорусская свита.

Старорусская свита в юго-восточной части территории залегает без следов перерыва на плетневской свите, а в Оршанской впадине — с незначительным перерывом на лиозненской свите. Она сложена в нижней части пачкой светло-серых, фиолетово-бурых, мелко- и разнотекстурированных полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов с прослоями гравелита и мелкогалечникового конгломерата в базальных слоях. В районе г. Волхов в нижней пачке присутствуют глинистые прослои, составляющие значительную часть разреза. Мощность пачки от 3—5 до 20—30 м (Старая Русса, Крестцы, Валдай). В разрезе Пестовской скважины в основании свиты залегают глинистые алевролиты, выше — грубозернистые песчаники и в самом верху — вновь алевролиты.

Верхняя часть разреза старорусской свиты представлена глинами зеленовато-серыми с пластами маркирующих коричневых монтмориллонитовых аргиллитов, иногда с прослойками витрокластических туфов, а самая верхняя часть — глинами, нередко обогащенными органическим веществом. Севернее г. Валдай и пос. Максатиха пирокластический материал в глинах старорусской свиты отсутствует, а маркирующие пласты коричневых глин замещаются глинами пестроцветными (буровато-коричневый, вишневый, табачно-желтый, темно-серый и зеленовато-серый, чередующиеся пятнами и полосами цвета окраски). В кровле свиты глины нередко выветрелые, ожелезненные, с трещинками усыхания.

В юго-восточной Латвии в скв. Шкяюна и за пределами рассматриваемой территории в скв. Краслава в верхах редкинских горизонтов (в гравелитовых песчаниках) и в низах котлинского (в гравелитах и песчаниках) отмечена примесь туфогенного материала. А. П. Брангулис и др. [10] объединяют эти образования в так называемую краславскую свиту неясного волино-валдайского возраста.

Редкинский комплекс микрофоссилий северо-запада Русской плиты сходен с волинским комплексом. В нем также являются руководящими мелкие сферы *Minuscula*, однако комплекс более разнообразен по составу. В верхней его части появляются «оплавленные» сферы *Origmatosphaeridium rubiginosum* A n d q. Кроме микрофоссилий, в редкинском горизонте содержатся многоклеточные растения *Eocholina mosguensis* G n., *Orbisiana* S o k. [32, 96].

Котлинский горизонт (*Vkt*) распространен на территории листа повсеместно. На южном берегу Финского залива он выходит узкой полосой на дочетвертичную поверхность. Здесь же встречаются обнажения пород горизонта: на берегу залива у дер. Шепелево, между городами Ломоносов и Петродворец, а также на реках Воронка, Коваша, Черная речка, близ дер. Большая Ижора и др. На остальной площади горизонт погружен под кембрийские и более молодые отложения на глубины от 100—200 на севере до 1030 (скв. Зубцовская) и 1575 м (скв. Максатиха) на юге и юго-востоке территории.

Залегают котлинский горизонт на редкинском с размывом и только в приосевой зоне Московской синеклизы (скважины Невельская, Нелидовская, Старицкая и Зубцовская) — без следов перерыва, западнее же линии Ленинград — Порхов — Лудза — на кристаллическом фундаменте. Перекрыт горизонт несогласно залегающими нижнекембрийскими, а на юго-востоке территории листа (скважины Зубцовская, Старицкая) — среднедевонскими отложениями. В западной и северо-западной частях Московской синеклизы котлинский горизонт представлен котлинской и вышележащей воронковской свитами, в приосевой зоне — любимской свитой.

В строении горизонта отражен единый трансгрессивный цикл. Началу трансгрессии соответствуют гдовские песчаники и песчаники базальных слоев любимской свиты, ее максимуму — основная средняя глинистая часть горизонта, а регрессивной стадии — глинисто-песчаные и алевритовые породы верхней части и воронковская свита, распространенная лишь на западе территории.

Гдовские слои, отвечающие базальной части котлинской свиты, сложены песчаниками, переслаивающимися вверху с алеврититами и глинами. Песчаники мелкозернистые, в основании разнотекстурированные до грубозернистых, зеленовато-серые, полевошпатово-кварцевые, слюдястые, косо- и волнистослоистые. Алевриты слюдясто-кварцевые, горизонтально- и волнистослоистые; в некоторых разрезах они преобладают (Крестецкие, Валдайская и Пестовская скважины). Глины окрашены в зеленовато-серый, розовый и коричневый цвета, образуют тонкие прослои, реже слои мощностью до 2—3 м. В восточных районах Эстонии и Латвии и на западе Ленинградской и Псковской областей гдовские слои отличаются более грубообломочным составом песчаников, большим количеством в них полевых шпатов, появлением каолинита в глинах и большей красноцветностью пород. В скв. Шкяуна в базальных песчаниках имеется примесь туфогенного материала. Мощность гдовских слоев от 10—15 на западо-северо-западе и до 60—70 м на востоке территории.

Над гдовскими слоями залегают однородные серые и зеленовато-серые, местами бурые плотные алевритовые глины с тонкой ритмичной слоистостью типа ленточной. По составу эти глины в основном гидрослюдистые. В них присутствуют линзовидные прослойки и желваки бурого сидерита, на плоскостях напластования — пленки тонкозернистого пирита и сапропелевые пленки («ляминаритовые»). Местами в нижней части толщи (восток Ленинградской области), местами в средней (Валдай и Бологое), а иногда в верхней (Локно) встречаются более мощные (до 1,5 м) прослои алевритов и тонкозернистых песчаников. На северо-востоке территории в верхней части толщи имеются прослои массивных глин. В самом верху разреза глины нередко выветрели и ожелезнены. В Валдайской скважине в верхней части свиты присутствуют каолинизированные глины. В скв. Заречье в глинах свиты встречаются лентовидные водоросли — вендотениды. Мощность глинистой толщи котлинской свиты — от 7,5 (скв. Кубья) до 105—110 м (район г. Крестцы — г. Валдай).

Любимская свита, в отличие от котлинской, имеет более сложное строение, позволяющее разделить ее на несколько пачек. Каждая из них начинается песчаниками и алеврититами, завершается тонкослоистыми глинами. Характерно появление пестрой окраски пород (буровато- и красновато-коричневые пятна, полосы и разводы). Мощность свиты изменяется от 254 (скв. Максатиха) до 361 м (скв. Старицкая).

Воронковская свита распространена только на западе территории, где завершает разрез котлинского горизонта. Она сложена пестроцветными тонкослоистыми глинисто-алевритовыми породами с зернами песка и гравия в базальной части, вверху — белыми мелкозернистыми

кварцевыми песками и алевролитами. Свита залегает с размывом на различных частях котлинской свиты, вплоть до гдовских слоев на смежной территории Эстонии. Ее мощность увеличивается с востока на запад, достигая в Восточной Эстонии и Латвии 24—28 м, в районе Локновской структуры сокращается до долей одного метра.

В котлинском горизонте содержатся микрофоссилии рода *Trachysphaeridium* Tim., цепочковидные образования *Bavlinella flaveolata* Scher. и древнейшие многоклеточные растения *Vendotaenia antigna* G n., *Antaenia reticularis* G n.

В изобилии на слоевищах вендотенид присутствуют эпибионты рода *Primoflagella* G n. [96].

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения распространены на большей части рассматриваемой территории, кроме узкой полосы вдоль южного берега Финского залива, где они эродированы в предчетвертичное время, и района Нелидово — Старица на юго-востоке — размыты в преддевонское время. Кембрий представлен всеми тремя отделами, сложен морскими и прибрежноморскими песчано-глинистыми осадками. Они залегают несогласно с перерывом на валдайской серии венда и перекрываются также с несогласием ордовикскими, а в районе дер. Кувшиново и г. Нелидово — девонскими отложениями. На севере территории, в предглинтовой зоне, кембрийские отложения выходят на поверхность под покровом четвертичных образований (10—50 м) и местами обнажаются по долинам рек.

Мощность кембрийских отложений на западе и северо-западе территории составляет 70—100 м, сокращаясь на крыльях Локновского поднятия до полного выклинивания на его своде; в центральной части (районы городов Ст. Русса, Валдай и ст. Бологое) она достигает 153—185, увеличиваясь до 205 м в районе г. Пестово — д. Максатиха и уменьшаясь на юго-восток до 75 м (скв. Кувшиновская).

Расчленение и корреляция разрезов кембрия произведены на основе унифицированной стратиграфической схемы Русской платформы (1965 г.), дополнений к ней и новых данных (табл. 1). По структурно-фациальным признакам здесь выделены три района и ряд подрайонов (рис. 6).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В составе нижнего отдела кембрия выделяются отложения четырех ярусов: томмотского, атдабанского, ботомского и тойотского. Нерасчлененные отложения нижекембрийские E_c показаны на разрезе.

Томмотский ярус. Балтийская серия представляет собой комплекс морских и прибрежно-морских песчано-глинистых отложений. Она распространена значительно шире всех других подразделений кембрия, залегает трансгрессивно с размывом на котлинском горизонте, перекрывается на северо-западе территории более молодыми отложениями раннего кембрия, на большей части площади — среднекембрийскими и местами на крайнем юге (район г. Невель) — девонскими. Наибольшая мощность серии (100—120 м) — на севере и западе территории, наименьшая — на Локновском поднятии (20 м и меньше). Общее сокращение мощности происходит с северо-запада на юго-восток до полного выклинивания отложений серии в районе городов Старица и Нелидово.

Корреляционная схема кембрийских отложений

Общая стратиграфическая шкала			Региональная стратиграфическая шкала		Корреляция местных подразделений структурно-фацальных районов				
система	отдел	ярус	горизонт	Валмерское поднятие		Таллинский прогиб		Московская синеклиза	
				юго-восточный склон (Юго-Восточная Латвия), юго-западная часть Псковской обл.	восточный склон (Юго-Восточная Эстония), северозападная часть Псковской обл.	Северо-Восточная Эстония, Запад Ленинградской обл.	Северо-Западная зона	Центральная зона	
Кембрийская	Верхний	Аксайский							
		Сакский							
		Аюсаканский							
	Средний	Майский	Дейменский						
		Амгинский	Кибартайский						
		Тойотский	Раусевский	Цирмская толща					
	Нижний	Ботомский	Вергальский						
		Атлабанский	Талсинский						
				Балтийская серия					
		Томмотский	Лонтоваский						
			Ровенский						

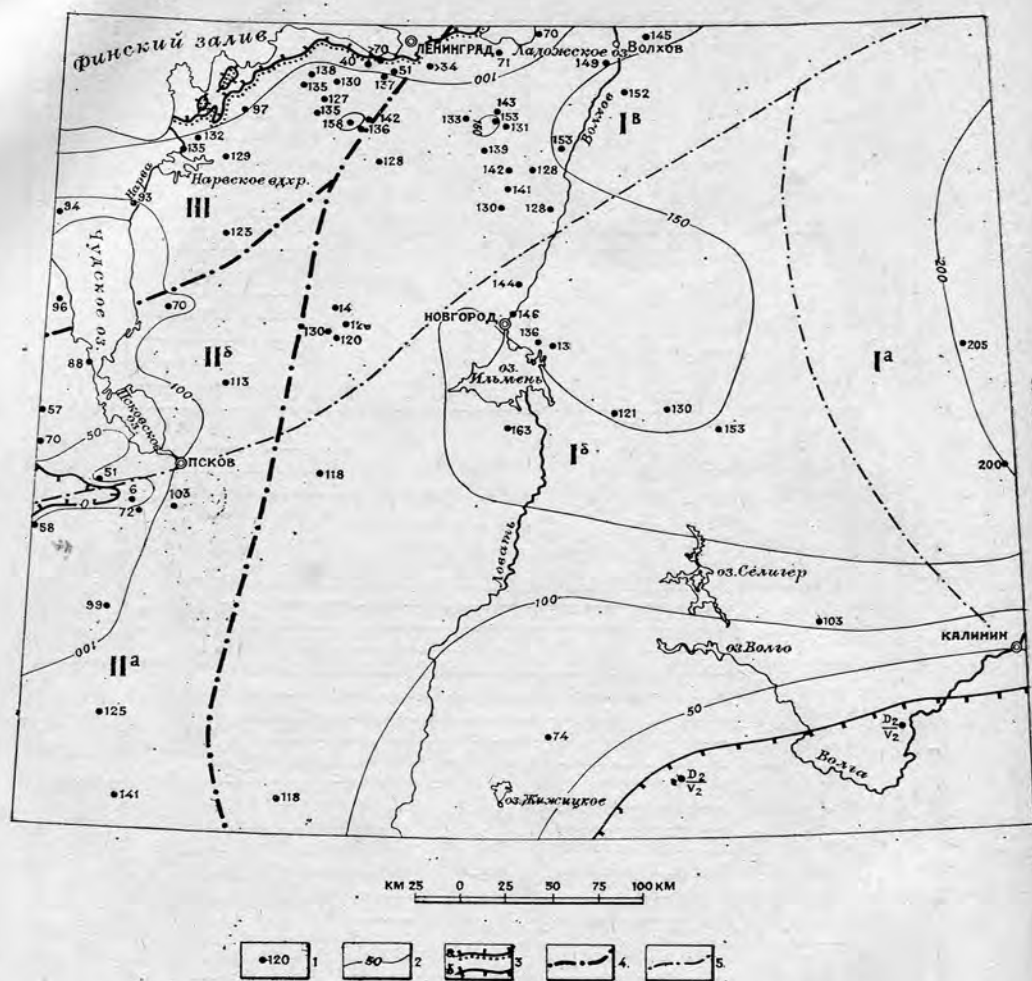


Рис. 6. Схема структурно-фациального районирования кембрийских отложений.

1 — мощность кембрийских отложений по скважине, в м; 2 — изопахиты; 3 — эрозионная граница современного распространения кембрия (а — под четвертичными образованиями, б — под перекрывающими палеозойскими породами); 4 — границы структурно-фациальных районов; 5 — границы подрайонов; I — Московская синеклиза (I^а — центральный район, I^б — западный, I^в — северо-западный); II — склон Валмиерского поднятия (II^а — юго-восточный, II^б — восточный); III — Таллинский прогиб.

В составе балтийской серии выделяются ровенский и лонтоваский горизонты.

Ровенский горизонт распространен почти на всей территории. На основании изучения акритарх предполагается широкое распространение отложений горизонта, исключая лишь северо-западную часть территории (Восточная Эстония и западная часть Ленинградской области) [92].

В Восточной Латвии и прилегающих районах Белоруссии отложения, относимые к ровенскому горизонту, представлены рудаминской свитой, в центральной и западной частях Московской синеклизы — буйской и нижней частью лежской свиты (см. табл. 1).

Рудаминская свита распространена на юго-восточном склоне Валмиерского поднятия, сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, реже глинами. В наиболее полных ее разрезах обнаруживается двучленное строение: выделяются две циклические построенные пач-

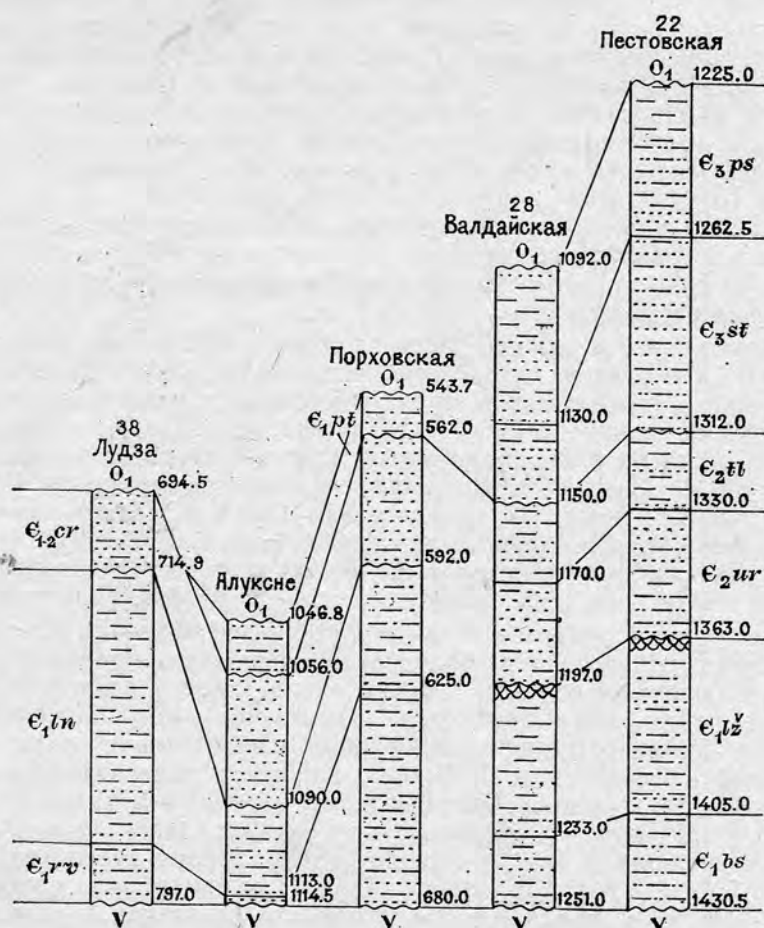


Рис. 7. Схема корреляции разрезов скважин. Кембрий.

Усл. обозн. см. к рис. 3.

ки песчано-глинистых пород (скв. Шкяуне). В основании нижнего цикла на породах воронковской свиты котлинского горизонта залегают песчаники разнотермистые, косослоистые, выше — мелкозернистые горизонтальнослоистые, переслаивающиеся с алевритами; завершается разрез глинами. Верхний цикл начинается мелкозернистыми песчаниками и алевритами и также завершается глинами. Окраска пород зеленовато-серая. Песчаники и алевриты более светлые, кварцевые с глауконитом (иногда до 30 %). В породах встречаются многочисленные сабеллитиды и платисолениды. Верхняя граница отчетливая и проводится по подошве гравелитов базальной части лонтовасского горизонта. Мощность рудаминской свиты наименьшая — 1,5 м на северо-востоке Латвии (скв. Алуксне) и резко увеличивается в юго-восточном направлении — до 14,5 (скв. Лудза), 38 (скв. Малта) и 51 м (скв. Шкяуне). Ровенский возраст свиты установлен по характерному комплексу акритарх, в основном по скважинам Алуксне и Лудза (рис. 1): *Micrhystridium tornatum* Volk., *Leiosphaeridia bicrura* Jankauskas, *L. decihiska* Paškev., *Teophipolia lacerata* Kirjan, *Retisphaeridium densum* Paškev.

Буйская свита центральной и западной частей Московской синеклизы сложена сероцветными, участками коричневыми и розоватыми (скв. Кувшиновская) алевритами и глинами алевритовыми с лин-

зами мелкозернистых, в основании гравелистых, кварцевых и полево-шпатово-кварцевых песчаников. Ее нижняя граница с котлинскими глинами отчетливая. Мощность свиты колеблется от 14 (скв. Бологоевская) до 25 и 35 м (скважины Пестовская и Торопецкая). В породах встречаются следы существования червеобразных организмов, остатки *Sabellidites cambriensis* J a n., комплекс акритарх (скв. Торопецкая) с *Leiosphaeridia* (типы А, В и С) и *Microhystridium tornatum* V o l k.

Ровенский и лонтоваский горизонты. Нерасчлененные пограничные отложения горизонтов выделяются в центральной и западной частях Московской синеклизы в лежскую свиту, а на ее северо-западной окраине — в ломоносовскую свиту.

Лежская свита в нижней части сложена песчаниками, алевролитами и глинами, в отличие от буйской свиты почти не содержащими глауконит. Породы окрашены в зеленовато-серый цвет различных оттенков, имеют горизонтальную слоистость. Переход к верхней, существенно глинистой части разреза, постепенный. Глины зеленовато-серые, местами красновато-коричневые. Встречаются маломощные прослойки песчаников и алевролитов. На глинах лежит белая и желтая каолинистая кора выветривания мощностью до 6 м (скв. Валдайская). Возраст свиты установлен по акритархам на смежной с востока территории. Мощность свиты — 26 (скв. Бологоевская) — 65 м (скв. Максатиха).

Ломоносовская свита (*E₁lm*) на северо-западе Московской синеклизы составляет основание балтийской серии. Она выходит на дочетвертичную поверхность узкой полосой вдоль южного берега Финского залива, южной окраины Ленинграда и восточнее — до Ладожского озера. В этой полосе встречаются отдельные выходы пород свиты на поверхность (р. Коваша, лог Б. Ижора, на берегу залива между Ломоносовым и Петродворцом). Свита залегает с разрывом на алевролитах и песчаниках воронковской (Северо-Запад Ленинградской области), чаще на глинах котлинской свиты, а перекрывается глинами сиверской свиты, верхняя граница с которыми неотчетлива. Нижняя граница свиты фиксируется пластом гравелистого косослоистого песчаника и появлением глауконита. Наименьшая мощность ломоносовской свиты (3—5 м) характерна для Северо-Запада Ленинградской области, в юго-восточном направлении она возрастает (рис. 6 и 8) до 7,5 (скв. Красные Горы) и 11,9 (скв. Сиверская), 15,5 (скв. Заречье) и 23,1 м (скв. Маршагино). Сложена свита неравномерно переслаивающимися кварцевыми песчаниками, алевролитами, алевролитами и глинами с преобладающей зеленовато-серой окраской. В направлении с севера на восток — юго-восток постепенно убывает количество и мощность прослоев песчаников и все большее место в разрезе начинают занимать алевролиты и алевроитовые глины, содержащие в небольшом количестве глауконит.

Восточнее Ленинграда свита имеет больший объем: внизу содержит ровенский, а сверху — лонтоваский комплекс акритарх (дер. Заречье, г. Ленинград). Северо-западнее линии, соединяющей Ленинград и Гдов, ломоносовская свита относится к низам лонтоваского горизонта.

В свите присутствуют остатки *Sabellidites cambriensis* J a n., *Janischevskyites petropolitanus* (J a n.) Комплекс акритарх в скв. Заречье содержит (по установу сообщению Пашкявичене Л. Т.) *Leisphaeridia dehiska* P a š k j a v., *L. minor* Scher., *L. pelucida* Scher., *L. culea* (A n d r.), *L. parva* A s e e v a, *L. pylomifera* P a š k j a v., *Leiovalia* sp., *Ceratophylon vernicosus* Kirjan., *Oscillatorites vernadskii* Scher., *Volyniella* sp., *Leiothrichoides tupicus* H e r m a n и др.

Лонтоваский горизонт распространен шире ровенского и представлен большей частью выдержанной толщей зеленовато-серых глин с песчаниками и алевролитами в основании и обычно трансгрессивно залегает на ровенских отложениях.

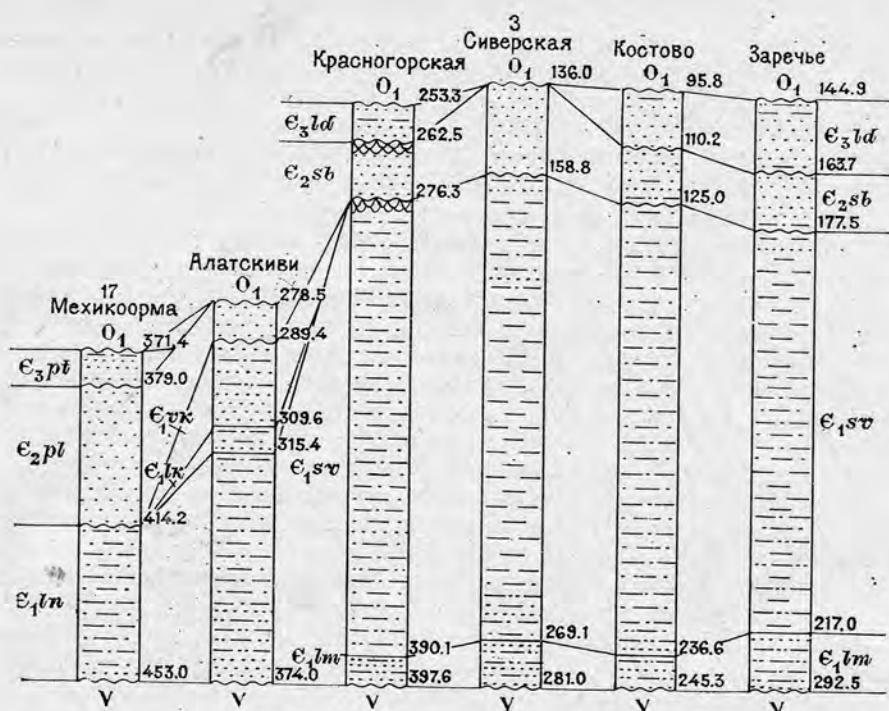


Рис. 8. Схема корреляции разрезов скважин. Кембрий.
Усл. обозн. см. к рис. 3.

На западе территории (Восточная Эстония, Восточная Латвия, западная часть Псковской области) вблизи стратотипической местности горизонт представлен лонтоваской свитой. В западной и центральной частях Московской синеклизы к нему относится верхняя часть лежской свиты, а в пределах ее северо-западного борта — верхняя часть ломоносовской и сиверская свита.

Лонтоваская свита (E_{1ln}) сложена четырьмя литологически различными пачками пород (снизу вверх): переслаивающихся песчаников и алевролитов с тонкими прослоями глин; сероцветных алевроитовых глин с маломощными прослоями песчаников и алевролитов; глин зеленовато-серых и пестроокрашенных и переслаивающихся алевроитовых глин и глинистых алевроитов. Последняя пачка сохранилась от размыва только на ограниченных участках в Юго-Восточной Латвии (скв. Шкяуне). В Эстонии эти пачки получили наименования: сямиская, махуская, кестлаская и таммнеэметская. Мощность свиты 40—80 м, в своде Локновского поднятия она выклинивается.

Верхняя граница лонтоваской свиты часто маркируется корой выветривания. В Северо-Восточной Эстонии, где она перекрывается близкой ей по составу люкатиской свитой, при отсутствии конгломерата в основании последней, граница устанавливается только по фауне [61].

В Северо-Восточной Эстонии на берегу Финского залива породы свиты выходят на поверхность под покровом четвертичных отложений в виде узкой прерывистой полосы.

Сиверская свита (E_{1sv}) на северо-западном крыле Московской синеклизы представляет собой фациальный аналог большей части разреза лонтоваской свиты Прибалтики только без ее нижней (сямиской) пачки переслаивания песчаников и алевролитов. В унифицированной стратиграфической схеме 1962 г. эта свита выделялась под названием лонтоваской. Однако из-за несоответствия ее объема лонтоваско-

му горизонту она переименована в сиверскую. Наименование происходит от ст. Сиверская, вблизи которой свита вскрыта скважиной (см. рис. 8).

На севере территории, в узкой приглинтовой полосе, свита залегает непосредственно под покровом четвертичных отложений и местами выходит на земную поверхность по берегам рек, пересекающих глинт.

Сложена сиверская свита однородной толщей зеленовато-серых неравномернослоистых алевроитистых глин, содержащих в нижней части редкие маломощные (3—10, реже до 30 см) прослои буроватых и светло-серых, тонко- и мелкозернистых кварцевых песчаников и алевроитов. В верхней части глины местами окрашены в коричневый, фиолетово-серый и сиреневый цвета. По составу они гидрослюдистые, реже монтмориллонитовые, в кровле нередко выветрелые, белые каолинитовые. Характерно наличие темно-бурых пиритизированных следов присутствия червообразных, а иногда мелких кристаллов и друз пирита. В скв. Сиверской сверху толщи есть скопления мелких глинистых галечек.

Мощность свиты в наиболее полных разрезах на западе Ленинградской области составляет 100—120 м и сокращается в южном и восточном направлениях до 70 м (район г. Луга).

Палеонтологическая характеристика лонтоваского горизонта (в целом) определяется остатками *Sabellidites cambriensis* Jan., *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *P. lontova* Örik, *P. sp. nov.*, *Janischevskites petropölitanus* (Jan.) и комплексом акритарх *Michrhystridium tornatum* Volk., *Granomarginata prima* Naum., *G. squamacea* Volk., *Leiomarginata simplex* Naum., *L. bicrura* Jan., *Tasmanites tenellus* Volk., *Ceratophyton vernicosum* Kirjan.

Атдабанскому ярусу соответствуют талсинский и вергальский горизонты региональной стратиграфической шкалы.

Талсинский горизонт распространен на северо-западе территории, в пределах так называемого Таллинского прогиба, и представлен глинисто-песчаными отложениями люкатиской и тискреской свит (*E₁lk+ts*). Эти свиты имеют сходные палеонтологические характеристики и единый структурный план, хотя и прерываются. Из-за малых мощностей свиты самостоятельно в масштабе карты не выражаются и показаны объединенными.

Люкатиская свита распространена в Северо-Восточной Эстонии и на западе Ленинградской области (реки Луга и Сума). Она залегает с перерывом, нередко с конгломератом в основании на лонтоваском горизонте. В местах, где отсутствует конгломерат, нижняя граница свиты, сходной по составу с лонтоваскими глинами, определяется по фауне. Перекрывается люкатиская свита со следами перерыва тискрескими песчано-алевровитовыми породами, в более южных разрезах Восточной Эстонии — песками и алевролитами вакиской свиты вергальского горизонта. Верхняя граница свиты сравнительно четкая. Мощность ее в более полных разрезах Восточной Эстонии и на крайнем западе Ленинградской области (скв. Ивангородская) составляет 5—6 м, постепенно убывая в восточном направлении.

Люкатиская свита сложена переслаивающимися зеленовато- и голубовато-серыми глинами, алевролитами и глинистыми тонкозернистыми песчаниками. Глины преобладают внизу свиты. Они в различной степени алевроитовые, гидрослюдистые, с зернами глауконита, тонко-слоистые, с бурыми пиритизированными пленками на плоскостях напластования. Тонкослоистые алевролиты и песчаники, слагающие преимущественно верхнюю часть свиты, по составу кварцевые, иногда с примесью полевых шпатов (до 25 %) и слюды (до 12 %). В породах свиты обнаружены *Mickwitzia monilifera* Linnars., ядра хиолитов и комплекс акритарх *Baltisphaeridium cerinum* Volk., *B. compressum*

Volk., B. dubium Volk., B. orbiculare Volk., B. ornatum Volk., B. papulosum (Tim.), Volk., Micristridium tornatum Volk., M. pallidum Volk., Lophosphaeridium tentativum Volk., Archaeodiscina umbonulata Volk., Tasmanites bobrowskii Ważyńska.

Тискрская свита распространена в приглинтовой зоне в Северо-Восточной Эстонии и на западе Ленинградской области до меридиана г. Гатчина. Она залегает на люкатиской свите, а на востоке площади своего распространения — на сиверской свите. Перекрывается тискрская свита с размывом среднекембрийскими и нижнеордовикскими отложениями. В основании глинта свита залегает под четвертичными отложениями и обнажается по берегам рек Нарва (под Ивангородом), Луга (район г. Кингисепп), Сума и Ламошка. Восточнее р. Ламошка свита отступает от глинта к югу. Наибольшую мощность (18—20 м) она имеет на западе (Эстония), а в восточном направлении, к району Кингисеппа, сокращается до 8—9 м. Сложена свита преимущественно алевролитами и песчаниками. Последние занимают большую часть разреза на востоке территории. Среди песчано-алевритовых пород местами встречаются тонкие прослойки зеленовато-серых песчанистых глин. В наиболее полных западных разрезах на реках Нарва и Луга по текстурным признакам различаются две пачки: нижняя — линзовиднослоистая (какумягская) и верхняя, преимущественно косослоистая. Песчаники и алевролиты нижней пачки полевошпатово-кварцевые, верхней — в основном кварцевые, с незначительной примесью полевых шпатов (2—5, редко 10 %). Глинистые породы представлены гидрослюдами с незначительной примесью каолинита и реже хлорита. Местами встречаются прослои алевролитов и песчаников со вторичным доломитовым цементом пойкилокластического типа, придающим гороховидный облик породе с поверхности выветривания.

Органические остатки приурочены почти исключительно к низам свиты. Это *Scenella discinoides* Schm., *S. tuberculata* Schm., *Micwitzi monilifera* (Lima rs.), следы илороящих животных. В верхней пачке найдены *Diplocraterion parallelum* Toggell.

Вергальский горизонт. Отложения горизонта имеются только на склоне Валмиерского поднятия, где выделяются в вакискую свиту.

Вакиская свита распространена на северном и западном побережье Чудского озера, залегает с перерывом на лонтоваских, люкатиских и тискрских отложениях, перекрывается среднекембрийскими (скв. Алатскиви), а также нижнеордовикскими. Границы свиты обычно отчетливые. Лишь со сходными тискрскими и среднекембрийскими отложениями они менее четкие и устанавливаются по различиям в минеральном составе и текстурах пород. Мощность свиты в скважинах Раннапунгерья и Яама, на северном берегу Чудского озера, равна соответственно 18,8 и 20,6, на западном берегу — 20,2 м (скв. Алатскиви). Свита сложена светлыми кварцево-полевошпатовыми слюдистыми алевролитами с примесью песчаных и гравийных зерен, иногда плоских глинистых галек в основании. В верхней части имеются прослои зеленовато-серых глинистых алевролитов.

Палеонтологически свита не охарактеризована. Отнесение ее к вергальскому горизонту основано на сопоставлении с аналогичными отложениями смежных территорий.

НИЖНИЙ — СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Нерасчлененные отложения нижнего — среднего отделов, соответствующие в общей шкале верхам атдабанского, ботомского, томмотского и нижней части майского ярусов, а в региональной шкале — вергальскому, раувескому, кибартайскому и дейменскому горизонтам, вы-

деляются на юго-восточном склоне Валмиерского поднятия в цирмскую толщу.

Цирмская толща распространена на юго-западе описываемой территории, в Восточной Латвии и на юго-западе Псковской области. Она сложена светлыми, реже розоватыми, тонкозернистыми кварцевыми песчаниками, иногда глинистыми и карбонатными. В основании песчаники разнозернистые, гравелистые. В верхней части толщи имеются мало-мощные прослои зеленовато- и голубовато-серых глин. Местами в песчаниках встречается мелкий детрит беззамковых брахиопод. Залегают толща с размывом на выветрелых глинах лонтоваской свиты, перекрывается несогласно нижнеордовикскими, реже верхнекембрийскими отложениями (скв. Алуksне). Нижняя и верхняя границы этой толщи отчетливые (см. рис. 7). Ее мощность колеблется от 2 (скв. Шкяуне) до 34 м (скв. Алуksне). Ранне-среднекембрийский возраст установлен по акритархам, среди которых наряду с формами, проходящими из нижнего кембрия, имеются представители родов *Baltisphaeridium* и *Micrystridium*.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Амгинский и майский ярусы. Среднекембрийские отложения широко распространены на описываемой территории, отсутствуют лишь в Северо-Восточной Эстонии и на западной окраине Ленинградской области. В Московской синеклизе они представлены моложской серией (центральная и западная зоны) и саблинской свитой (северо-западная зона), в Восточной Латвии — верхней частью цирмской толщи, в Эстонии — пааласкими слоями.

Моложская серия подразделяется на урдомскую и толбухинскую свиты, принадлежащие единому циклическому комплексу.

Урдомская свита отвечает амгинскому ярусу общей шкалы. Она сложена светло-серыми, почти белыми, мелкозернистыми, разнозернистыми, кварцевыми песками и слабосцементированными, иногда глинистыми, песчаниками; залегает на коре выветривания лежской свиты и перекрывается алевро-глинистыми образованиями толбухинской свиты (см. рис. 7). Нижняя граница — отчетливая, верхняя — менее четкая и определяется по каротажу. Мощность свиты меняется от 27 (скв. Валдайская) до 43 м (скв. Максатиха).

Толбухинская свита соответствует майскому ярусу. На рассматриваемой территории она сложена переслаивающимися зеленовато-серыми тонкослоистыми каолинит-гидрослюдистыми глинами и кварцевыми алевролитами с подчиненными прослоями песков и песчаников, местами (скв. Кувшиновская) составляющими большую часть разреза. Глины нередко образуют пласты мощностью до 10—12 м, алевролиты — как правило, не более 2—3 м. В породах встречаются остатки беззамковых брахиопод. Верхняя граница свиты с перекрывающими песчаными отложениями кабожинской серии носит следы размыва (см. рис. 7). Мощность свиты в скв. Максатиха составляет 38 м, в районе Валдая, Бологое, Пестово она уменьшается до 20—22 м, а в западном направлении, к району Торопца, свита полностью выклинивается.

Саблинская свита северо-западного крыла Московской синеклизы является, по-видимому, аналогом моложской серии. По берегам рек, от Ижоры на западе до Сяси на востоке, прорезающих ордовикский глинт, встречаются многочисленные обнажения пород свиты. В них саблинская свита впервые была выделена и изучена Л. Б. Рухиным (1939 г.).

Залегают саблинская свита с размывом на выветрелых глинах синеврской свиты. На крайнем западе Ленинградской области в обнажении

ях на р. Луга, в районе г. Кингисепп, местами встречаются линзы грубозернистых гравелистых песчаников, залегающих на тискрских тонкозернистых песках и алевролитах. Предполагается, что они — реликты саблинской свиты, которая заходила сюда с востока, но почти целиком была денудирована в предордовикское время. Перекрывается свита с размывом позднекембрийскими и нижнеордовикскими отложениями. Мощность ее в приглинтовой зоне — 10—17, в более южных районах — 28,0 м (скв. Красный Ударник).

Сложена свита светло-серыми, иногда желтоватыми, розоватыми и изредка вверху ярко-оранжевыми кварцевыми, в отдельных прослоях полевошпатово-кварцевыми, мелкозернистыми, косо- и горизонтально-слоистыми уплотненными песками, иногда с линзами кремнистых и карбонатных песчаников. Местами, чаще в низах разреза, присутствуют маломощные (1—2, редко 10—15 см) линзовидные прослои глины и алевролитов. Встречаются прослои, линзы и гнезда красноцветных и бурых песчаников, кольца Лизеганга, образованные диагенетическими процессами. В кровле свиты нередко присутствуют «бобовины» окислов железа. На отдельных участках (дер. Гертового на р. Тосна, реки Саря, Волхов и Сясь) в сохранившихся от размыва верхних частях разреза свиты в песках присутствуют остатки *Obolus ruchini* K h a z. et P o p o v, *O. rebrovi* K h a z et P o p o v, *Oepikites* sp., *Torellella* ex gr. *levigata* L i n n., *Voibocalina magnifica* M e l n.

Паалаские слои Юго-Восточной Эстонии распространены на Локновском поднятии, где залегают с размывом на лонтоваской свите, а в северной части площади (скв. Алатскиви) — на вакиской свите (см. рис. 8). Покрываются слои с размывом верхнекембрийскими и нижнеордовикскими отложениями. Сложены они светлыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, сходными по составу и положению в разрезе с песчаниками верхней части цирмской толщи Восточной Латвии и песками низов саблинской свиты. В основании паалаские слои содержат разнозернистые песчаники с крупными зернами кварца и каолинитом в цементе, в верхней части — тонкие прослои алевролитов. Палеонтологически паалаские слои слабо изучены. Мощность их от 10,9 (скв. Алатскиви, интервал 278,5—289,4 м) до 36,5 м (скв. Пылва, интервал 452,5—489,0 м).

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнекембрийские отложения соответствуют аюсокканскому, сакскому и аксайскому ярусам общей шкалы. Они распространены на большей части рассматриваемой территории и выклиниваются лишь в Северо-Восточной Эстонии и на северо-западе Ленинградской области, а также на юге, где уничтожены преддевонской эрозией. Залегают с перерывом на отложениях среднего кембрия, перекрываются с размывом ордовикскими образованиями. Нижняя и верхняя границы отчетливые. В центральной и западной частях Московской синеклизы верхнекембрийские отложения представлены кабожинской серией, в северо-западной прибортовой зоне — ладожской и петсерийской свитами. В приглинтовой части территории эти отложения обнажаются в долинах рек, пересекающих глинт. Мощность их в зоне глинта составляет 4—8 и увеличивается на восток — юго-восток к району Бологое — Пестово до 85—87 м.

В Кабожинской серии выделяются ситьская и пестовская свиты (см. рис. 7).

Песчаники ситьской свиты серые мелкозернистые, переслаивающиеся в верхней части с алевролитами, редко глинистыми алевролита-

ми и алевроитовыми, преимущественно гидрослюдистыми глинами. Мощность свиты от 20 (скв. Валдайская) до 48 м (скв. Пестовская), глубина залегания — от 1130 в районе г. Валдай до 1398 м вблизи дер. Максатиха.

Пестовская свита сложена переслаивающимися зеленовато- и голубовато-серыми тонкослоистыми алевроитовыми плотными глинами, аргиллитами и светло-серыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сидеритами. В породах встречаются обломки, редко целые створки оболид. В Валдайской и Пестовской скважинах в свите присутствует сидерит в конкрециях и цементе. Нижняя граница с песчаными породами среднего кембрия условная, верхняя — с отложениями ордовика отчетливая, со следами перерыва, маркируется базальным разнозернистым детритусовым песчаником с включениями гравия и гальки подстилающих пород. Стратиграфическое положение пестовской свиты установлено Е. А. Балашовой, определившей из верхней части ее в Пестовской скважине остатки трилобитов *Parabolina lobata rossica* Bal., *P. cf. longicornis* Westergard и *P. pestovensis* Bal. Вероятным аналогом нижней части кабожинской серии на западе территории является петсерийская свита Юго-Восточной Эстонии и прилегающих к ней районов Латвии и Псковской области.

Петсерийская свита сложена песчаниками, алевролитами и глинами с прослойками в основании более грубозернистых песчаников, содержащих гальки пород среднего кембрия (см. рис. 8). Перекрыта свита на большей части площади своего распространения песчаниками пакерортского, реже леэтского горизонта нижнего ордовика (скважины Мехикоорма, Красные Горы). Мощность свиты от 2,8 (скв. Пылва) до 10,7 м (скв. Петсери). В наиболее полных разрезах она имеет трехчленное строение: внизу залегают пески и песчаники, в средней части — глины и вверху — пески и песчаники. Верхняя часть свиты на большей части площади денудирована. Песчаники и алевролиты обычно светлые и буроватые, мелко- и тонкозернистые, кварцевые, с небольшим количеством полевых шпатов и слюды, с рассеянным детритом и створками оболид, особенно обильными в верхней пачке. Глины средней пачки светло-зеленовато-серые, алевроитистые, плотные, преимущественно гидрослюдистые, с примесью каолинита, с тонкими линзочками песка, с включениями кристаллов пирита и их агрегатов.

В глинах петсерийской свиты в скважинах Мехикоорма, Петсери и Хино (Юго-Восточная Эстония) выявлен [19] комплекс акритарх нижней части верхнего кембрия — *Crystallinium* sp., *Cymatiogalea* sp., *Dicthyotidium* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Leiofusa* sp., *Priscogalea* sp., *Timojeeva lancarea* (Cramer et Diaz) Vang., *T. phosphoritica* Vang., *Timojeevia* sp., формы типов *Veryhachium*, *Vulcanisphaera*.

Ладожская свита распространена в приглинтовой полосе от р. Ижора на западе до р. Сясь на востоке. В районе Будогощи она фациально замещается пестовской свитой. Залегает свита с размывом на саблинской и с размывом же перекрывается оболовыми песчаниками пакерортского горизонта. Границы свиты отчетливые, маркируются более грубозернистыми песчаниками в основании как ладожской свиты, так и пакерортского горизонта. Иногда к нижней части свиты приурочены железистые бобовины. Мощность свиты на р. Ижора — 1,3—1,4, на р. Тосна 0,3—0,4 м. Нередко она выклинивается на небольших расстояниях, а в восточном направлении мощность ее достигает 2,4 (р. Сясь) и 3,0 м (р. Волхов). На р. Назия и восточнее объем ее увеличивается за счет наращивания разреза более молодыми отложениями верхнего кембрия. На юг от глинта она возрастает (см. рис. 8) до 14 (в районе дер. Костово) и 18,8 м (в районе дер. Заречье).

Верхняя часть свиты в западных разрезах (р. Ижора) ложится непосредственно на пески саблинской свиты. В основании она содер-

жит фосфатные стяжения. В целом пески и песчаники преобладают в разрезе свиты. Они светло-серые, с желтоватым оттенком, а местами ожелезненные, охристые, по составу кварцевые с примесью полевых шпатов до 16 %, горизонтально- и местами наклоннослоистые, с обломками и створками беззамковых брахиопод. Встречаются песчаники плотные, обладающие плитчатой отдельностью. Глины и глинистые алевролиты окрашены в темно-серый, голубоватый и фиолетовый цвета; обычно они переслаиваются с более светлыми песчаниками, образуя маломощные слои (0,30 м) в средней части разреза свиты (р. Ижора), или более мощные (до 2 м) пачки (р. Волхов).

Позднекембрийский возраст свиты определяется присутствием беззамковых брахиопод *Obolus convexus* Pand., *Schmidtites ovatus* Pand., *Keyserlingia reversa* (Vern.), *Oepikites palaestrites* (Öpik), *Angulotreta postapicalis* Palm. и конодонтов *Westergaardodina moesbergensis* Müll., *W. bicuspidata* Müll., *W. fossa* Müll., *Phakelodus tenuis* Müll., *Furnishina* sp.

Отложения среднего и верхнего кембрия (Є₂₊₃) объединены на карте из-за малых мощностей, не позволяющих отобразить каждое из них в отдельности в заданном масштабе. Сложены они близкими по составу песчаными породами, охарактеризованными при рассмотрении отложений среднего и верхнего кембрия.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикская система представлена нижним, средним и верхним отделами. Ордовикские отложения распространены повсеместно, кроме северной и южной частей региона и свода Локновского поднятия. Они выходят на дочетвертичную поверхность на Ордовикском плато вблизи глинта, где обнажаются по рекам. На остальной площади они вскрываются скважинами и искусственными выработками. Разрез ордовика отличается полнотой и непрерывностью и содержит многочисленные, разнообразные, хорошо сохранившиеся органические остатки.

На рассматриваемой территории в ордовике выделяются три крупные структурно-фациальные зоны: Западная, Центральная и Восточная (рис. 9). Первые две из них отвечают соответственно частям Западно-Прибалтийской и Восточно-Прибалтийской структурно-фациальных зон Прибалтики, третья — совпадает с западной частью Московской синеклизы. Общее простирание ордовикских отложений почти широтное, падение на юг — юго-восток под углом 10—15°, мощность колеблется от 100—200 м в Центральной структурно-фациальной зоне до 300 м в Восточной (скв. Пестовская). В Юго-Восточной Латвии мощность достигает 235 м (скв. в дер. Лудза).

Залегают ордовикские отложения на большей части территории на породах нижнего и среднего кембрия с отчетливым стратиграфическим несогласием. В случае залегания их на верхнем кембрии перерыв в осадконакоплении незначительный и граница устанавливается с трудом. Перекрываются они преимущественно породами наровского горизонта среднего девона, на северо-востоке — верхнего девона, на юго-западе — силура, на ограниченной площади — четвертичными отложениями.

Представлены ордовикские отложения известняками, нередко глинистыми и доломитизированными, мергелями с фауной. Пески, аргиллиты, глины, обычно также с органическими остатками, находятся в основном в нижней части разреза; в среднем ордовике встречаются прослои горючих сланцев.

В настоящее время имеются две стратиграфические схемы ордовика. Унифицированная — для Русской платформы 1962 г. [84] и Регио-

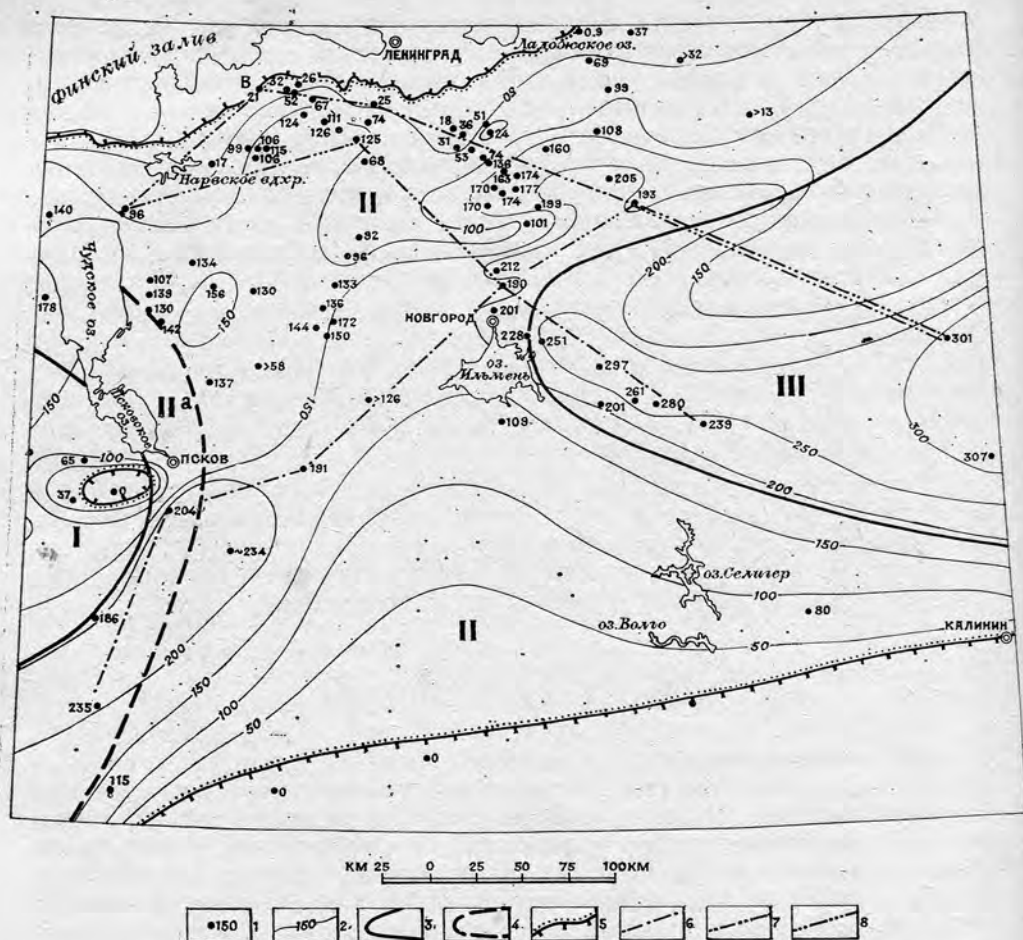


Рис. 9. Схема структурно-фациального районирования ордовикских отложений.

1 — мощность ордовикских отложений по скважинам, в м; 2 — изопахиты, в м; 3 — граница структурно-фациальных зон: I — Западной, II — Центральной, III — Восточной; 4 — граница внешней структурно-фациальной подзоны (II^а) Центральной зоны; 5 — граница современного распространения ордовикских отложений; 6—8 — линии разрезов скважин — к рис. 10, 11, 12 (6 — А—Б, 7 — В—Г, 8 — Д—Е).

нальная — Прибалтийская 1976 г. [85]. Первая основана преимущественно на данных изучения бентосной фауны, прежде всего брахиопод и трилобитов; в основу второй, тяготеющей к Скандинавии, положены граптолиты, хитинозои, остракоды, конодонты. Возможность полной корреляции этих двух схем сейчас практически отсутствует. Для настоящей карты принята схема 1962 г. (табл. 2), которая до сих пор используется при геологических работах на большей части рассматриваемой территории. В этой схеме использованы только тремадокский и ашгиллский ярусы общей шкалы, остальная часть разреза ордовика делится на надгорizontы.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В нижнем ордовике выделяются четыре горизонта: пакерортский, леэтский, волховский и кундский. Два последних объединяются в онтический надгорizont. Пакерортский и леэтский горизонты относятся

к тремадокскому ярусу, волховский — сопоставляется с аренигским, кундский — с нижней частью лланвирнского.

Нижнеордовикские отложения O_1 встречаются по всей области распространения ордовика и залегают на размытой поверхности всех отделов кембрия. Граница со средним ордовиком обычно выражена неотчетливо и определяется по фауне. Полная мощность отложений составляет в северной части территории 12—30, в Восточной структурно-фациальной зоне — до 100 (скв. Пестовская), на юго-западе — до 65 м (скважина в г. Выру). Из-за малой мощности горизонтов на геологической карте они объединены.

Тремадокский ярус и отникский надгоризонт. Пакерортский, лезтесский, волховский и кундский горизонты (O_1pk-kn). Отложения пакерортского горизонта распространены почти повсеместно, отсутствуют в юго-западной части Ленинградской области (скв. в дер. Красные Горы). Хорошо изучены только в приглинтовой полосе, где их мощность не превышает 9 м. В Восточной Латвии она составляет 1, в Псковской области — 13 (скв. Черская), а в скв. Пестовской — 28 м (рис. 10 и 11). Сложен горизонт внизу кварцевыми, часто ожелезненными, песками и песчаниками с включениями песчаных глин, и линзовидными прослоями аргиллитов, а в верхней части — буровато-коричневыми, почти черными, тонкослоистыми аргиллитами, местами с линзовидными песчаными прослойками и включениями пирита, гипса, галенита и конкреций антраконита. Эти две части разреза в приглинтовой зоне в Ленинградской области выделяются как тосненская и копорская свиты, которым в Северо-Восточной Прибалтике соответствуют каллавереская и тюрисалуская свиты. Копорская свита распространена ограниченно, она присутствует только на севере и востоке.

Нижняя граница пакерортского горизонта обычно отчетливая: грубопесчаный, иногда с базальным конгломератом и детритом фауны, нижний слой тосненской свиты ложится на неровную с карманообразными углублениями поверхность кембрийских мелкозернистых песчаников. Верхняя граница также отчетливая, местами с плохо выраженными следами размытия. Иногда наблюдается перерыв между тосненской и копорской свитами, выражающийся в выпадении верхней части тосненской свиты (к востоку от дер. Гостилицы на р. Тосна) и появлении в ее кровле железистой «корки».

В области глубокого залегания ордовикских отложений, где выход керна рыхлых песчаных пород плохой, пакерортский горизонт изучен недостаточно. В ряде скважин — в деревнях Красный Ударник, Крестецких, Валдайской, Порховской, Куневичской, Будогощской (см. рис. 11) пакерортские отложения, внешне сходные с кембрийскими, представлены неравномерно переслаивающимися серыми кварцевыми песчаниками и алевролитами с тонкими прослоями серых и пестроцветных аргиллитов и плотных глин. В Пестовской скважине мощность аргиллитов, сопоставляемых с копорской свитой, 19 м.

Характерно для тосненской свиты присутствие многочисленных остатков хитиново-фосфатных раковин беззамковых брахиопод *Obolus apollinis* Eichw., *Helmersenia ladogensis* Jer. и др., иногда образующих промышленные скопления фосфатных руд (г. Кингисепп). Изучение конодонтов указывает на присутствие в этой свите *Cordylodus proavus* Müll., *C. oklahomensis* Müll., *C. lindstromi* Druce et Jon., *C. prion* Müll., *C. angulatus* Pand., *C. rotundatus* Pand., что говорит о наличии здесь всех конодонтовых зон нижнего тремадока [8]. К верхней его зоне относится и копорская свита, в которой кроме граптолитов *Dictyonema flabelliforme* (Eichw.), *D. rossicum* Obut часто встречаются конодонты *Cordylodus angulatus* Pand. и *C. rotundatus* Pand.

Корреляционная схема ордовикский отложений

Общая стратиграфическая шкала			Корреляция субрегиональных стратиграфических схем			
			Используемая унифицированная схема Русской платформы 1962 г.	Запад Московской синеклизы (Яковлев, 1971 г.)	Орловское плато (Селиванова, 1970 г.)	Северо-Восточная Эстония (Решения МСК, 1978 г.)
система	отдел	ярус	горизонт, слой	горизонт	надгоризонт, горизонт, свита, слой	горизонт, подгоризонт
Висская	Верхний	Ашгилский	Поркунский		Плюсский	Поркунский
			Пиргуский			Пиргуский
			Вормский			Вормский
			Набальский			Набальский
			Везенбергский	Везенбергский	Везенбергский	Раквереский
						Оандуский
			Кегельский	Кегельский	Кегельский	Кейлаский
			Хреницкий	Хреницкий	Хреницкий	Йыхвиский
		Верхний	Плюсский		Плюсский	Поркунский
						Пиргуский
						Вормский
						Набальский
			Везенбергский	Везенбергский	Везенбергский	Раквереский
						Оандуский
			Кегельский	Кегельский	Кегельский	Кейлаский
			Хреницкий	Хреницкий	Хреницкий	Йыхвиский

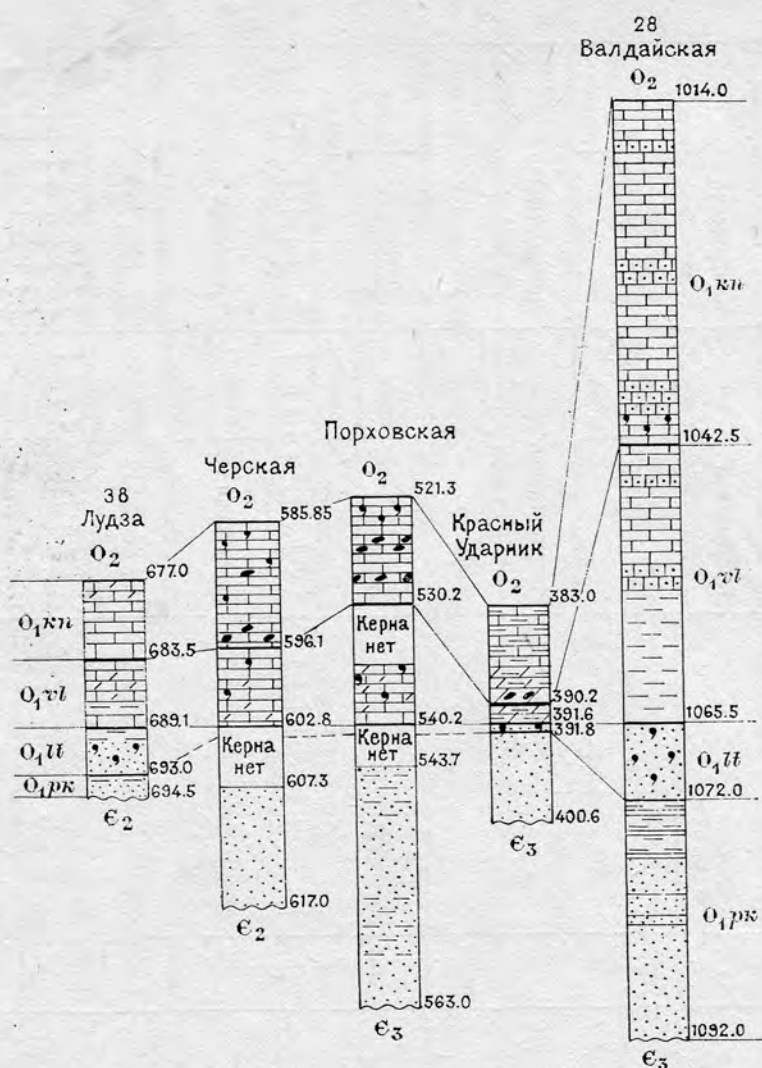


Рис. 10. Схема корреляции разрезов скважин по линии А—Б. Нижний ордовик.

Усл. обозн. см. к рис. 12.

Леэтский горизонт. Отложения горизонта распространены повсеместно и залегают на породах пакерортского горизонта или верхнего кембрия (скв. в дер. Красные Горы). Мощность горизонта не превышает 3, обычно 1 м и только в скв. Крестецкой достигает 4,9 м. Нижняя граница отчетливая прежде всего благодаря резкой смене состава и окраски пород, верняя — или резкая, или нечеткая, выявляемая только по палеонтологическим данным. Сложен горизонт темно-зелеными глинистыми галуконитово-кварцевыми песками и песчаниками с прослоями глин. Кверху песчаники становятся более плотными за счет появления карбонатного цемента и местами постепенно переходят в доломитизированные и глинистые известняки волховского горизонта.

Характерными формами леэтского горизонта являются *Megalaspides schmidtii* L a m., *M. inostranzewi* (L a m.), *Protopliomerops primigenus lamanskii* (F. S c h m.), *Angusticardinia recta* (P a n d.), *Archaeorthis christiana* (K j e r.), *Panderina bocki* (L a m.), *Ranorthis parvula* (L a m.), *Tetragraptus* sp. *Didymograptus* sp. Комплекс конодонтов,

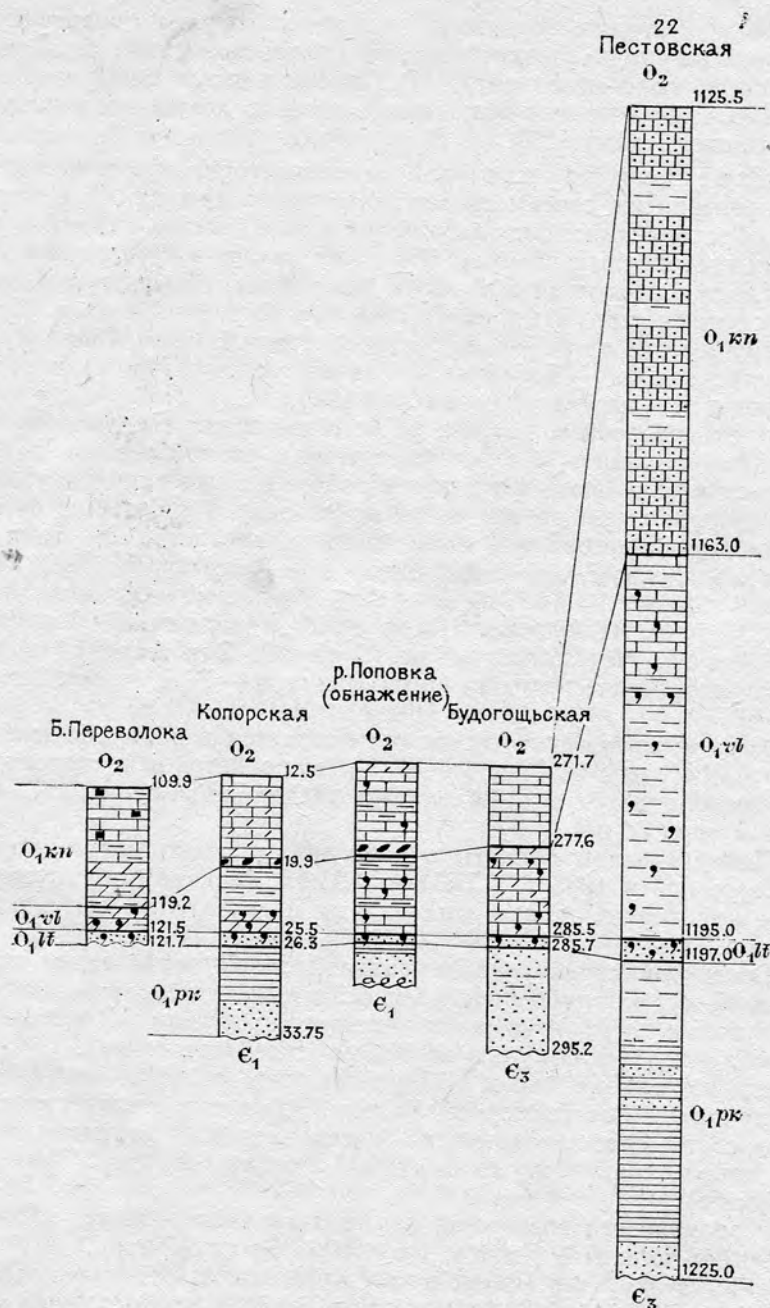


Рис. 11. Схема корреляции разрезов скважин по линии В—Г.
Нижний ордовик.

Усл. обозн. см. к рис. 12.

в который входят *Drepanodus proteus* Lind., *Oistodus parallelus* Pand., *Scandodus pipa* Lind., *Prioniodus* sp., свидетельствует об арегическом возрасте этой части разреза.

В отдельных обнажениях на глинте (реки Лава, Назия) в нижней части лезтских отложений обнаружены *Paltodus deltifer* (Lindstr) и *Siphonotreta* cf. *acrotretomorpha* Gorjan, указывающие на поздне-тремадокский возраст пород. На основании этих находок выделена назиевская свита мощностью до 0,3 м, рассматриваемая как аналог варан-

гуской пачки Эстонии, относимой к цератопигиевому горизонту [9]. Оконтурировать площадь распространения називеской свиты в Ленинградской области пока невозможно. В Прибалтийской стратиграфической схеме 1976 г. отложения, включенные нами в леэтский горизонт, отнесены к латорпскому [85].

Волховский горизонт. Отложения горизонта мощностью 2—7 м распространены повсеместно и залегают на леэтских с резким контактом, обусловленным литологическими различиями. Изредка наблюдается их постепенный переход. Верхняя граница в большинстве случаев совпадает с подошвой кундского известняка, обогащенного железистыми оолитами так называемого нижнего чечевичного слоя. На крайнем северо-востоке в некоторых разрезах (реки Волхов, Сясь) кундская фауна встречена на 1—5 м ниже чечевичного слоя и граница в этом случае проводится в местах ее появления [24].

В стратотипическом разрезе р. Волхов горизонт сложен переслаиванием плотных тонко- и толстоплитчатых в разной степени доломитизированных и глинистых известняков, обогащенных глауконитом, количество которого уменьшается вверх по разрезу. Характерны бугристые поверхности напластования известняковых прослоев. По трилобитам горизонт расчленен на три зоны: нижнюю — *Asaphus priscus* Lam., *Megistaspis limbata* (Sars. et Boeck), среднюю — *Asaphus bröggeri* Dalm., *Megistaspis hyorhina* (Leucht.) и верхнюю — *Asaphus lepidurus* Nieszk., *Megistaspis gibba* (Schm.). Эти зоны совпадают с местными литологическими пачками (дикари — В_{11а}, желтяки — В_{11б}, фризмы — В_{11γ}).

В Эстонии волховский горизонт понимается в ином объеме: аналогичной нижней его части мощностью до 3 м включается в латорпский горизонт. Обосновывается это находками *Megistaspis estonica* Tjern. и *Prioniodus evae* Lind.

В Ленинградской области в основании волховского горизонта С. П. Сергеевой в 1963 г. (ЛПИ им. А. И. Герцена) обнаружены латорпские конодонты, однако этих данных недостаточно для пересмотра его объема.

В Восточной структурно-фациальной зоне волховский горизонт представлен более глубоководными осадками, в основном известковистыми глинами, мергелями и глинистыми известняками, пестроцветными, с глауконитом мощностью до 32,2 м (скв. Пестовская).

В том же объеме, что и в Ленинградской области, волховский горизонт принят в Юго-Восточной Латвии. Здесь ему соответствует дрейсейкская свита, сложенная красно- и сероцветными глинистыми детритовыми известняками и доломитами мощностью до 15,5 м (скв. в дер. Алуksне).

Для волховского горизонта, кроме названных форм, характерны *Productorthis obtusa* (Pand.), *Paurorthis parva* (Pand.), *Porambonites reticulatus* Pand., *Pseudocrania antiquissima* Eichw., *Endoceras glauconiticum* Heintz., *E. laxiseptatum* Bal., *Pterygometopus selerops* (Dalm.), *Illaenus centrotus* Dalm.

Кундский горизонт. Отложения распространены повсеместно. Их мощность составляет 5—9 м, на юго-восток увеличивается до 37,5 м (скв. Пестовская). Особенностью пород горизонта является присутствие линзовидных скоплений или единичных бурых железистых оолитов (чечевичек), образующих так называемые нижний и верхний чечевичные слои.

Более выдержан нижний чечевичный слой, обычно фиксирующий нижнюю границу горизонта. Но к востоку от р. Лава ниже этого слоя в породах присутствует фауна кундского горизонта. Граница с волховским горизонтом в этом случае проводится по фауне — на р. Волхов, например, на 3 м ниже нижнего чечевичного слоя.

В настоящее время установлено, что верхний чечевичный слой не всегда маркирует кровлю кундского горизонта. Он иногда исчезает из разреза или распадается на несколько прослоев (южнее Волхова — до 8), иные из которых по возрасту могут быть не только таллинскими, но и кундскими. В кундском горизонте В. В. Ламанским выделены три трилобитовые зоны (снизу вверх): *Asaphus lamanskii* Schm., *A. expansus* Dalm. (В_{IIIα}), *Asaphus raniceps* Dalm (В_{IIIβ}), *Asaphus eichwaldi* Schm., *Ptychopyge globifrons* (Eichw.) (В_{IIIγ}).

В Ленинградской области верхняя часть зоны В_{IIIγ}, где собственно и встречается *Asaphus lamanskii* Schm. мощностью до 6 м (на р. Волхов), рассматривается в составе таллинского горизонта (Т. Н. Алихова и др.). В Прибалтике в настоящее время верхняя граница кундского горизонта проводится, как предлагал В. В. Ламанский, по кровле зоны В_{IIIγ}.

На большей части территории в пределах Ордовикского плато горизонт представлен мелко- и тонкозернистыми, в различной степени доломитизированными и глинистыми известняками с тонкими прослоями глин. В Восточной структурно-фациальной зоне отложения имеют более глинистый состав и представлены глинистыми известняками, мергелями, зеленовато-серыми карбонатными глинами. Скопления оолитов здесь отсутствуют. В Юго-Восточной Латвии они представлены плотными красно- и сероцветными известняками и мергелями, в верхней части (юодупская свита) содержащими оолитовые прослои.

Кроме упомянутых ископаемых для кундского горизонта характерны *Licophoria nucella* (Dalm.), *Orthis calligramma* Dalm., *Iru concava* (Pahl.), *Porambonites inflexus* (Pand.), *Endoceras incognitum* Schr., *E. duplex* Wahl., *Cyclendoceras cancelatum* (Eichw.), *Megistaspis gigas* (And.), *M. heroica* (Jaap.), *Asaphus cancellatum* Eichw.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В среднем ордовике (О₂) выделяются таллинский, куерский, идаверский, хривицкий, кегельский горизонты. Первые три объединяются в пуртский надгоризонт, два других — в иевский. Таллинский горизонт сопоставляется с верхней частью лланвирнского и лландейлским ярусом, а остальные — с нижней и средней частями карадокского яруса.

Полная мощность отложений среднего ордовика на большей части территории составляет 70—100, в Восточной структурно-фациальной зоне она увеличивается до 201 м в районе Пестово (рис. 12).

Площадь распространения среднеордовикских пород такая же, как нижнеордовикских, на которых они залегают без следов перерыва. Стратиграфическое положение нижней границы отдела рассмотрено выше. Перекрываются среднеордовикские отложения верхнеордовикскими в центральной и западной частях рассматриваемой территории, где верхняя граница отдела проходит внутри однородной толщи карбонатных пород и определяется по фауне; на остальной площади на них трансгрессивно залегают породы среднего и верхнего девона.

Сложен средний ордовик известняками и мергелями, в различной степени доломитизированными, иногда с прослоями горючего сланца. Стратиграфическое расчленение отдела возможно только на палеонтологической основе. Для этой цели в Прибалтике успешно используются остракоды и хитинозон. Использование граптолитов ограничено тем, что их остатки в карбонатных породах встречаются редко.

Существуют две точки зрения на положение верхней границы среднего ордовика. Согласно первой, принятой в данной объяснительной записке, она проводится по подошве везенбергского горизонта. Основанием для этого является обновление состава фауны на этом уровне.

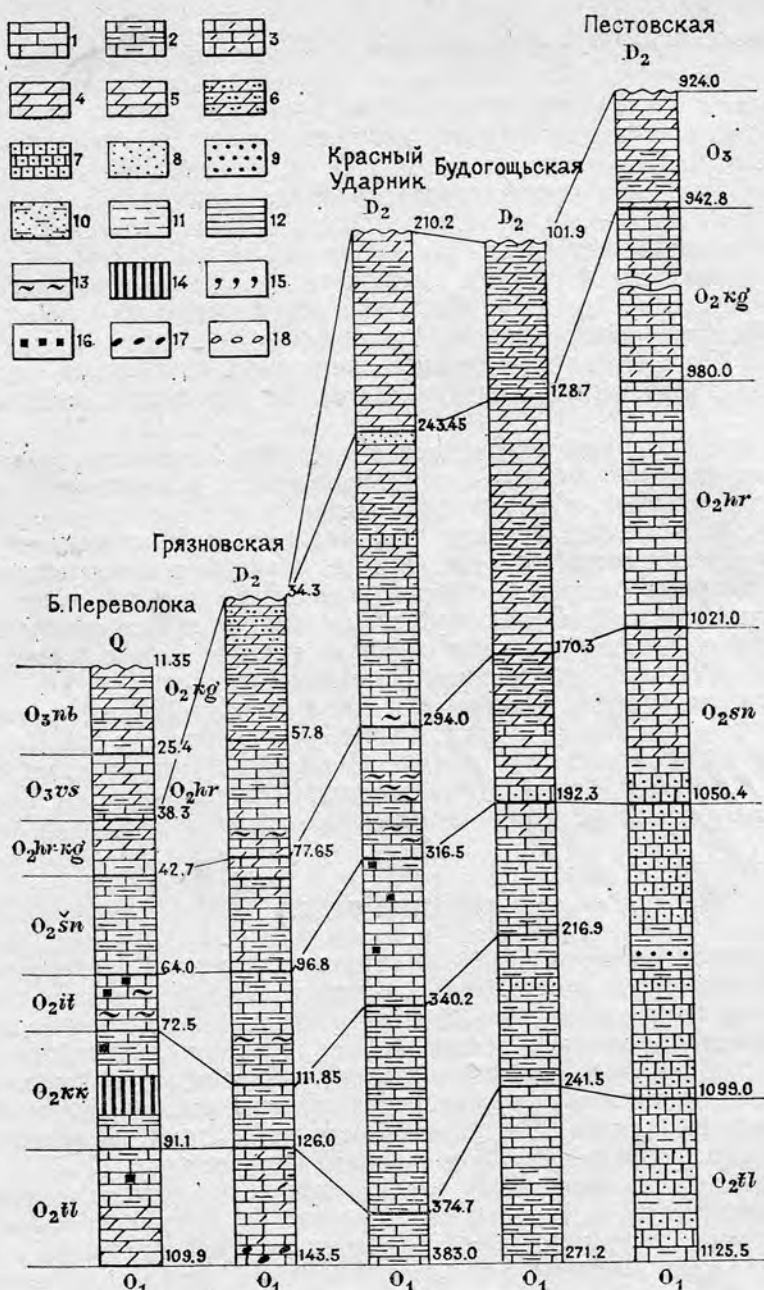


Рис. 12. Схема корреляции разрезов скважин по линии Д—Е.
Средний — верхний ордовик.

1 — известняк; 2 — известняк глинистый, мергель; 3 — известняк доломитизированный; 4 — доломит; 5 — доломит глинистый, мергель доломитовый; 6 — доломит песчаный; 7 — песчаник; 8 — песок мелкозернистый; 9 — песок средне- и крупнозернистый; 10 — песок глинистый; 11 — глина; 12 — глина уплотненная; 13 — прослои и примазки кукурсита; 14 — пачка карбонатных пород, обогащенная кукурситом; 15 — глауконит; 16 — пирит; 17 — железистые стяжения; 18 — гальки и гравийные зерна.

Геологические индексы: O_1 — нижний ордовик (горизонты: pk — пакерортский, lt — лезтский, vl — волховский, kp — кундский); O_2 — средний ордовик (горизонты: tl — таллинский, kk — кукурский, it — итферский, sh — шундоровские слои, hr — kg — хреницкий-кегельский); O_3 — верхний ордовик (горизонты: vs — везенбергский, pb — набальский).

Цифры с правой стороны колонок скважин — глубина, в м.

Среди брахиопод, начиная с везенбергского времени, главное развитие получают строфомениды, ортиды и атрипиды (появляется ряд новых родов), приходят в упадок клитамбонитацен (представлены только двумя родами *Vellamo* и *Imarinia*), полностью исчезают семейства *Estlandiidae* и *Kulervoidae*. Среди трилобитов появляются новые роды: *Præetus*, *Jsotelus*, *Styginae*, из табулят — фавозитиды, хализитиды, хелиолитиды, из рyzoz — *Kiaerophyllum* и *Grewingkia* [2].

Вторая точка зрения (о более высоком положении этой границы в основании набальского горизонта) была высказана Р. М. Мяннилем [65]. В 1976 г., на основании находки в Прибалтике *Climacograptus diplacanthus* Bulm. он переместил ее в середину набальского горизонта внутри воореской свиты [66]. В таком виде эта граница вошла в унифицированную стратиграфическую схему Прибалтики 1976 г. В качестве ее обоснования приведены находки ниже этого уровня граптолитов зоны *Dicranograptus clingani*: *Climacograptus diplacanthus* Bulm., *Dicranograptus clingani* S a g s., *Corinoides* sp., а выше — форм, характерных для верхнего ордовика: *Archeoretiolites regimontianus* E i s., *Rectograptus* cf. *graciles* (R o e m.) и др.

Пуртский надгоризонт. Таллинский горизонт (O_2tl). Отложения распространены повсеместно. На территории Прибалтики из состава горизонта образованы азериский, ласнамягинский и частично ухакусский горизонты.

Мощность отложений горизонта на большей части территории составляет 12—20 м, на юго-западе она немного увеличивается, в Восточной структурно-фациальной зоне достигает 34 м (скв. Валдайская). Залегают таллинские отложения на кундских без следов перерыва. Иногда нижняя граница совпадает с подошвой нижнего чечевиного слоя. Также без перерыва они перекрываются кукерскими отложениями. В большинстве случаев границы горизонта устанавливаются на основании фауны.

На большей части территории горизонт сложен однообразными доломитизированными глинистыми известняками, иногда органогенно-обломочной структуры, известковистыми доломитами с прослоями мергелей и глин. В Юго-Восточной Латвии встречаются детритовые и глинистые известняки и мергели, часто с гетитовыми псевдооолитами, в Восточной структурно-фациальной зоне разрез характеризуется более глинистым составом менее доломитизированных известняков и отсутствием чечевидных прослоев.

Наиболее детально таллинские отложения расчленены на р. Волхов, где по литологии и фауне, прежде всего по остаткам трилобитов, выделены свиты волховстройская (характерны *Asaphus eichwaldi* Sch m., *A. cornutus* P a n d., *A. kowalewskii* L a u g.), порожская (*Asaphus ornatus* P o m p.) и валимская (*Asaphus devexus* (E i c h w.)).

Волховстройская свита представлена серыми, часто мергелистыми известняками, переслаивающимися с глинами, местами с одним или несколькими (на западе территории) оолитовыми прослоями в нижней части мощностью до 14,5 м; порожская — чередованием серых толстослоистых доломитизированных и тонкослоистых рыхлых известняков мощностью до 8,9 м; валимская — чередованием зеленовато-серых, с яркими фиолетовыми и желтыми разводами, тонкослоистых доломитизированных известняков и мергелей мощностью до 7,3 м [24].

Волховстройской свите в Прибалтике соответствуют азериский и самая верхняя часть кундаского горизонта, порожской — ласнамягинский и самая нижняя часть ухакусского горизонта, валимской — средняя часть ухакусского горизонта.

На большей части территории, удаленной от глинта, где расчленение отложений осуществляется по керну скважин, а породы более однообразны по составу, таллинский горизонт на свиты не расчленяется.

Среди многочисленной и разнообразной фауны для таллинского горизонта, кроме названных трилобитов, характерны *Christiania oblonga* (P and.), *Leptestia humboldti* (Vern.), *Porambonites verneuili* Lessn., *Clitambonites adscendens* (P and.), *Orthoceras regulare* Schloth., *Endoceras rectostrigatum* Schröd., *Asaphus platyurus* Ang., *Echinosphaerites aurantium* infra Heck., *Heliocrinites balticus* Eichw., *Steusloffia linnarssoni* (Kr.), *Tallinella marchica* (Kr.), *Sigmoopsis perpunctata* Öp. и др.

Отложения кукерского горизонта (O_2kk) распространены повсеместно. Их мощность в северной и юго-западной частях территории не превышает 25 м. На юго-востоке она увеличивается, достигая 39,7 м (скв. Валдайская). Кукерские отложения залегают на таллинских без следов перерыва. Также без перерыва они перекрываются идаверским горизонтом. Границы горизонта устанавливаются в большинстве случаев только по фауне. В районе промышленной разработки горючих сланцев на Ленинградском месторождении нижняя граница горизонта проводится в основании первого слоя сланцев, в котором появляется кукерский комплекс фауны, т. е. на 5—5,5 м ниже промышленной пачки, а верхняя — по кровле прослоя кукерсита мощностью до 0,9 м. В том же районе, но на территории Эстонии, нижняя граница проводится по подошве промышленного пласта горючих сланцев, или там, где его нет; по пиритизированной поверхности перерыва, выше которого появляются прослои кукерсита.

На западе Ордовикского плато кукерский горизонт сложен слабо-доломитизированными глинистыми известняками с прослоями кукерсита, разрабатываемых как полезное ископаемое. Кукерсит — желтовато-бурая глинистая, мергелеподобная сланцеватая порода, образовавшаяся из морского сапропелитового ила и почти целиком состоящая из остатков микроскопических водорослей *G. lecapsomorpha prisca* Zall. Число прослоев кукерсита на Ленинградском месторождении достигает 16, из них 4, сближенные между собой, образуют промышленную пачку мощностью до 2,8 м.

На востоке Ордовикского плато горизонт представлен в нижней части глинистыми и сильно глинистыми известняками, переходящими в мергели, в верхней — менее глинистыми, сильно доломитизированными известняками и доломитами. Прослои кукерсита здесь отсутствуют.

В Восточной Латвии горизонт представлен известняками и мергелями, в верхней части с прослойками метабентонита — тонкослоистых, гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин.

В Восточной структурно-фациальной зоне кукерские отложения характеризуются наибольшей глинистостью и представлены мергелями, глинистыми, местами доломитизированными известняками с прослоями известковых глин, иногда с тонкими примазками и пропластками кукерсита.

В кукерских породах содержится разнообразная обильная фауна: *Platystrophia bifurcata* Schl., *P. dentata veimarnensis* Al., *Porambonites kukersensis* Bekk., *Dalmanella navis* Op., *Chasmops odini* (Eichw.), *Cheirurus spinulosus* Schm., *Echinosphaerites aurantium* supra Heck. и др.

Идаверский горизонт (O_2id) распространен повсеместно. На большей части территории расчленяется на итферские и шундоровские слои, в Прибалтике — на нижний и верхний подгорizontы.

Мощность горизонта на севере территории 25—35 м. В Юго-Восточной Латвии (скв. в г. Лудза) мощность нерасчлененных идаверского и вышележащего йыхвиского горизонтов составляет 35 м. На юго-востоке территории мощность постепенно увеличивается до 46,2 м (скв. в дер. Красный Ударник). Нижняя граница определяется с трудом, так как породы и остатки фауны близки к кукерским. Принятый на западе

Ордовикского плато Б. П. Асаткиным за основание горизонта мало-мощный прослой ноздреватого известняка, пронизанного ветвистыми ходами, заполненными бурой железистой массой, на большей части территории не прослеживается. В Прибалтике нижняя граница проводится по появлению хитинозой *Eremochitina dalbyensis* Lau f.

Верхняя граница горизонта определяется также в основном только по фауне. В Эстонии она маркируется прослоем метабентонита. В Юго-Восточной Латвии эта граница не улавливается и идаверский горизонт не отделяется от йыхвиского (хревицкого).

Идаверский горизонт сложен глинистыми мергелеподобными доломитизированными известняками и доломитами, на западе включающими в себя тонкие прослои метабентонита.

Итферские слои (O_{2it}) по литологии и фауне мало отличимы от кукерского горизонта и в Восточной структурно-фациальной зоне (скважины Валдайская, Пестовская и др.) вообще не могут быть отделены от него. На большей части территории их мощность составляет 13—17, изредка менее 10 м. К югу и юго-востоку она увеличивается и достигает 24 (скв. в дер. Красный Ударник) и даже 37,1 м (скв. Валдайская). Верхняя граница итферских слоев обычно связана с появлением в разрезе остатков губок и их спикул, характерных для перекрывающих шундоровских отложений.

Сложены итферские слои однородными, обычно толстоплитчатыми глинистыми мергелеподобными известняками, часто доломитизированными, и известковистыми доломитами. Иногда встречаются тонкие прослои глины и (особенно в нижней части) кукерсита. На юге и востоке территории наблюдается увеличение глинистости разреза и доломитизации пород.

Остатки фауны более редки, чем в кукерском горизонте. Характерными являются *Cyrtionotella concava* (Eichw.), *Platystrophia dentata lata* Al., *P. chama* Eichw., *Vellamo praeemarginata* Al., *Chasmops wrangeli* (Schm.), *Illaenus sphaericus* Halim. и др.

Шундоровские слои (O_{2sn}) по составу пород очень близки к подстилающим итферским отложениям, поэтому их выделение возможно только по фауне и прежде всего по присутствию остатков губок. Мощность шундоровских слоев колеблется в пределах 13—25, в скв. Пестово она достигает 29,4 м. Сложены они доломитизированными известняками, реже доломитами. Часто встречаются глинистые, мергелеподобные доломитизированные известняки, переходящие в толстоплитчатые доломиты. Тонкие прослои (до 0,8 м) и примазки кукерсита встречаются чаще, чем в итферских слоях, и обычно приурочены к верхней половине разреза.

Вопрос определения объема шундоровских слоев до сих пор остается спорным. Ленинградские геологи [2, 24] вслед за Б. П. Асаткиным считают, что главным критерием при этом является присутствие остатков губок. Р. М. Мянниль [65] указывает на возможность присутствия остатков *Pyritonema* и выше по разрезу.

Остатки фауны довольно многочисленны: *Opikina dorsata assatkini* Al., *Porambonites baueri* Naetl., *Westonia directa* Gorjan., *Carpospongia globosa* (Eichw.), *Aulocopium aurantium* (Osw.), *Caryospongia diadema* (Kl.), *Hindia sphaeroidales* Duns., *Pyritonema subulare* (Roem.) и др.

Иевский надгоризонт. Хревицкий горизонт (O_{2hr}) в Прибалтике соответствует йыхвискому горизонту. Как самостоятельное стратиграфическое подразделение устанавливается только по фауне, в области выходов на поверхность на Северо-Западе Ленинградской области и Севере Эстонии, а также в Валдайской и Псковской скважинах. В районе г. Волосово выделяется по литологическим признакам. На остальной территории вместе с кегельским горизонтом он составляет не-

расчлененный иевский надгоризонт. В Юго-Восточной Латвии хревицкие отложения не отделяются от подстилающих идаверских.

Мощность хревицкого горизонта на Ордовикском плато достигает 20 (скв. Грязновская), а в скв. Пестовской — 41 м (см. рис. 12). Границы горизонта устанавливаются по фауне, а в Эстонии условно проводятся по прослоям метабентонита (нижняя — по прослою b, верхняя — d).

Горизонт сложен доломитизированными глинистыми известняками, местами органогенно-обломочными. Встречаются примазки и прослой кукурсита мощностью до 10—15 см. В Восточной структурно-фациальной зоне, кроме глинистых, местами доломитизированных известняков, иногда встречаются доломиты, а в нижней части маломощные (до 10 см) прослой кукурсита.

Характерными для хревицкого горизонта являются *Clinambon anomalus* Schl., *Porambonites schmidtii* Noetl., *Sowerbyella trivialis* Rößm., *Platystrophia trapezoidalis* Al., *P. linx* Eichw., *Chasmops maxima* Eichw. и др.

Кегельский горизонт (O_2^{kg}) в Прибалтике именуется кейласким. Распространен повсеместно. На северо-западе территории выходит на дневную поверхность почти на всей южной части Ордовикского плато.

Мощность кегельского горизонта 10—20, в скв. Пестовской она увеличивается до 37,2 м. Нижняя граница проводится по фауне, а в Северной Эстонии условно, по подошве так называемого «главного» прослоя метабентонита мощностью 10 см. Верхняя граница также определяется по фауне. В Юго-Восточной Латвии она дает возможность отделить кегельские отложения от вышележащих везенбергских (-оандуских).

Горизонт сложен доломитами тонкозернистыми, алевроитистыми, изредка глинистыми, с прослоями органогенно-детритовых. В скв. Пестовской вскрыты доломитизированные и глинистые известняки, мергели с прослоями доломитов.

В Северной Эстонии встречаются грубодетритовые и биогермные известняки общей мощностью до 15 м, выделяемые в вазалеммскую свиту, верхняя часть которой относится к оандускому горизонту. По принятым здесь представлениям вазалеммские отложения — грубокристаллические цистонидные известняки мощностью до 10 м, содержащие типичную иевскую и кегельскую фауну, — относятся к кейласкому горизонту и рассматриваются как фация его отложений. Вышележащие биогермные известняки мощностью до 5 м содержат везенбергскую фауну и относятся к этому горизонту.

Для кегельского горизонта характерны *Strophomena asmusi* (Vern.), *Horderleyella kegelensis* (Al.), *Sowerbyella forami* Rößm., *Vellamo magna* Op., *Conolichas deflexus* (Ang.), *Pseudobasilicus* cf. *kegelensis* (Schm.),

Иевский надгоризонт нерасчлененный (O_2^{iv}) распространен на большей части Псковской, Новгородской, на востоке и юге Ленинградской области. Мощность надгоризонта на востоке Ленинградской области более 55,4 м (скв. Киришская), в районе г. Сланцы уменьшается до 8,9 м (скв. в дер. Б. Переволока). В западных районах он сложен сильно доломитизированными, слабоглинистыми известняками с прослоями доломитов. В восточных районах преобладают доломиты, нередко сильноглинистые, переходящие в мергели. В верхней части надгоризонта доломиты песчаные, иногда переходящие в доломитовые песчаники. Характерно присутствие прослоев кукурсита, на Чудово-Бабинском месторождении представляющих промышленный интерес (мощность промышленной пачки 1,32—2,8 м). Прослой приурочены к средней и нижней частям надгоризонта и залегают на глубине около 100 м.

В породах иевского надгоризонта остатки фауны встречаются довольно часто, но обычно плохой сохранности — выщелочены, перекристаллизованы, пиритизированы и не обеспечивают выявления комплексов, характерных для отдельных горизонтов.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В верхнем ордовике (O_3) выделяются везенбергский, набальский, вормский, пиргуский и поркунский горизонты. Первые три, объединенные в плюсский надгоризонт, сопоставляются с верхней частью карадокского яруса; два остальных относятся к ашгиллскому ярусу. В Прибалтике аналоги везенбергского горизонта отнесены к среднему ордовика и расчленены на оандуский и раквереский горизонты.

Верхнеордовикские отложения распространены на меньшей площади, чем среднеордовикские: из района верхнего течения р. Сясь они узкой широтной полосой вытягиваются на запад, вблизи Чудского озера эта полоса резко расширяется. Кроме того, они установлены в Пестовской скважине (нерасчлененные, мощностью 18,8 м). Мощность отложений отдела достигает 110, а на юго-западе территории — 130 м.

В полном объеме верхнеордовикские отложения наблюдаются на крайнем юго-западе территории, где перекрываются силурийскими (лландоверийские) отложениями. Граница между ордовиком и силуром нечеткая, но местами между ними фиксируется небольшой перерыв. На остальной площади верхнеордовикские породы полностью или частично размыты. В последнем случае они перекрываются девонскими или четвертичными отложениями.

Плюсский надгоризонт. Везенбергский горизонт (O_3wb). Среди верхнеордовикских отложений наиболее широко распространен, протянувшись на восток вплоть до р. Сясь. Его мощность на всей территории не превышает 20 м. Залегает на кегельских отложениях без перерыва и может быть отделен от них только по фауне. В междуречье Волхова и Сяси горизонт установлен по находкам *Sowerbyella sladen-sis* J o n., *Rafinesquina inaequiclin* A l.

Не менее сложно устанавливается и верхняя граница горизонта, даже в районах лучше изученных. В Эстонии и Латвии она проводится только по фауне, прежде всего по остракодам.

Везенбергский горизонт сложен на востоке светлыми, скрытокристаллическими доломитами; прослои известняков встречаются редко. В западных районах в составе пород присутствуют почти белые плотные известняки, доломитизированные известняки и доломиты с прослойками до 3 см и примазками зеленовато-серой глины. На юго-западе горизонт сложен зеленовато-серыми глинистыми мергелями и глинами с прослоями известняков.

Остатки фауны встречаются редко, наиболее характерные *Chastops wesenbergensis* W y s o g., *Vellamo wesenbergensis* P a h l., *Rafinesquina subuequiclin* A l., *R. inaequiclin* A l., *Sowerbyella sladen-sis* J o n. В Прибалтике для этого уровня характерны *Disulcina perita* S a g v., *Bichilina posterovelata* S a g v., *Pseudotallinella regalis* N e c k., *Bolbina major* (K r.), *B. rakverensis* S a g v.

Набальский горизонт (O_3nb) распространен на крайнем западе Ленинградской и Псковской областей, где его породы обнажаются на р. Плюсса, а также в Эстонии и Латвии.

Мощность горизонта у северо-западной оконечности Чудского озера достигает 39, на юго-востоке Латвии не превышает 15 м (скв. в г. Малта). В Псковской области нерасчлененная толща, включающая также вормские отложения, имеет мощность 27,35 м (скв. в дер. Чер-

ская). Нижняя граница с везенбергским горизонтом нечеткая и устанавливается по фауне. То же относится и к верхней его границе. В Псковской области, где набальский горизонт вскрыт малым числом скважин, он практически неотделим от перекрывающего вормсского горизонта.

В Эстонии набальский горизонт расчленен на пазкнаскую и сауньяскую пачки, вместе с подстилающими рягаверескими слоями и тырремягиской пачкой они составляют воорескую свиту. В Юго-Восточной Латвии воореская свита расчленена на три пачки (выделяемые не везде), две верхние из которых соответствуют набальскому горизонту. Нижняя граница горизонта в Прибалтике проводится по появлению набальских остракод *Distobolbina nabalaensis* S a r v, *Brevibolbina dimorpha* S a r v, *Disulcina explicata* S a r v в подошве сауньяской пачки.

Представлен набальский горизонт почти белыми, иногда пестроокрашенными; микрокристаллическими сливными известняками, глинистыми известняками и доломитами с маломощными пропластками пестрых глин, на юго-западе территории — зеленовато-серыми мергелями и неяснослоистыми, органогенными, глинистыми, глауконитсодержащими известняками.

Для горизонта, кроме упомянутых видов, характерны *Vellamo verneuili* (E i c h w.), *Pseudolingula quadrata* (E i c h w.), *Chasmops eichwaldi* S c h m., *Illaenus roemerii* V o l b., *Uhakiella magnifica*, *Cyathochitina reticulifera* G r a h n.

Вормсский горизонт (O_3vr) в Восточной Эстонии и Восточной Латвии распространен повсеместно устанавливается в основном на палеонтологической основе. В Ленинградской и Псковской областях встречен только в Черской скважине, где не отделен от набальского. Мощность горизонта 10—20 м. Сложен он серыми детритовыми и глинистыми известняками и мергелями. Характерными видами являются *Brachyelasma diversa* K a l j o, *B. hiimica* R e i m., *Eoplectodonta schmidtii* (L i n d s t r.), *Discoceras roemerii* S t r a n d., *Strandoceras sphynx* (S c h m.), *Cellenocrinurus moe* (M ä n n), *Acanthochitina barbata* E i s e n.

Ашгиллский ярус. Пиргуский горизонт (O_3pr). Распространен на крайнем западе Псковской области (встречен в скважинах в Черской и Горшихинской), в Эстонии и Латвии. Мощность горизонта наибольшая на юго-западе территории, где достигает 85 (скв. в дер. Лудза), в скв. Черской — 33,9, в Восточной Эстонии — до 40 м.

Пиргуские отложения выделяются в разрезе по литологическим признакам, однако границы с подстилающими вормскими и перекрывающими поркунскими породами неотчетливы. Представлены отложения комковатыми, плотными, серыми детритовыми и глинистыми известняками и мергелями, а также биогермными образованиями.

Характерными видами являются *Plectatripa sulevi* J a a n., *Rafinesquina pseudoaltternata* (S c h m.), *Sampo hiluensis* Ö r., *Catenipora piirsaluensis* (S o k.), *Kiaerophyllum europeum* (R o e m.), *Maclurites neritoides* K o k., *Dasyporella* sp. и др.

Поркунский горизонт имеет такое же распространение, как и пиргуский. Его мощность непостоянна, что связано с неравномерным размывом. Вблизи западного берега Чудского озера она не превышает 16,8 (скв. в дер. Каагвере), а к северу уменьшается до 2—5 м. В Юго-Восточной Латвии (скв. в г. Малта) мощность составляет 18,6, а в скв. Черской (Псковская область) вместе с силурийскими отложениями — 28,5 м.

Поркунские отложения на рассматриваемой территории плохо отделяются от подстилающих пиргуских и перекрывающих силурийских пород и выделяются в разрезах по фауне или путем корреляции. В Юго-Восточной Латвии обе границы проводятся на основании появ-

ления и исчезновения *Holorphychus giganteus* (Kiaer). В Псковской области (скв. Горшихинская) присутствие поркунских пород определяется по находке *Ilmarinia ponderosa* Ор.

Сложен горизонт серыми органогенно-обломочными, детритовыми, биогермными, в верхней части иногда песчанистыми известняками и мергелями. В Псковской области встречаются серые скрытокристаллические доломитизированные и глинистые известняки с тонкими прослойками известковистых глин. В Юго-Восточной Латвии карбонатные породы имеют светлую буроватую окраску, глинистые прослойки здесь отсутствуют.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силур распространен на ограниченной площади в Восточной Латвии и на юго-западе Псковской области и представлен нижним отделом в составе лландоверийского и венлокского ярусов. Он залегает трансгрессивно на карбонатных породах ордовика (на абсолютных отметках от 280 (в районе г. Зилупе) до 650 м (близ г. Алуксне) и перекрывается со стратиграфическим несогласием девонскими отложениями.

На площади распространения силурийских отложений (рис. 13) выделяются две структурно-фациальные зоны — Гулбенская депрессия и Даугавпилсская моноклинал, приуроченные к центральной части Латвийской седловины. В пределах Даугавпилсской моноклинали (южнее широты г. Пыталово) распространены преимущественно глинисто-известковые, а в Гулбенской депрессии (к югу от Валмиерско-Локновского поднятия) — глинисто-доломитовые отложения. В соответствии с условиями залегания в западном и северо-западном направлениях увеличивается стратиграфическая полнота разреза и мощность отложений от 5—6 до 200—210 м (см. рис. 13).

На полную мощность они вскрыты скважинами 27 (Горшихино), 33 (Балтинава), 34 (Ильинское), 38 (Лудза) и 39 (Малта). Отложения повсеместно представлены глинистыми и карбонатными породами морского и лагунно-морского генезиса.

В разрезе силура Прибалтики выделяется ряд граптолитовых зон. На рассматриваемой территории граптолиты из силурийских отложений изучены еще недостаточно для зонального расчленения.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Лландоверийский ярус. Отложения яруса залегают трансгрессивно на породах верхнего ордовика и представлены тремя подъярусами. На полную мощность 72,6 м они вскрыты только в районе пос. Балтинава (скв. 33). Судя по разрезам скважин на смежной площади, в западной части Гулбенской депрессии мощность лландоверийских отложений достигает 100 м. На крайнем юго-западе рассматриваемой территории (скв. 39) отложения нижнего подъяруса отсутствуют.

Нижний подъярус представлен почти на всей площади распространения полуафанитовыми серыми и светло-серыми неравномерно глинистыми известняками комковатой текстуры (стуриская пачка). В Гулбенской депрессии, а также на востоке Даугавпилсской моноклинали (скв. 38), породы неравномерно доломитизированы и местами переходят в доломиты с гнездами и кристалликами гипса. Нижняя граница подъяруса литологически слабо выражена, верхняя — более четкая и проводится по появлению прослоев мергелей и глин.

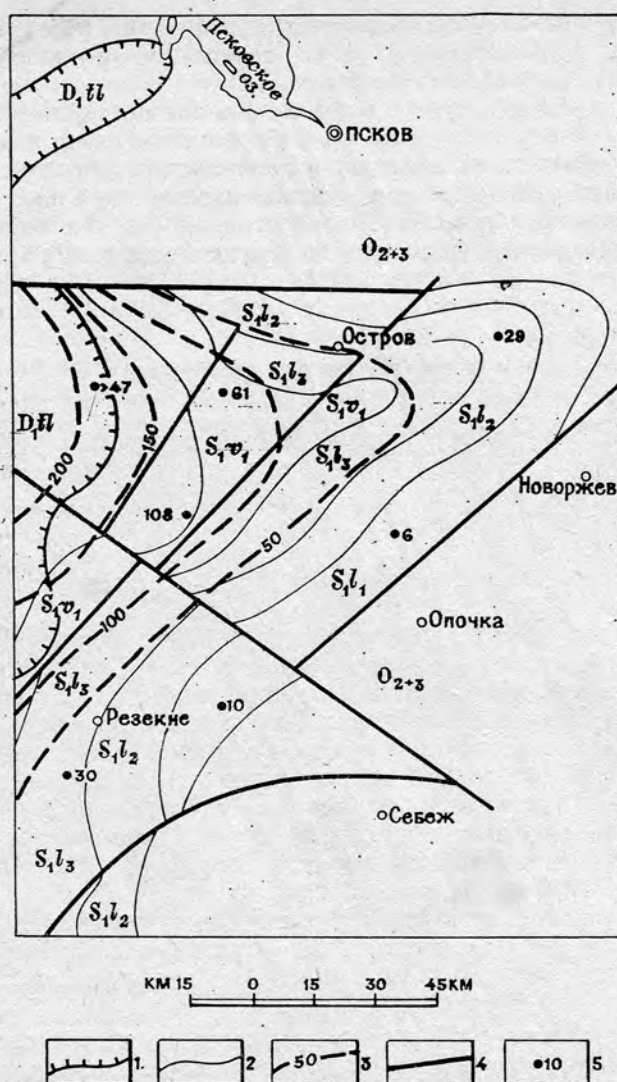


Рис. 13. Схема распространения силурийских и нижне-девонских отложений.

1 — граница распространения тильжеского горизонта нижнего девона (D_{1tl}); 2 — граница между разновозрастными отложениями нижнего силура; 3 — изопахиты нижнесилурийских отложений, в м; 4 — разрывные нарушения в силурийских отложениях; 5 — скважины и мощность нижнесилурийских отложений, в м.
Геологические индексы: S_{1l1} , S_{1l2} , S_{1l3} — нижний силур, лlandoверийский ярус (нижний, средний и верхний подъярусы), S_{1v1} — нижневенлокский подъярус; D_{1tl} — нижний девон, тильжеский горизонт.

Органические остатки немногочисленны, представлены преимущественно остракодами *Longiscula smithi* (Jones), *Pseudorayella* sp. и др., граптолитами *Dimorphograptus confertus* (Nich.), определяющими нижнелlandoверийский возраст отложений.

Средний подъярус на Даугавпилсской моноклинали мощностью до 26,6 м (скв. 33) и в Гулбенской депрессии — до 40—45 м — представлен двумя свитами — саардеской и добельской. Саардеская свита, сла-

гающая основную часть разреза подъяруса, представлена в Гулбенской депрессии зеленовато- и светло-серыми микрокристаллическими и афанитовыми, местами доломитистыми, на юге — мелкозернистыми комковатыми известняками с тонкими прослоями темно-серых глинистых мергелей, глин и ракушечников. Добельская свита (верхние 5,2—6,5 м разреза подъяруса) сложена чередующимися слоями зеленовато-серых глинистых известняков или доломитовых мергелей и черных, местами аргиллитовидных глин мощностью по 5—35 см. Доломитовые мергели характерны для Гулбенской структурно-фациальной зоны.

По мнению латвийских исследователей [99], самая верхняя часть добельской свиты (0,7—1,2 м) по палеонтологической характеристике принадлежит к верхнему лландоверн.

Органические остатки в отложениях подъяруса представлены граптолитами *Monograptus marri* Per n., *Retiolites angustides* E. - W., *Pseudoplegmatozograptus abesus* Lar w., брахиоподами *Discelosia osloensis* Wright, трилобитами *Calymene* sp., подтверждающими среднелландоверийский возраст.

Верхний подъярус распространен только в Восточной Латвии и на незначительной площади в районе г. Пыталово в Псковской области. Отложения подъяруса залегают согласно на породах среднего подъяруса, с которыми имеют нерезкую границу, перекрываются среднедевонскими или (на западе) венлокскими. Мощность подъяруса увеличивается к северу—северо-западу от 15—16 близ границы с Белоруссией (скв. 39) до 45—50 м в Гулбенской депрессии в районе г. Алуksне. В Гулбенской зоне и на северо-востоке Даугавпилсской моноклинали они выделяются в юрмалскую свиту, представленную в основании пачкой слоистых глинистых известняков (5,8 м — скв. 33), выше — переслаивающимися зеленовато- и темно-серыми мергелями и глинами с обугленными и пиритизированными растительными остатками и примесью туфогенного материала. На Даугавпилсской моноклинали в южном и юго-западном направлениях уменьшается число прослоев темно-серых мергелей и глин; в скв. 39 (Малта) подъярус целиком представлен зеленовато-серыми доломитовыми и известково-доломитовыми мергелями, выделяемыми в швянченскую свиту.

В отложениях найдены типичные для позднего лландоверн граптолиты *Monograptus sedgwickii* (Portl.), *M. exiguus* Nich., *M. velis* (Richt.), *M. tenuis* Portl., *Spirograptus turriculatus* (Barr.), *Oklatavites spiralis* (Gein.), брахиоподы *Atrypa* ex gr. *hedei* Struve, хитинозои *Conochitina proboscifera* Eis.

Отложения **венлокского яруса** распространены в основном на территории Восточной Латвии. Они залегают согласно на породах лландоверийского яруса, а перекрываются терригенными отложениями нижнего и среднего девона, вскрыты на полную мощность (40—47 м) тремя скважинами. Отложения выделяются в рижскую свиту, в которой по палеонтологическим данным различаются образования нижнего и нерасчлененных среднего и верхнего подъярусов. Границы между подъярусами и с лландоверийским ярусом литологически не выражены.

Нижний подъярус (12—30 м) представлен серыми и темно-серыми микрокристаллическими доломитами с многочисленными тонкими (до 5 см) прослоями зеленовато-серых мергелей с обугленным растительным детритом. В Гулбенской депрессии подъярус сложен в основном доломитовыми мергелями с подчиненными прослоями доломитов.

Органические остатки представлены граптолитами *Monograptus riccartonensis* Lar w., *M. priodon* Bonn., *M. aff. flexilis* Elles, хитиноzoями *Conochitina* cf. *leptosoma* Lauf., *Margachitina margaritana* Eis. Судя по фауне граптолитов, отложения нижней зоны подъяруса (*Cyrtograptus murchisoni bohemicus*) на рассматриваемой территории отсутствуют.

Средний и верхний подъярусы распространены на незначительной площади в Северо-Восточной Латвии, в пределах Гулбенской депрессии и на северо-западной окраине Даугавпилсской моноклинали (к северо-западу г. Карсава). Они имеют мощность от 13,5 (скв. 33) до 70—80 м (в районе г. Алуksне). Отложения представлены темно-серыми, неравномерно глинистыми и слабо слоистыми доломитами и доломитовыми мергелями. В мергелях найдены граптолиты *Monograptus flexilis* Elles, *M. ex gr. flemingi* Salt. и др., подтверждающие средне- и поздневенлокский возраст отложений.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения распространены почти на всей территории листа, за исключением ее северо-западной части. Они представлены всеми тремя отделами общей мощностью отложений до 780 м. Девонские отложения территории принадлежат восточной части так называемого Главного девонского поля. Они залегают в основном на ордовикских отложениях, на юге описываемой территории — на кембрийских, на юго-западе — на силурийских породах и перекрываются в восточной части площади отложениями каменноугольного возраста.

Естественные обнажения распределены неравномерно. Наиболее значительные из них наблюдаются по рекам Великая, Шелонь, Луга, Ловать, Мста, Сясь, Паша и их притокам; по западному побережью Чудского озера и на юго-западном берегу оз. Ильмень. На полную мощность отложения вскрыты скважинами, относительно равномерно распределенными по площади.

Девонские отложения представлены песчано-глинистыми, глинисто-карбонатными и карбонатными породами морского, прибрежно-морского, лагунного и континентального происхождения. На схеме структурно-фациального районирования выделяются три структурно-фациальные зоны, практически совпадающие с крупнейшими надпорядковыми структурами осадочного чехла Русской платформы: Лужско-Ладожская моноклинали с двумя подзонами — Лужской и Ладожской, Московская синеклиза и Латвийская седловина с Западной и Восточной подзонами (рис. 14).

Схемы корреляции типичных разрезов в перечисленных структурно-фациальных зонах представлены на рис. 15—18, а их местоположение — на геологической карте. Корреляционная стратиграфическая схема девонских отложений приведена в табл. 3.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К **жединскому ярусу** отнесены терригенные отложения с фаунистическими остатками, характерными для ихтиозоны *Traquairaspis*—*Pteraspis leathensis* [33], залегающие в основании разреза девона на западе и юго-западе территории, в пограничном районе Эстонии и Латвии (см. рис. 13).

В Прибалтике жединский ярус подразделяется по ихтиофауне на тильжеский и стонишкяйский горизонты. На описываемой площади стонишкяйский горизонт не установлен.

Тильжеский горизонт выявлен бурением в Восточной Эстонии в районе пос. Вярска мощностью 2—4 м, где представлен горизонтально-слоистыми розовато-серыми алевролитами и песчаниками с гипсовым цементом и маломощными (5—10 см) прослоями глин и песчанистых доломитов. Отложения залегают на различных горизонтах ордовика и перекрыты среднедевонскими образованиями. Нижняя граница их отчетлива, верхняя слабо заметна. Органические остатки представлены

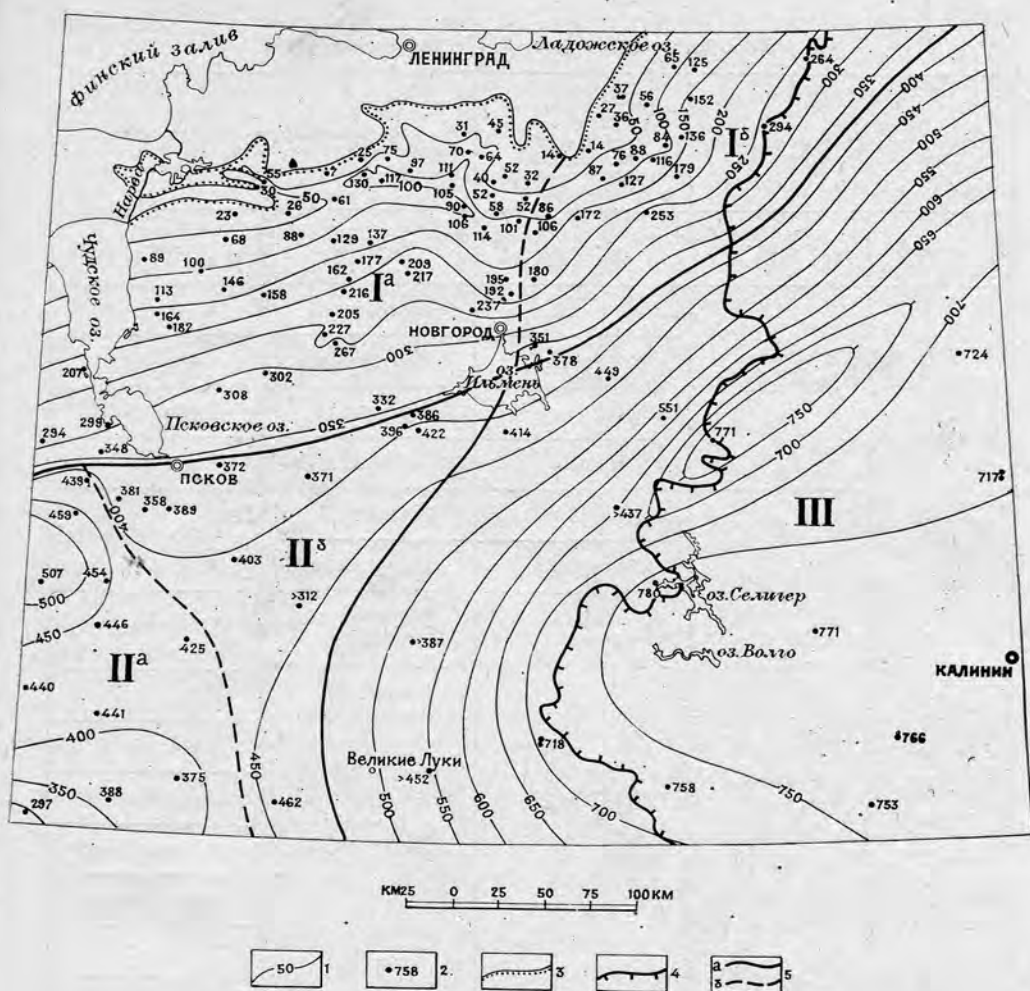


Рис. 14. Схема структурно-фациального районирования девонских отложений.

1 — изопахиты, проведенные через 50 м; 2 — скважины с указанием мощности отложений, в м; 3 — границы распространения девонских отложений; 4 — граница распространения девонских отложений под каменноугольными; 5 — границы структурно-фациальных зон (а) и подзон (б).

I — Лужско-Ладожская моноклираль (I^а — Лужская и I^б — Ладожская подзоны); II — Латвийская седловина (II^а — западная и II^б — восточная подзоны); III — Московская синеклиза).

телодонтами *Turinia pagei* (Powrie), *Nikolivia gutta* Kar.—Tal., *N. elongata* Kar.—Tal.

На северо-востоке Латвии горизонт мощностью до 30—35 м залегает на сильно размытых отложениях венлокского яруса нижнего силура (западная подзона Латвийской седловины). Он сложен в основании красно-бурыми песчанистыми мергелями (3—5 м), выше — пачкой (до 15 м) светло-серых косо- и горизонтальнослоистых песчаников и алевролитов. Наиболее полный разрез горизонта в районе г. Алуксне завершается пачкой переслаивающихся голубовато-серых и красно-бурых алевролитов, глин и реже доломитовых мергелей (до 25 м).

В Восточной Латвии отложения горизонта выделяются в так называемую гаргджайскую серию, тильжеский возраст которой определяется остатками ихтиофауны *Turinia pagei* (Powrie), *Goniporus alatus* (Gross).

Корреляционная схема девонских отложений

Таблица 3

Общая стратиграфическая шкала		Региональное стратиграфическое подразделение для Русской платформы (рабочая комиссия МСК, 1981 г.)	Стратиграфические подразделения, принятые для листа О-(35), 36 — Ленинград	
отдел	ярус	горизонт	горизонт	санта
Верхний	Фаменский	Данковский	Данковский	Льянская
		Лебедянский	Лебедянский	Биловская
		Елецкий	Елецкий	Тудерская
		Задонский	Задонский	Чимаевская
	Франский	Ливенский	Ливенский	Смотинско-ловатская
		Евлановский	Евлановский	
		Воронежский Петинский	Воронежский Речицкий	Приловатская
		Семилукский	Снежный	
			Даугавский	Альтовская
				Бурегская
				Ильменская
				Свинордская
		Саргаевский	Саргаевский	Порховская
				Дубниковская
				Чудовская
				Псковская
		Кыновский	Швентойский	Светогорская
				Аматская
		Пашийский		Гауйская
	Живетский	Старооскольский	Старооскольский	Буртниекая Арукюлаская
Средний	Эйфельский	Наровский	Наровский	
	Эмский	Пярнуский	Пярнуский	
		Резекненский	Резекненский	
Нижний	Зигенский	Кемерский		
		Стонишкяйский		
	Жединский	Иваневский	Тильжеский	
		Чертковский Борцовский		

Отложения среднего девона (D_2) распространены широко, отсутствуют (вследствие размыва в конце среднего—начале позднего девона) только в Ладужской подзоне Лужско-Ладужской моноклинали. Максимальная мощность отложений (до 350 м) приурочена к Московской синеклизе, а стратиграфически наиболее полные разрезы — к западной подзоне Латвийской седловины. Положение границ ярусов в разрезе условное, зональные формы фауны беспозвоночных здесь не найдены. Средний девон нерасчлененный, показан только на разрезе.

К **эмсскому ярусу** отнесены отложения местной ихтиозоны *Skatolepis fragilis* (позднеэмское время), выделяемые в резекненский горизонт.

Резекненский горизонт установлен по палеонтологическим данным в западной подзоне Латвийской седловины (до 30—35 м) и Лужско-Ладужской моноклинали (до 27—35 м).

В Латвийской седловине горизонт представлен тремя седиментационными ритмами примерно с равным соотношением глинисто-карбонатных и песчаных отложений, отличающихся хорошей сортировкой обломочного материала, доломитовым и гипсовым цементом песчаников. В восточном направлении постепенно выклиниваются нижние седиментационные ритмы, и к линии Остров—Опочка—Невель горизонт полностью выклинивается.

Палеонтологически наиболее охарактеризованный разрез горизонта мощностью 26,5 м вскрыт в районе пос. Балтинава, скв. 33 (рис. 15). В мергелях и алевролитах среднего ритма здесь найден комплекс ихтиофауны *Skatolepis fragilis* Kar.—Tal., *Actinolepis tuberculata* Ag., *Cheiracanthoides comptus* Wells., *Acanthoides dublinensis* Stauffer, *Schizosteus* cf. *striatus* (Gross). В богатом комплексе спор преобладают *Hymenozonotriletes ludzus* Kedo, *Archaeozonotriletes tortuosus* Tschibr., *Retusotriletes actinomorpha* Tschibr., *Camarozonotriletes aculeatus* Kedo, *Dictyotriletes minutissimus* Kedo.

На западе Лужско-Ладужской моноклинали горизонт распространен в Восточной Эстонии, где мощность отложений постепенно уменьшается от Хааньяской возвышенности в северном направлении до полного выклинивания на северо-западном берегу Чудского озера. Залегают они с глубоким разрывом на различных горизонтах ордовика и тильжеском горизонте, перекрыты всюду литологически сходными породами пярнуского горизонта. В составе отложений также выделяется до трех седиментационных ритмов; к северу постепенно убывает карбонатность пород: доломиты замещаются мергелями, последние — алевролитами и глинами. В типовом разрезе скв. 17 (Мехикоорма) горизонт мощностью 25,9 м представлен слабосцементированными полевошпатово-кварцевыми фиолетово- и зеленовато-серыми песчаниками, алевроитовыми глинами и алевроитовыми доломитовыми мергелями (рис. 16). В комплексе спор, в отличие от латвийских разрезов, преобладают *Retusotriletes simplex* Naum., *Acanthotriletes perpussilus* Naum., *A. parvispinosus* Naum., *Archaeozonotriletes memorabilis* V. Umn., *Emphanisporites rotatus* Mc. Gregor, *Diatomozonotriletes memorabilis* V. Umn., *Emphanisporites rotatus devonicus* Naum., *Granulatisporites rudigranulatus* Staplin и др.

В Московской синеклизе на рассматриваемой территории аналоги резекненского горизонта не установлены. На смежной территории Белоруссии ему по палинологическим данным соответствует витебский горизонт.

К **эйфельскому ярусу** отнесены пярнуский и наровский горизонты, имеющие широкое распространение.

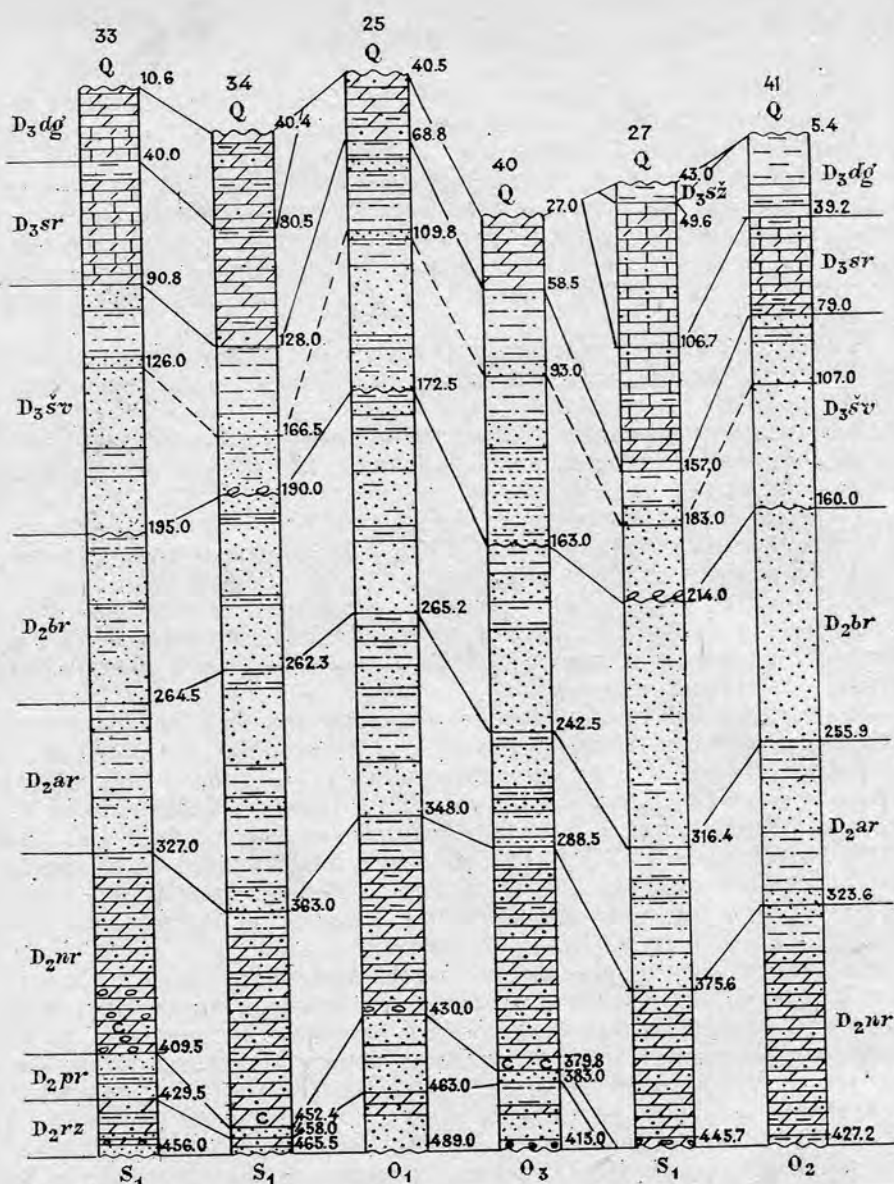


Рис. 15. Схема корреляции девонских отложений в пределах Латвийской седловины.
Усл. обозн. см. к рис. 16.

Пярнуский горизонт (D_{2pr}) соответствует ихтиозоне *Schizosteus heterolepis* и распространен преимущественно в южной и западной частях территории, а также в досреднедевонской эрозионной долине, протянувшейся в широтном направлении от северного побережья Чудского озера до верхнего течения р. Волхов и далее на смежную площадь. Северная граница южного участка распространения горизонта простирается по линии Псков—Остров—Опочка—Великие Луки—Бологое—Максатиха.

В западной части Лужско-Ладужской моноклинали горизонт (до 40 м в Юго-Восточной Эстонии) представлен двумя литологическими пачками. Нижняя (ториская) пачка (2—8 м) сложена розовато- и желтовато-серыми мелкозернистыми глинистыми косослоистыми песчаника-

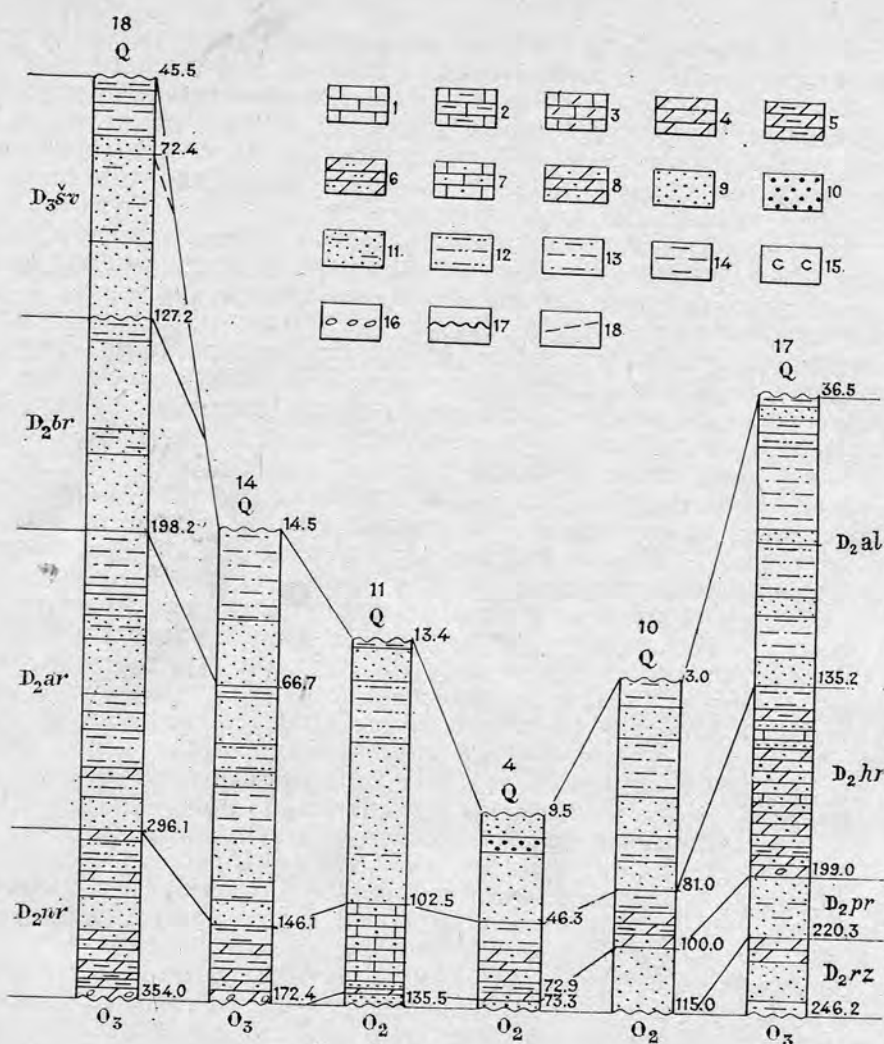


Рис. 16. Схема корреляции разрезов скважин в западной части Лужско-Ладожской моноклинали. Средний и верхний девон.

1 — известняки; 2 — известняки глинистые; 3 — известняки доломитизированные; 4 — доломиты; 5 — доломиты глинистые; 6 — доломиты песчаные; 7 — мергели; 8 — мергели доломитовые; 9 — пески и песчаники мелко- и среднезернистые; 10 — пески и песчаники крупнозернистые с гравием; 11 — пески и песчаники глинистые; 12 — алевроиты и алевролиты; 13 — алевропелиты; 14 — глины; 15 — галогенные породы (гипс, ангидрит, каменная соль); 16 — гальки и брекчии; 17 — признаки интенсивного размыва подстилающих отложений; 18 — линия корреляции границы между гауйской и аматской свитами швентойского горизонта.

Геологические индексы (на рис. 15—18): D₂ — средний девон (rs — резекнинский, rg — пярнуский и pr — наровский горизонты; ar — арукюлаская и br — буртниекая свиты старооскольского горизонта; D₃ — верхний девон (šv — швентойский, sg — саргаевский, dg — даугавский и sz — снежский горизонты; pr — приловатская и sl — смотинско-ловатская свиты нерасчлененных речичского — воронежского — евлановского горизонтов, zd — задонский, el — елецкий, lb — лебедянский и dp — данковский горизонты).

ми с редкими прослоями плотных алевроитовых глин. Верхняя (таммесская) пачка (до 34 м) представлена светлоокрашенными мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с большим количеством трохилисков, переслаивающимися в верхней части разреза с красно-бурыми и серыми глинами, доломитовыми мергелями и доломитами.

На территории Ленинградской области пярнуские отложения залегают в виде небольших линз в боковых долинах досреднедевонской эрозионной впадины, врезанной до 80—90 м в подстилающие ордовикские карбонатные породы. Отложения горизонта (до 24, обычно 3—5 м) представлены светло- и желтовато-серыми, разно- и мелкозернистыми алевритистыми песками и песчаниками с окатанными трохилисками (возможно, аналог таммесской пачки Эстонии).

В западной части Латвийской седловины горизонт распространен повсеместно. В наиболее полных разрезах (до 33 м, см. рис. 15) он образован одним полным седиментационным ритмом (песчаники и песчаные алевриты — внизу, доломитовые глины и мергели — вверху) и нижней половиной следующего ритма (пески и песчаники). Перекрывающие их мергели и доломиты относятся к наровскому горизонту. Отложения залегают чаще на резекненских, близ Валмиерско-Локновского поднятия — на ордовикских и силурийских, а на юго-западе территории — на кембрийских образованиях.

В центральной части Московской синеклизы горизонт, по-видимому, распространен повсеместно, а на северо-западном склоне ее выделен только в районе г. Старая Русса и пос. Крестцы, где между наровским горизонтом и средним ордовиком залегает пачка (10—11 м) светло-серых мелкозернистых песчаников с доломитовым и гипсовым цементом, с гальками и прослоями зеленовато-серых доломитистых глин. В области сплошного распространения отложения горизонта залегают с размывом на кембрийских и ордовикских отложениях, характеризуются изменчивой мощностью (от 15 до 60 м) и представлены двумя седиментационными ритмами, хорошо выраженными только южнее линии Селигер—Калинин (рис. 17). Основания ритмов сложены разнозернистыми светло-серыми кварцевыми песчаниками (до 7—8 м), верхние части — чередующимися зеленовато-серыми и фиолетово-бурыми глинами, алеврититами, песчаниками и мергелями. В районе городов Зубцов и Старица в разрезах горизонта (49—53 м) появляется значительное количество гнезд и тонких прослоев гипса, ангидрита и галита (скв. 47).

Органические остатки представлены бесчелюстными и рыбами, приуроченными только к нижней половине разреза, и спорами. Найдены характерные для этого горизонта виды *Schizosteus heterolepis* Preobr., *Porolepis posnaniensis* Kade. В комплексе спор преобладают *Leiotriletes rugosus* Naum., *Hymenozonotriletes marginodentatus* Kedo, *H. asper* Tschibr., *Retusotriletes devonicus* Naum., *R. gibberosus* Naum., *Stenozonotriletes conformis* Naum., *S. definitus* Naum., *S. recognites* Naum. и др., характерные для пярнуского и ряжского горизонтов западных и центральных районов Русской плиты.

Наровский горизонт (D_{nr}) распространен на большей части территории листа, за исключением ее северной окраины. Северная граница распространения горизонта проходит от р. Пчевжа до верхнего течения р. Сясь и далее предположительно (отсутствуют глубокие скважины) на Северо-Восток к Онежскому озеру.

Отложения горизонта залегают на разновозрастных образованиях — пярнуских, силурийских и ордовикских — и перекрываются, как правило, породами старооскольского горизонта.

Для сопоставления разрезов практически на всей территории листа удобнее всего пользоваться схемой Б. П. Асаткина и Л. А. Черейского, предложенной в 1934 г., с последующими дополнениями к ней. По этой схеме горизонт подразделяется на четыре пачки (снизу вверх): сабскую, руйскую, лемовжскую и хотнежскую.

В стратотипическом районе сабская пачка мощностью около 5 м начинается светло-серым конгломератом (около 0,5 м), состоящим из слабоокатанных обломков и галек диаметром до 5 см, подстилающих

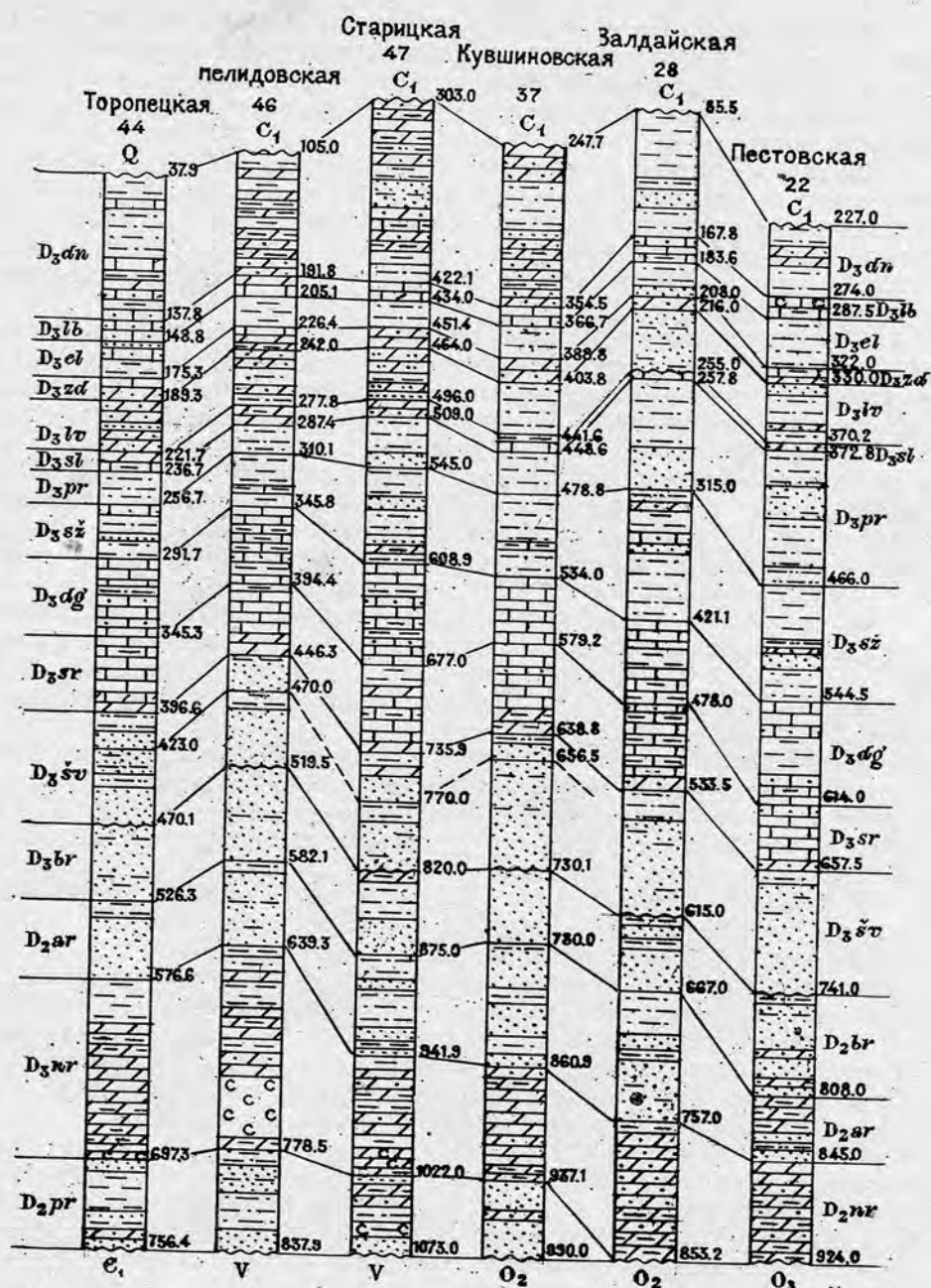


Рис. 17. Схема корреляции разрезов девонских отложений в Московской синеклизе.

Усл. обозн. см. к рис. 16.

ордовикских известняков и доломитов, девонских мергелей, глин, алевролитов, а также кварца, сцементированных глинисто-карбонатным материалом. Выше залегают крепкие желтовато- и зеленовато-серые мергели, желтовато- и розовато-серые доломиты с редкими прослойками алевролитов.

Руйская пачка (8—10 м) состоит из переслаивающихся серых трещиноватых доломитов, зеленовато- и темно-серых мергелей с прослойками сливных доломитов и известковистых глин с конхостраками.

Лемовжская пачка (10—12 м) отделяется от руйской — по появлению в разрезе пестроокрашенных и фиолетово-бурых мергелей с прослоями серых доломитов, зеленовато-серых песчаников и алевролитов. Она характеризуется присутствием значительного количества лингулид, бесчелюстных и рыб.

Хотнежская пачка (5—7 м) состоит из зеленовато-серых и фиолетово-бурых алевролитов, песчаников и глин с отдельными прослоями пестроокрашенных мергелей и доломитов. Верхняя граница пачки и соответственно горизонта проводится по появлению разнотекстурных косо-слоистых красно-бурых песков и песчаников старооскольского горизонта.

В западной части Лужско-Ладожской моноклинали мощность отложений горизонта постепенно увеличивается в южном направлении от 18—20 (в полосе выхода на поверхность) до 92—103 м (на границе с Латвийской седловиной). Мощность сабской пачки возрастает в этом же направлении до 27, руйской — до 30 м. В ее составе здесь преобладают серые и зеленовато-серые доломитовые мергели и темно-серые аргиллитовидные глины с прослойками и гнездами гипса. Лемовжская пачка (до 40 м на южном побережье Псковского озера) сложена пестроцветными доломитовыми мергелями и зеленовато-серыми глинами. Мощность хотнежской пачки колеблется в пределах 8—17 м.

В Ладожской подзоне моноклинали мощность наровских отложений ввиду неравномерного размыва верхней части разреза не превышает 33 м — скв. 16-Зеленщина (рис. 18). Горизонт представлен большей частью чередующимися слоями доломитовых мергелей, доломитов и глин.

В Латвийской седловине мощность отложений горизонта увеличивается от ее сводовой части (70—89 м) в северо-восточном и юго-западном направлениях до 110—112 м. Характерной особенностью сабской и руйской пачек в этой структурно-фациальной зоне (см. рис. 4) является их значительная огипсованность.

В Московской синеклизе горизонт отличается невыдержанной мощностью (77—140 м), уменьшающейся к северу и северо-востоку. В отличие от соседних структурно-фациальных зон доломиты преобладают над мергелями. В сабской и руйской пачках на склонах синеклизы в виде прожилков и пропластков, мощность которых увеличивается в южном направлении, наблюдается гипс. В восточной части синеклизы появляются также прослой ангидрита и каменной соли.

В центральных районах Русской плиты наровский горизонт подразделяется на два подгоризонта. К нижнему подгоризонту относятся морсовская, к верхнему — мосоловская и черная свиты [25]. Корреляция разрезов по палинологическим данным и литологической характеристике позволяет морсовскую свиту уверенно сопоставлять с сабской и руйской, мосоловскую свиту — с лемовжской и хотнежской пачками, а черную — с большей частью арукюлаской свиты вышележащего старооскольского горизонта.

Органические остатки (рыбы): *Asterolepis estonica* Gross., *Actinolepis tuberculata* Ag., *Millerosteus orvikui* Gross, *Glyptolepis quadrata* Eichw., *Schizosteus assatkini* Obr., *S. striatus* (Gross), *S. splendens* Eichw. и др. Беспозвоночные представлены различными лингулидами, остракодами *Leperditia tartuensis* var. *geographica* Heck., *Mica trapezoidalis* Zasp. и др., конхостраками *Pseudestheria pogrebovi* Lutk., *Ulugkemia sinuata* Lutk., *Praeleaia quadricarinata* Lutk. и др., фораминиферами *Eogeinitzia devonica* Lip. и др.

Споры приурочены в большинстве разрезов к верхней части горизонта. По преобладающим видам они относятся к II—IV комплексам по Г. И. Кедо (нижненаровский и нижняя часть верхненаровского подгоризонта). Наиболее часты *Leiotriletes devonicus* Naum., *L. minutis-*

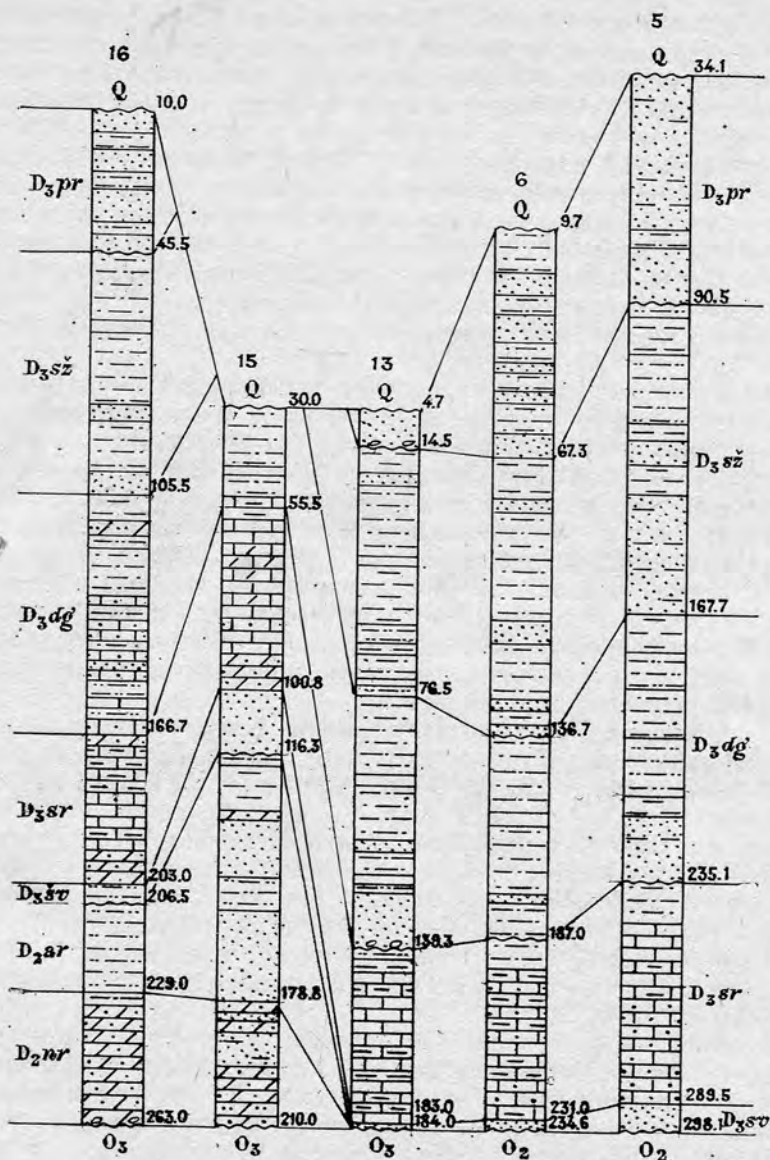


Рис. 18. Корреляции разрезов скважин в восточной части Лужско-Ладожской моноклинали. Средний и верхний девон.

Усл. обозн. см. к рис. 16.

simus Naum., *L. nigratus* Naum., *Stenozonotriletes conformis* Naum., *S. formosus* Naum., *S. definitus* Naum., *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *A. rugosus* Naum., *Retusotriletes gibberosus* Naum., *R. antiquus* Naum., *Hymenozonotriletes spinulosus* Naum., *H. vulgaris* Naum., *H. proteus* Naum.

К живетскому ярусу отнесена широко распространенная толща терригенных отложений (до 185—190 м), залегающая повсеместно на отложениях наровского горизонта и перекрытая на значительной части площади породами верхнего девона. Большинство исследователей эту толщу относят к старооскольскому горизонту в составе арукюлаской и буртниежской свит.

Арукюлаская свита (D_{2ar}) в наиболее полном объеме представлена в западной части Лужско-Ладожской моноклинали. Восточнее р. Волхов она размыта. Максимальная мощность отложений (до 130—133 м) наблюдается в районе г. Луга в пределах древних дойфельских эрозийных впадин; чаще она колеблется в пределах 72—99, уменьшаясь в Латвийской седловине до 56—65 м. В Московской синеклизе отложения, соответствующие арукюлаской свите, практически неотличимы от вышележащих пород буртнийской свиты. Мощность отложений в синеклизе изменяется от 35—40 (в северо-восточной части Калининской и Новгородской областях, скв. 22-Пестовская и др.) до 50—57 м (в районе городов Торопец и Нелидово, скв. 44, 46) и до 76—90 м на юго-востоке Новгородской области (скв. 28-Валдайская и др., см. рис. 17):

Нижняя граница свиты проводится в основании пачки косослоистых, преимущественно красно-бурых мелко- и разномелкозернистых полевошпатово-кварцевых песков и песчаников (3—20 м). Выше по разрезу на Лужско-Ладожской моноклинали и в Латвийской седловине наблюдается чередование плотных алевролитистых глин, глинистых алевролитов, мелкозернистых слюдястых песков и песчаников с редкими маломощными (менее 0,5 м) линзами мергелей и доломитов. В кровле свиты, как правило, залегают пестроцветные плотные глины и алевролиты с прослоями голубовато-серых крепких песчаников с карбонатным цементом. В Московской синеклизе преобладают белые и желтовато-светло-серые кварцевые песчано-алевритовые породы с подчиненными прослоями глин, мергелей и доломитов.

Фаунистические остатки представлены бесчелюстными и рыбами: *Pycnosteus palaeformis* Преобр., *P. pauli* Марк, *Tartuosteus giganteus* Gross, *Coccosteus grossi* О. Обр., *Holonema obrutshevi* Марк, *Ganosteus artus* Марк — Курик и др.

Комплекс спор довольно разнообразен и меняется как по площади, так и по вертикальному разрезу. Наиболее характерными являются виды *Hymenozonotriletes polyacanthus* Naum., *H. mesodevonicus* Naum., *H. proteus* Naum., *H. polymorphus* Naum., *H. spinuliferus* Naum., *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *A. pustulatus* Naum., *Leiotriletes nigratus* Naum., *Retusotriletes simplex* Naum., *R. verriculatus* Naum.

Комплексы спор хорошо сопоставляются с III—V комплексами (зона *Hymenozonotriletes polymorphus*), выделенными Г. И. Кедо для отложений позднеаровского возраста Запада Русской платформы [33]. По палинологическим данным арукюлаской свите в центральных районах Русской плиты соответствуют чернаярская и калужская, возможно, также верхняя часть мосоловской свиты.

Буртнийская свита (D_{2br}) залегает трансгрессивно на выравненной поверхности арукюлаской свиты и перекрывается к югу от полосы выходов породами швентойского горизонта.

Кровля свиты, завершающей среднедевонский цикл осадконакопления, неравномерно денудирована с увеличением интенсивности и продолжительности размытия в северо-восточном направлении. По этой причине на Лужско-Ладожской моноклинали, начиная от района юго-западнее Псковского озера, где свита имеет максимальную мощность 85—95 м, наблюдается постепенное уменьшение ее мощности до 30—40 м близ Луги и вплоть до полного выклинивания западнее г. Чудово.

На северо-западном склоне Московской синеклизы мощность свиты выдерживается в пределах 50—63 м (см. рис. 17), увеличиваясь до 77—80 м в бассейне р. Ловать. В Латвийской седловине мощность свиты изменяется от 55 до 103 м.

Повсеместно она представлена мелкозернистыми песками и слабоцементированными песчаниками, содержащими небольшое количество

линз и прослоев разноцветных алевроитов, алевролитов и глин небольшой мощности, обычно не более 2—3, редко до 12 м. В бассейне Луги в кровле свиты на глубину до 15—20 м наблюдаются признаки интенсивного субаэрального выветривания, выражающиеся в каолинизации пачек полезных шпатов и слюд и появлении на границах косослоистых пачек песчаников железисто-фосфатных стяжений. Здесь же встречаются частые крупные окремненные остатки колониальных водорослей *Germanophyton* sp., *Solenopora* sp.

Фаунистические остатки представлены почти исключительно бесчелюстными и рыбами, видовой состав которых существенно отличается от состава в арукюлаской свите. Руководящими формами являющиеся *Pycnosteus tuberculatus* Rohon, *Ganosteus stellatus* Rohon, *Psammosteus bergi* Obr., *Hamodus lutkevitshi* Obr., *Asterolepis dellei* Gross, *Tartuosteus maximus* Mark.

В сравнительно богатом споровом комплексе преобладают виды *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *A. pustulatus* Naum., *A. decorus* Naum., *A. extensus* Naum., *Hymenozonotriletes serratus* (Naum.) Kedo, *H. mesodevonicus* Naum., *Lophotriletes verrucosus* (Owens) Kedo, *Lophozonotriletes grandis* Naum. По составу данный комплекс относится к фитостратиграфической зоне *Archaeozonotriletes extensus*, по Г. И. Кедо [33], и хорошо сопоставляется с комплексом из староскольского горизонта центральных районов Русской плиты (воробьевские, ардамовские и муллинские слои) и полоцкой свиты Белоруссии.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнедевонские отложения представлены франским и фаменским ярусами общей мощностью до 550 м. Нерасчлененные верхнедевонские отложения (D_3) выделены на разрезе.

Франский ярус имеет трехчленное строение: нижнюю часть разреза составляют терригенные, среднюю — преимущественно карбонатные и верхнюю — карбонатно-терригенные отложения. Он подразделяется на ряд горизонтов и свит. Общая мощность отложений яруса достигает 400 м.

Отложения швентойского горизонта ($D_3^{шв}$) залегают с небольшим угловым несогласием на неравномерно денудированной поверхности среднедевонских, а на востоке Лужско-Ладужской моноклинали также среднеордовикских отложений. Северная граница распространения в Ладужской подзоне моноклинали проходит от г. Кириши к г. Тихвин и далее к пос. Шугозеро.

Горизонт представлен в нижней части континентальными (аллювиальными и озерными), а в верхней — прибрежно-морскими образованиями. По литолого-палеонтологическим данным он подразделяется на гауйскую и аматскую свиты, наиболее полно (в виде отложений четырех полных седиментационных ритмов) представленные в юго-западной части площади, на территории Прибалтики, где их суммарная мощность составляет 90—105 м (скв. 33 и 40, см. рис. 15). Отсюда в северо-восточном направлении в результате постепенного выпадения отложений нижних седиментационных ритмов происходит уменьшение мощности швентойского горизонта до полного выклинивания в бассейне среднего течения р. Волхов. Севернее линии Заплюсье—Новгород—Бокситогорск отложения гауйской свиты встречаются только в виде небольших эрозивных останцев.

На восточной половине Латвийской седловины и в Московской синеклизе мощность отложений горизонта изменяется от 42 до 86 м. На всей площади распространения колебания мощности связаны с гауйской свитой, определение нижней границы которой весьма затруднительно.

Гауйская свита (мощностью до 70 м) представлена терригенными отложениями, в составе которых большую роль играют переотложенные породы подстилающей буртниеckой свиты. Уверенное проведение нижней границы горизонта возможно только в разрезах скважин, достаточно полно охарактеризованных керном. Она проводится по появлению во внешне однородной толще мелкозернистых песков и песчаников окатанных гравийных зерен кварца, кремня и кварцита диаметром до 3 см, а также окатышей плотных глин, алевролитов и фосфатных желваков.

Общий характер отложений повсеместно однотипен. Это — светлоокрашенные (от белых до светло-оранжевых) мелкозернистые, пологослоистые, в основном кварцевые пески и слабо сцементированные песчаники, с редкими прослоями и линзами разноцветных глин и алевролитов мощностью обычно не более 2—3 м.

На Лужско-Ладожской моноклинали, от южного побережья Псковского озера в юго-западном направлении и за пределы территории листа прослеживается полоса шириной не более 15 км распространения озерно-дельтовых образований позднегауйского времени. В этой полосе разрез гауйской свиты в отличие от остальных районов завершается пачкой мощностью до 22 м пестроокрашенных алевролитов и тугоплавких глин, залегающих в виде крупных линз длиной от 3 до 7 км внутри толщи песков, песчаников и песчанистых алевролитов.

Аматская свита распространена повсеместно на площади, занятой горизонтом. Мощность ее сравнительно выдержана и колеблется в западной части Латвийской седловины, на территории Эстонии и в районе г. Сольцы, от 30 до 41 м. Далее к юго-востоку на западе Московской синеклизы (район Нелидово—Кувшиново—Валдай) она уменьшается до 18—24 и снова увеличивается до 34 м в районе г. Старицы.

Нижняя граница свиты маркируется сменой светлоокрашенных гауйских и буртниеckих песков и песчаников пачкой красноцветных песчано-алевритовых пород мощностью от 3 до 15 м. В местах, где породы гауйской свиты отсутствуют, нижняя граница горизонта неровная, с частыми углублениями до 2 м, к которым приурочены скопления хорошо окатанного гравийно-галечного материала кварца, кремня, кварцита со стяжениями гидроокислов железа.

Над красноцветными породами залегает, как правило, пачка разноцветных плотных глин и алевролитов непостоянной мощности (7—25 м), включающая линзы и прослои голубовато- и светло-серых песков мощностью до 2 м. Большой частью разрез свиты завершается пачкой (1,2—7 м) мелкозернистых прибрежно-морских голубовато-светло-серых песков и песчаников с глинисто-доломитовым цементом. Нередко эта песчаная пачка, однако, замещается голубовато-серыми слюдистыми глинами и глинистыми алевролитами (см. рис. 15). Верхняя граница свиты резкая и проводится по подошве саргаевских доломитов и мергелей.

Для гауйской свиты характерны остатки ихтиофауны *Psammolepis paradoxa* Ag., *P. alata* Mark—Kurik, *P. heteraster* Gross, *P. vennyukovi* Obr., *Asterolepis ornata* Eichw., *Plourdosteus livonicus* Eastm. Типичная для аматской свиты ихтиофауна представлена *Asterolepis radiata* Rohon, *Psammolepis undulata* Ag., *Psammosteus praecursor* Obr., *P. maeandrinus* Ag., *Bothriolepis obrutschewi* Gross.

Небогатый комплекс спор приурочен к аматской свите и характеризуется преобладанием спор подгруппы *Archaeozonotriletes*. Наиболее многочисленны и характерны для раннефранского времени *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. primarius* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. variabilis* Naum., *Hymenozonotriletes*

incisus Naum., *H. triangulatus* (Allen) Kedo, *Stenozonotriletes laevigatus* Naum.

Саргаевский горизонт (D_3sr) мощностью от 36 до 60 м включает в себя прибрежно-морские, морские и лагунные карбонатные и карбонатно-терригенные отложения, объединенные в разрезе (снизу вверх) в снетогорскую, псковскую, чудовскую и дубниковскую свиты.

Отложения горизонта залегают трансгрессивно на песчано-глинистых отложениях швентойского горизонта, а на востоке Лужско-Ладожской моноклинали — на карбонатных породах ордовика. В юго-восточном направлении они погружаются под отложения даугавского горизонта.

Снетогорская свита мощностью от 4 до 12 м составляет основание горизонта. В стратотипическом разрезе Снятой Горы на правом берегу р. Великая, на северной окраине Пскова, свита (7,5 м) представлена микро- и тонкокристаллическими серыми и пятнисто-зеленовато-серыми, в основном седиментационными, участками, кавернозными доломитами с прослоями зеленовато-серых с фиолетовыми пятнами доломитовых и глинистых мергелей.

Аналогичный характер разреза выдерживается в пределах почти всей площади распространения свиты. На западе Латвийской седловины основная часть разреза сложена крепкими мелкокристаллическими метасоматическими, сильно кавернозными серыми и зеленовато-серыми доломитами с многочисленными фаунистическими остатками вплоть до ракушечников.

К северо-востоку от Ильменского озера в восточной части Лужско-Ладожской моноклинали в отложениях свиты быстро возрастает доля терригенного материала. В бассейне р. Сясь и к северо-востоку от него свита (4—7 м) сложена пестроцветными глинистыми песчаниками с доломитовым цементом, прослоями карбонатных глин и песчаных известняков.

В породах снетогорской свиты найдены остатки руководящей ихтиофауны *Bothriolepis cellulosa* Pand., *B. panderi* Lah., *Psammosteus asper* Obr., *Latvius grewingki* (Gross) и др., беспозвоночные, подтверждающие раннесаргаевский возраст *Ripidiorhynchus aldognus* (Nal.), *Lamellispirifer muralis* Verp.

В споровом комплексе преобладают споры подгруппы *Archaeozonotriletes*, среди которых видное место занимают *Archaeozonotriletes semilucensis* Naum., *A. singularis* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *Lophozonotriletes excisus* Naum., *Hymenozonotriletes bellus* Naum.

Псковская свита имеет на Лужско-Ладожской моноклинали и в Латвийской седловине мощность от 11,5 до 22, а в центральной части Московской синеклизы — до 27—30 м. Минимальная мощность (менее 14 м) характерна для центральной части Латвийской седловины (Витебско-Виякский палеовал).

В стратотипическом разрезе в долине р. Великая у Пскова свита (16,6 м) представлена в нижней части темно-серыми с фиолетовыми пятнами микрокристаллическими доломитами, переходящими вверх по разрезу в серые, неравномерно доломитизированные известняки с тонкими прослоями пестроокрашенных мергелевидных глин и ракушечников. Ракушечники и глины мощностью 0,2—0,3 м составляют также кровлю разреза.

Аналогичное строение свиты наблюдается по всей центральной части описываемой территории. Нижняя граница свиты обычно четкая, верхняя определяется по палеонтологическим данным.

В Московской синеклизе преобладают темно-зеленовато-серые пелитоморфные глинистые известняки с частыми прослоями зеленовато-темно-серых глин и мергелей. В виде прослоев мощностью до 3 м встречаются желтовато-серые пятнистые доломиты и комковатые доломиты.

зированные известняки. В западной части Латвийской седловины свита сложена светло-серыми и серыми крепкими тонкокристаллическими, обычно сильно кавернозными метасоматическими доломитами с редкими прослоями зеленовато-серых глинистых мергелей.

В восточной части Лужско-Ладожской моноклинали свита (14,5—22 м) представлена преимущественно зеленовато-серыми глинами с прослоями известняков и мергелей.

Сравнительно богатый комплекс фаунистических остатков включает следующие характерные для свиты виды беспозвоночных: *Atrypa velikaya* Nal., *Elytha fimbriata* (Conr.), *Ripidiorhynchus pskovensis* (Nal.), *Schizophoria tulliensis* Van., *Anatrypa micans* (Buch), *Anathyris monzevi* Nal., *Gerronostroma batschatense* Yav., *Amphisites irinae* Gleb. et Zasp., *Acratia longa* Zasp., *Cavellina batalinae* Zasp. и др.

Чудовская свита залегает трансгрессивно на породах псковской свиты. Мощность ее в стратотипическом районе в бассейне р. Кересть (западная часть Лужско-Ладожской моноклинали) составляет около 12, на северо-западном склоне Московской синеклизы — 17—21, увеличиваясь в ее центральной части до 27—28 м. В Латвийской седловине свита, в зависимости от характера палеорельефа подстилающих пород, имеет весьма изменчивую мощность (от 10 до 28 м). В Ладожской подзоне моноклинали свита замещается толщей глин с прослоями известняков общей мощностью 11—20 м.

В стратотипических разрезах у г. Чудово она сложена чередующимися слоями мощностью 0,05—1,60 м светло- и зеленовато-серых с фиолетовыми пятнами неравномерно глинистых органогенных и органогенно-детритовых известняков, мергелей, ракушечников и глин. Отсюда в северо-восточном направлении карбонатные породы постепенно замещаются голубовато- и зеленовато-серыми пятнистоокрашенными песчаниками, известковистыми глинами и алевролитами, содержащими типичные для свиты остатки брахиопод *Ripidiorhynchus tshudova* (Nal.).

К югу и юго-западу от стратотипического района происходит постепенное уменьшение мощности до полного выклинивания глинистых и мергелистых прослоев. В бассейне нижнего течения р. Великая, в восточной части Латвийской седловины и в Московской синеклизе, свита представлена в нижней части (5—8 м) преимущественно светло- и желтовато-серыми микрокристаллическими грубоплитчатыми известняками, слабо отличающимися от подстилающих псковских известняков. В западной части Латвийской седловины прослои мергелей и глин почти исчезают из разреза и известняки сменяются неоднородно доломитизированными микро- и тонкокристаллическими известняками и метасоматическими кавернозными доломитами, содержащими местами кремнистые стяжения диаметром до 5 см.

Органические остатки в чудовской свите сравнительно многообразны, наиболее характерны беспозвоночные *Cyrtospirifer tshudovi* Nal., *Anatrypa heckeri* Nal., *Ripidiorhynchus strugi* (Nal.), *Comiotochia bifera* (Phill.), *Irboskites suchlovae* Nal., *Clathrodictyon tuberculatum* Riab., *Dactylocrinus spiniferus* Riab., *Homotenus krestovnikovi* G. L., *Acratia accurata* Zasp., *A. vastigata* Zasp., *Cavellina batalinae* var. *suchlovensis* Zasp. и др.

Дубниковская свита (ранее выделявшиеся нижнешелонские или верхнечудовские слои), завершающая разрез горизонта, представлена отложениями регрессивной фазы чудовской трансгрессии. В стратотипическом разрезе близ пос. Изборск свита (12,5 м) представлена темно-зеленовато-серыми пластичными глинами с частыми прослоями мергелей и гипса.

Такие же гипсоносные отложения лагунной фации максимальной мощностью до 15 м (чаще 5—7 м) прослеживаются в бассейне нижнего

течения р. Великая от западной границы территории до г. Дно. Наибольшая суммарная мощность пластов гипса (5,9 м) встречена у пос. Славковичи. На остальной территории листа лагунная фация дубниковской свиты отсутствует, весь разрез составляют отложения мелководного морского бассейна, которые в восточной части Лужско-Ладожской моноклинали местами сменяются прибрежно-континентальными образованиями.

За пределами гипсоносной площади свита (3—11 м) представлена темно-зеленовато-серыми мергелями и глинами с прослоями светло-серых пелитоморфных известняков и доломитов. На востоке моноклинали карбонатные породы в разрезе практически отсутствуют и свита сложена пестроокрашенными, слабо известковистыми глинами, алевролитами и алевролитами с прослоями кварцевых песчаников. Мощность ее не превышает 7—8 м.

Состав фауны такой же, как и в чудовской свите, и отличается лишь более широким развитием стеногалинных форм морских организмов. В комплексе спор преобладают формы, характерные для позднесаргаевского времени: *Leiotriletes minutissimus* N a u m., *Acanthotriletes larvatus* N a u m., *Archaeozonotriletes variabilis* N a u m. и др.

На территории центральных районов Русской плиты рассмотренным свитам соответствует верхнешигровская подсвита. В Прибалтике снеготорской, псковской и чудовской свитам соответствует плявиньский горизонт, а дубниковской свите — саласпилсская свита — аналог дубниковского горизонта (см. табл. 3).

Даугавский горизонт (D_3dg) мощностью от 34 до 70 м объединяет морские и прибрежно-морские карбонатные, терригенные и терригенно-карбонатные отложения порховской, свинордской, ильменской, бурегской и альтовской свит, распространенных на обширной площади в центральной части территории листа.

К северо-востоку от Ильменского озера, в восточной части Лужско-Ладожской моноклинали перечисленные свиты из-за отсутствия характерных органических остатков и однообразного литологического состава отложений не выделяются. Здесь горизонт (46—70 м) представлен толщей красно-бурых, зеленовато-серых и пестроокрашенных глин, алевроитов, алевролитов, мелкозернистых песков и песчаников с редкими маломощными (менее 2 м) прослоями мергелей и песчанистых известняков с редкой фауной брахиопод, остракод и рыб (см. рис. 16).

Порховская свита (3—12 м) — ранее выделявшиеся верхнешелонские слои, в стратотипическом разрезе (карьер известкового завода у г. Порхов) мощностью 7,7 м, представлена светло-серыми микро- и тонкокристаллическими известняками, в отдельных прослоях с тонкой листовой слоистостью. В подошве свиты наблюдается конгломерат (0,3 м) с гальками известняка диаметром до 3 см.

В Московской синеклизе и в восточной части Латвийской седловины разрез свиты (4—8 м) близок к стратотипическому, отличается лишь увеличением глинистости пород и слабо выраженной слоистостью. В основании свиты залегает конгломерат или конгломератовидный известняк.

На западе Латвийской седловины, в зоне доломитизации, свиту слагают в основном тонкокристаллические листовато-слоистые глинистые светло- и зеленовато-серые, слабо битуминозные доломиты (5—7 м), перекрытые пачкой крепких тонкокристаллических ноздреватых доломитов и доломитизированных органогенно-обломочных известняков (до 3,5 м).

Состав фаунистических остатков аналогичен составу в вышележащей свинордской свите, но отличается отсутствием ряда форм, характерных для открытого морского бассейна. По сравнению с саргаевским

горизонтом наблюдается почти полное обновление видового состава всех групп.

Свинордская свита залегает трансгрессивно на породах порховской свиты. Отложения, образовавшиеся в максимальную фазу даугавской трансгрессии, имеют мощность от 9,5 до 23,5, в среднем 18—20 м. В стратотипическом разрезе на р. Колошка близ г. Солцы свита мощностью 12,7 м представлена ритмически переслаивающимися слоями пестроокрашенных известковистых глин и мергелей, светло-серых с красно-бурыми пятнами органогенных известняков и ракушечников, с разнообразной фауной беспозвоночных.

В юго-западном направлении глинистые прослои переходят в мергели, которые постепенно выклиниваются, а известняки становятся доломитизированными. В западной части Латвийской седловины свита представлена уже серыми метасоматическими, неравномерно кавернозными доломитами и доломитизированными известняками с редкими тонкими (менее 0,3 м) прослоями мергелей. В центральной части синеклизы (скв. 22, 28, 32, 37 и др.) свита мощностью 16—22 м сложена преимущественно зеленовато-серыми пятнистыми мергелями и глинами с подчиненными прослоями светло-серых с красноватыми пятнами известняков.

В богатом комплексе фаунистических остатков беспозвоночных наиболее часто, местами в массовом количестве встречаются *Cyrtospirifer schelonicus* Nal., *C. disjunctus* Sow., *C. stolbovi* Nal., *Atrypa koloschka* Nal., *Cyrtina demarlii* Bouch., *Spinatrypa semilukiana* Ljasch., *Pleurotomaria suturalis* Roem., *Bellerophon petinensis* Nal., *Stromatopora kudebensis* Riab., *Aulopora compacta* B. B. Tschern., *Knoxiella variabilis* Gleb. et Zasp., *Aparchites calculus* Gleb. et Zasp. и др.

Ильменская свита представлена отложениями регрессивной фазы свинордской трансгрессии. Нижняя граница свиты обычно нерезкая, палеонтологически не выраженная. Мощность отложений изменяется от 5—6 до 28,5 м.

В стратотипическом разрезе на южном берегу Ильменского озера свита (22 м) представлена толщей плотных зеленовато-серых с фиолетово-бурыми пятнами микрослоистых алевролитистых глин с тонкими прослоями пестроцветных и буровато-желтых глинистых песчаников и известняков-ракушечников. В кровле разреза залегает пачка (до 2,5 м) мелкозернистых песчаников и песчанистых алевролитов.

В юго-западном направлении, к бассейну р. Великая, в разрезе постепенно увеличивается количество и мощность прослоев карбонатных пород, а глины переходят в мергели. В среднем и нижнем течении р. Великая свита (в среднем 13—15 м) представлена в нижней части чередующимися слоями пестроокрашенных глин, мергелей и микрокристаллических органогенных известняков. Выше залегает пачка (6—7 м) пестроцветных глин с пропластками мергелей, а в кровле разреза — слой (2,3—4,2 м) доломитовых плитчатых мергелей, местами переходящих в пелитоморфный доломит.

На западном склоне Латвийской седловины свита (10—13 м) сложена пятнисто-темно-серыми глинистыми мелко- и микрокристаллическими, обычно кавернозными доломитами и доломитизированными известняками с редкими маломощными (до 0,5 м) прослоями глин. В Московской синеклизе свита (в среднем 14—18 м) характеризуется преобладанием зеленовато-серых карбонатных глин с частыми прослоями мергелей и глинистых известняков, реже ракушечников.

К северо-Востоку от Ильменского озера карбонатные прослои в разрезе исчезают и аналоги свиты (13—18 м) сложены песками, песчаниками и алевролитами с прослоями глин, содержащими остатки

пресноводной ихтиофауны *Psammosteus megalopteryx* Traut., редкие лингулиды и конхостраки.

Фаунистические остатки представлены свинойрдским, несколько обедненным комплексом. Комплекс спор также общий со свинойрдской свитой. Преобладают споры подгруппы *Archaeozonotriletes* (до 75 %), представленные в основном видами *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. и *A. naliokini* Naum., *A. semilucensis* Naum. Присутствуют *Lophozonotriletes crassatus* Naum. и *Hymenozonotriletes variabilis* Naum., *H. laciniosus* Naum., характерные для семилукского горизонта центральных районов платформы.

Бурегская свита (6—14 м) в стратотипическом разрезе на р. Псижа и южном берегу Ильменского озера представлена в основании пачкой (1,2—1,6 м) микрокристаллических органогенных известняков с ярким красно-бурым ожелезненным прослоем известняка-ракушечника в средней части. Средняя пачка (3,5—4,2 м) сложена серыми и желтовато серыми, слабоглинистыми микрокристаллическими известняками. В кровле разреза залегает пачка кавернозных и доломитизированных микрокристаллических известняков розовой окраски (2—2,5 м), на отдельных уровнях переполненных ходами илороющих организмов.

Местами на площади Московской синеклизы и Латвийской седловины на этих породах залегает пачка микро- и тонкокристаллических, в основном светло-серых с зеленоватым оттенком, глинистых известняков и доломитов, участками брекчиевидных (до 4—5 м). В отдельных случаях она отделена от подстилающих пород прослоем пестроцветных глин и мергелей (до 0,5 м). Эти породы относятся к альтовской свите, выделяемой рядом исследователей [93]. По составу органических остатков альтовская свита не отличается от бурегской. Ввиду близкого литологического и фаунистического состава и неравномерного размыва кровли ильменско-альтовской толщи разделение указанных свит возможно не во всех разрезах.

На востоке Лужско-Ладожской моноклинали нерасчлененная бурегско-альтовская толща мощностью 12—18 м представлена пестроцветными комковатыми глинами и глинистыми алевролитами с редкими прослоями песчаных известняков и известковистых песчаников, в которых изредка встречаются характерные для бурегской и альтовской свит органические остатки беспозвоночных *Cyrtospirifer tenticulum* Verp., и *Cyrtolites euomphalodes* Naal. На остальной площади найдены также следующие типичные виды: *Atrypa uralica* Naal., *Platyschisma uchtensis* Keys., *Naticopsis kirchholmiensis* Keys., *Pachoceras scapus* Wen., *Parallelopora socialis* Riab., *P. heckeri* Riab., *Tropidodiscus tenuilineatus* Wen., *Acratia mayselae* Eg., *A. gibba* Gleb. et Zasp., *Mossolovella philippovae* Egor., *M. incognita* Gleb. et Zasp.

По комплексу органических остатков даугавский горизонт соответствует семилукскому горизонту Центрального поля и Белорусской ССР (см. табл. 3).

Снежский горизонт ($D_3s\check{z}$) соответствует нижней половине разреза «нижневоронежского подгоризонта», выделенного в унифицированной стратиграфической схеме девонских отложений 1962 г.

Мощность отложений наименьшая (34—47 м) в южной части территории (в районе Торопец—Старица), увеличивается в северном направлении до 55—75 м в бассейне р. Ловать и до 100—110 м — в районе Валдая (скв. 28, см. рис. 17). Далее к северо-востоку мощность свиты сохраняется в пределах 80—90, в западной части Латвийской седловины колеблется от 20 до 30 м.

Отложения горизонта залегают на неравномерно размытой поверхности даугавского горизонта и характеризуются общей регрессивной направленностью смены фациальных типов отложений вверх по разрезу.

Нижняя граница горизонта повсеместно резкая, верхняя — не везде четкая.

В стратотипическом районе в нижнем течении р. Ловать и ее притоков, а также на обширной территории вокруг него в разрезе выделяются отложения двух региональных седиментационных ритмов. Отложения нижнего ритма мощностью 17—32 м (до 60 м в Валдайском районе) начинаются обычно голубовато-серыми и красно-бурыми песчанистыми глинами или глинистыми алевролитами (реже песками и песчаниками), содержащими гальки подстилающих карбонатных пород. Мощность этой алевритово-глинистой пачки, в которой нередко прослой и линзы желваковидных известняков или доломитов, 5—8 м. Выше наблюдается чередование пестроокрашенных или доломитов, 5—8 м. Выше наблюдается чередование пестроокрашенных глин и глинистых алевролитов с прослоями голубовато- и буровато-серых карбонатных глин, переходящих в глинистые мергели мощностью до 2 м. В мергелях встречаются прослой желваковидных карбонатных пород, а внутри пачки — отдельные протяженные (до 200 м) линзы песков и песчаников мощностью до 3 м.

Отложения верхнего седиментационного ритма (25—50 м) начинаются пачкой (1,5—5,0 м) красно-бурых и голубовато-серых песчано-алевритистых пород, которые перекрываются пестроцветными мергелевидными глинами и глинистыми алевролитами с прослоями голубовато-серых глин и алевролитов (до 3 м). Среди перечисленных пород выделяется характерная пачка глин мощностью до 10—12 м, окрашенных в тусклые серовато-бурые тона с многочисленными охристо-серыми и фиолетово-бурыми пятнами. Эти глины, образовавшиеся, по данным геохимических исследований, в специфических условиях очень мелководной и слабоподвижной прибрежной части моря, встречаются на всей территории распространения горизонта и служат хорошим репером для корреляции разрезов.

В прослоях карбонатных пород встречены остатки фауны беспозвоночных, распространенных также в породах даугавского горизонта: *Cyrtospirifer tenticulum* Nal., *C. schelonicus* Nal., *Schuchertella koscharica* Nal., *Athyris nobilis* Ljasch., *Spirifer siratschoicus* Ljasch., *Tenticospirifer komi* Ljasch., *Productella tschudica* Nal., *Lingula punctata* Hall., *Cavellina lovatica* Zasp., *Nodella quasimetrica* Zasp., *Issinella devonica* Reitl. и др.

Остатки ихтиофауны, местами образующие протяженные линзы «рыбной брекчии», имеют смешанный «семилюкско-воронежский» состав: *Bothriolepis maxima* Gross, *Psammosteus falcatus* Obr., *Aspidosteus heckeri* Obr. и др.

В споровом комплексе преобладают *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. semilucensis* Naum., *Leiotriletes minutissimus* Naum., *Hymenozonotriletes incisus* Naum., *H. dentatus* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *Stenozonotriletes conformis* Naum. и др. Характерно также появление редких зерен пыльцы из группы *Archaeoperisaccus*.

Ввиду смешанного средне-верхнефранского состава органических остатков сопоставление снежского горизонта с разрезами на смежной территории условное. По-видимому, он соответствует верхней глинистой части семилюкского горизонта в Центральном девонском поле.

Речицкий, воронежский и свлановский горизонты нерасчлененные. К этим горизонтам отнесена толща терригенных и терригенно-карбонатных пород мощностью от 30 до 96 м, залегающая на отложениях снежского горизонта, в которой ввиду немногочисленности характерных органических остатков выделение отдельных горизонтов требует дальнейших исследований. По литологическим особенностям эта часть разреза подразделяется на приловатскую и смотинско-ловатскую свиты.

Приловатская свита (D_{3pr}) объединяет отложения, ранее относимые к верхней части нижневоронежского подгоризонта унифицированной стратиграфической схемы 1962 г. (надснежские слои). В Прибалтике аналогом свиты является памушский горизонт в узком понимании [33, 93].

Свита залегает с разрывом на отложениях снежского горизонта, характеризуется близким литологическим составом и подобными закономерностями изменения мощности. Начиная от южной границы площади листа, мощность свиты увеличивается в северо-восточном направлении от 16—20 до 60—63 м в бассейне р. Пола и сохраняется в этих пределах до северо-восточной границы территории. В западной части Латвийской седловины мощность горизонта 21—34 м. Аномально высокая мощность (93 м) установлена в районе г. Пестово (скв. 22, см. рис. 17).

В стратотипическом районе, в нижнем течении р. Ловать и по ее притокам Полисть и Порусья, свита (40—45 м) представлена разноцветными песками, песчаниками и алевролитами с прослоями глин, глинистых алевролитов и мергелей. По смене фациальных типов пород выделяются отложения двух полных и одного неполного региональных седиментационных ритмов.

Отложения каждого ритма начинаются косослоистыми мелко- и разнозернистыми красно-бурыми песками, песчанистыми алевролитами или алевролитами мощностью до 13—15 м. В них содержатся отдельные крупные линзы фиолетово-бурых и голубовато-серых глин, нередко с окатанными карбонатными галечниками и обломками панцирей рыб. Выше наблюдаются чередующиеся слои глин, алевролитов, глинистых мергелей, реже пелитоморфных доломитов и известняков. Карбонатные породы приурочены обычно к верхней части ритма.

Мощность отложений в ритмах зависит от интенсивности размыва подстилающих пород и местоположения разреза в структурно-фациальной зоне. Мощность ритма в бассейне Ловати составляет 21—27, уменьшаясь к югу до 8—10 и увеличиваясь в северо-восточном направлении до 35 м в районе Валдая. Аналогично изменяется мощность второго ритма (7—22 м). Разрез третьего ритма включает только отложения первой фазы трансгрессии и имеет мощность от 2—4 до 13—15 м.

К юго-западу и востоку от бассейна Ловати увеличивается общая глинистость и карбонатность свиты, а в восточной части Лужско-Ладужской моноклинали преобладающими становятся светло-серые, в различной степени ожелезненные пески и песчаники, в которых выделение отложений различных седиментационных ритмов возможно только по комплексу минералогических и геохимических признаков.

Фаунистические остатки представлены редкими брахиоподами *Theodossia ex gr. uchtensis* Nal. и рыбами, образующими местами крупные захоронения: *Psammotens falcatus* Obr., *P. tenuis* Obr., *Bothriolepis maxima* Gross, *Devononchus laevis* Gross, *Eusthenodon Wenjukovi* Rohon., *Platycephalichtys bischoffi* Vorob., *Holoptychius nobilissimus* Ag., *Aspidosteus heckeri* Obr. и др.

В споровом комплексе доминируют *Archaeozonotriletes timanicus* Naum., *A. primarius* Naum., *A. naliokini* Naum., *Hymenozonotriletes rigidispinus* Naum., *H. lacinosus* Naum., *H. melandus* Naum., *Leioiriletes parvus* Naum., *L. nigratus* Naum., *Stenozonotriletes formosus* Naum. и др. Местами появляется небольшое количество пыльцы подгруппы *Archaeoperisaccus*.

По составу органических остатков приловатская свита предположительно сопоставляется с речичским горизонтом Белоруссии, петинской свитой Центрального девонского поля, а также нижней частью воронежского горизонта центральных районов Русской плиты (см. табл. 3).

Смотинско-ловатская свита (D_{3sl}) объединяет терригенно-карбонатные отложения, соответствующие по унифицированной стратиграфической схеме 1962 г. верхневоронежскому подгоризонту и евлановскому горизонту. На территории Прибалтики свите соответствует стипинский горизонт (имульская и бауская свиты).

Свита (от 2 до 16 м) залегает согласно на породах приловатской свиты и составляет верхнюю часть третьего послеснежного ритма, соответствующую времени максимального распространения позднефранской трансгрессии.

В стратотипическом разрезе по рекам Ловать и Смота между деревнями Лазарево и Серка неполная мощность свиты составляет 7,2 м. Разрез представлен отложениями двух седиментационных ритмов. Отложения нижнего ритма (3,5 м) залегают на песчаниках приловатской свиты и представлены серыми и зеленовато-серыми переслаивающимися мергелями и доломитами с тонкими прослойками крепкого алевритистого песчаника. В кровле наблюдаются слабо доломитизированные пестроокрашенные известняки мощностью 0,6—0,8 м.

В основании разреза следующего ритма залегает зеленовато- и буровато-серые глины и глинистые алевриты (около 1 м), которые перекрываются зеленовато-серыми глинисто-известковыми мергелями. Завершается разрез микрокристаллическими мелкоплитчатыми светло-серыми, слегка доломитистыми известняками с остатками гастропод и брахиопод.

В южном и юго-западном направлениях от стратотипической местности при сохранении общего характера разреза наблюдается замещение известняков доломитами с появлением гнезд и линз гипса. В центральной части Московской синеклизы основную роль в разрезе играют пестроцветные мергели и карбонатные глины с тонкими прослоями известняков. В Ладужской подзоне Лужско-Ладужской моноклинали известняки повсеместно сменяются мергелями и слабо известковистыми глинами, трудно отличимыми от вмещающих песчано-глинистых пород. Мощность аналогов свиты в этой фациальной зоне составляет 3—6 м.

Характерные фаунистические остатки представлены *Theodossia lanica* Nal., *Th. ex gr. evlanensis* Nal., *Th. cf. arlekini* Nal., *Cyrtospirifer markovskii* Nal., *Ripidiorhynchus sviasius* (Nal.), *Famenella misera* Zasp., *Evlanella ljaschenkovi* Egor., *E. sculptilis* Zasp. и др.

По содержанию акритарх и спор палеофитологический комплекс типичен для позднефранского времени. Большинство видов из наиболее многочисленных подгрупп *Archaeozonotriletes*, *Hymenozonotriletes*, *Stenozonotriletes* характеризует разрез верхов воронежского горизонта Центрального девонского поля. В то же время присутствуют споры, типичные для евлановского горизонта: *Hymenozonotriletes tenellus* Naum., *H. hamulus* Naum., *H. speciosus* Naum., *H. imperfectus* Naum., *Lophozonotriletes evlanensis* Naum., *Stenozonotriletes glabellus* Naum., пыльца представлена *Archaeoperisaccus elongatus* Naum. и др.

Ливенский горизонт (D_{3lv}) сложен толщей преимущественно терригенных отложений мощностью от 22 до 48 м, залегающей с разрывом на породах смотинско-ловатской свиты и перекрытых палеонтологически охарактеризованными карбонатными отложениями задонского горизонта.

В основании горизонта залегают пестроцветные и оранжево-желтые мелко- и разнотерные, местами гравелистые, олигомиктовые, полевошпатово-кварцевые косослоистые пески и песчаники (от 2—3 до 12 м) с галькой и обломками подстилающих пород. В центральной части Московской синеклизы базальная песчаная пачка замещается пестроцветными алевритами и песчанистыми глинами. Выше появляются разноцветные, местами пестроокрашенные глины и глинистые

алевролиты с карбонатным цементом, с прослоями фиолетово-бурых и зеленовато-серых мергелей, редко доломитов.

На северо-западном склоне Московской синеклизы в бассейне Мсты разрез имеет трехчленное строение. Нижняя песчаная пачка мощностью около 15 м перекрывается пестроцветными глинами и мергелями (5—10 м), на которых с размывом залегает пачка охристо-желтых слюдистых мелкозернистых песков (8—10 м) с прослоями и линзами глин и алевролитов. Еще далее к северу горизонт (20—30 м) представлен преимущественно пестроцветными глинами с подчиненными прослоями песков и песчаников.

Фаунистические остатки представлены рыбами *Psammosteus tenuis* Obr., *P. cf. tenuis* Obr. (новый вид) и др., остракодами *Sulcoindivisia inopis* Zasp., *Cytherella* sp., *Cavellina* sp. и др., брахиоподами *Theodossia* sp. и многочисленными гиругонидами.

Характерными видами в комплексе спор являются *Leiotriletes simplicissimus* Naum., *Stenozonotriletes simplex* Naum., *S. conformis* Naum., *Lophotriletes livnensis* Naum., *Archaeozonotriletes famensis* Naum., *A. polymorphus* Naum., *Hymenozonotriletes tichomirovi* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., *Retusotriletes pychovii* Naum. и др.

Споровый комплекс подтверждает ливенский возраст отложений и его корреляцию с амурским горизонтом Прибалтики.

Морские, лагунно-морские, прибрежно-лагунные и, возможно, континентальные отложения **фаменского яруса** (задонский, елецкий, лебедянский и данковский горизонты) общей мощностью от 125—130 на северо-западном склоне Московской синеклизы и до 225—235 м в ее центральной части залегают трансгрессивно на породах ливенского горизонта и в юго-восточном направлении погружаются под нижнекаменноугольные. Отложения яруса распространены в юго-восточной части территории листа, до широты г. Бокситогорск и в бассейне р. Лидь.

Задонский горизонт (D_{3zd}) представлен чимаевской свитой мощностью от 7 до 17—18, в среднем 11—13 м. В стратотипическом разрезе у д. Чимаево на р. Куныя нижняя часть свиты (6—8 м) представлена переслаивающимися плотными зеленовато-серыми и тускло-пестроокрашенными карбонатными глинами и мергелями, в которых в виде линз и прослоев мощностью до 0,25 м присутствуют тонко- и микрокристаллические светло-серые глинистые, обычно неравномерно доломитизированные известняки. На глинах и мергелях залегает пачка (4,0—5,5 м) органогенных известняков, которые вверх по разрезу становятся мелкопористыми, трещиноватыми и песчанистыми. В кровле свиты наблюдаются микрокристаллические желваковидные светло-голубовато-серые глинистые известняки (0,7 м) с текстурой отмучивания. Границы свиты литологически четкие.

В южном направлении в известняковой пачке увеличивается доля терригенного материала (до 40—50 %), вплоть до перехода пород в известковистые песчаники, и появляются гнезда, линзы и прослои гипса мощностью до 0,3 м. На юге Псковской области известняки сильно доломитизированы.

В северной части площади распространения свита сложена преимущественно известковистыми глинами и алевролитами. Прослой известняков редки и маломощны (до 0,1 м), часто они присутствуют только в виде небольших стяжений. Пачка известняков здесь замещается глинисто-известковыми мергелями, обогащенными песчаными кварцевыми зернами при сохранении мощности пачки в пределах 4—6 м. В верховьях рек Сясь и Лидь свита мощностью до 12 м сложена в нижней части пестроокрашенными глинами, переходящими вверх по разрезу в розовато-бурые мергели и светло-серые доломиты.

Остатки фауны беспозвоночных приурочены только к известняковой пачке, в которой найдены характерные для задонского горизонта *Pleurotomaria subimbricata* Whiddb., *Avicula (Leptodesma) kunya* B. Nal., *Eulanella pendula* Zasp., *Buregia zadonica* Pol., *Acratia zadonica* Egor., *Lichwinella pendula* Zasp. Остатки ихтиофауны представлены *Dinichthys* sp. 2 O. Obr., *Phyllolepis* sp. и др. Многочисленны гиригониды *Sycidium paucisulcatum* Prin., *Trochiliscus sexcostatus* Prin. В комплексе микрофоссилий акритархи фаменского облика составляют около 80 %. Господствуют споры подгруппы *Archaeozonotriletes* (до 45 %), значительно участие подгрупп *Leiotriletes* и *Hymenozonotriletes*. Наиболее многочисленны *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *A. rugosus* Naum., *Leiotriletes microrugosus* Naum., *L. rotundus* Naum., *L. nigratus* Naum., *Hymenozonotriletes radiatus* Naum., *H. dilectus* Naum., *Dictyotriletes devonicus* Naum. и др.

Комплекс спор имеет смешанный ливенско-задонский облик и сходен с комплексом из круйского горизонта Прибалтики, сопоставимого с задонским горизонтом Центрального девонского поля.

Елецкий горизонт (*D_{3el}*) представлен тудерской свитой мощностью от 15—16 до 48 м [24].

В стратотипическом районе, в бассейне верхнего течения р. М. Тудер, свита залегает на размытой поверхности задонских известняков и представлена толщей разноцветных мергелевидных глин и глинистых алевролитов с подчиненными прослоями песков, песчаников, мергелей, известняков и доломитов. В разрезе выделяются отложения двух седиментационных ритмов.

Нижний ритм (13—18 м) представлен в основании буровато-желтыми и зеленовато-серыми алевролитистыми глинами и алевролитами с присыпками слюдистого песка и отдельными окатышами из подстилающих карбонатных пород. Мощность базальной пачки 1—1,5 м. Она перекрывается пачкой переслаивающихся фиолетово-бурых, красновато-коричневых и голубовато-серых тонкодисперсных карбонатных глин, местами мергелей. В верхней части пачки наблюдаются отдельные прослойки тонкокристаллических доломитов или доломитизированных известняков мощностью не более 0,1 м. В кровле залегают фиолетово-бурые и голубовато-серые мергели и мергелевидные карбонатные алевролиты (1,5—2,0 м).

В основании следующего ритма залегают светло- и буровато-серые мелкозернистые пески (около 4,5 м), реже алевроиты и песчанистые алевролиты. На эти породы ложатся карбонатные глины, алевролиты или глинистые разноцветные песчаники, которые перекрываются толщей карбонатных пород, относимых уже к лебедянскому горизонту. Мощность отложений первой половины ритма не превышает 14 м, общая мощность свиты в стратотипическом районе колеблется в пределах 21—26 м. К югу от стратотипических разрезов отложения нижнего ритма местами обогащены линзами, прожилками и прослоями гипса мощностью до 0,15 м.

В северо-восточном направлении мощность свиты возрастает до 36—48 м. Строение разреза близко к наблюдаемому в стратотипическом разрезе, мощность отложений нижнего ритма 25—30, верхнего — 12—20 м. Ритмическое строение свиты с преобладанием пестроокрашенных глин наблюдается также в бассейне р. Вишера, где мощность ее уменьшается до 20—25 м. Севернее в бассейне верхнего течения Сяси и Чагоды отложения свиты сохранились только на отдельных довизейских эрозионных останцах и имеют мощность не более 12—15 м. Это преимущественно пестроцветные алевроиты и глины нижнего ритма седиментации с редкими линзами и прослоями пелитоморфных доломитов.

Немногочисленные фаунистические остатки представлены рыбами *Dinichthys* sp. 2 O. Obr., *Bothriolepis* cf. *maxima* Gross, B. cf. *spinosa* Gross., *Phyllolepis* sp., *Holoplychius* sp. и др., беспозвоночными: *Avicula* (*Leptodesma*) *aviculoides* Vern., *Eridoconcha socialis* Eichw., E. aff. *tokmovoensis* Egor., *Eulanella pendula* Zasp., *Knoxiella* ex gr. *collina* Zasp., K. ex gr. *venusta* Zasp., *Plavskella* cf. *famensis* Sam., *Indivisia nelidovoensis* Sam., *Famenella inconditis* Pol., *Acratia* cf. *zadonica* Egor.

Остатки микрофлоры представлены гиригонидами, акритархами фаменского облика (до 98 % от количества микрофоссилий), мелкими спорами из подгрупп *Leiotriletes* и *Trachytriletes*, а также *Stenozonotriletes pustulatus* Naum., *S. conformis* Naum., *S. pumilus* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum. и др.

По литологическому составу и положению в разрезе тудерская свита предположительно сопоставляется с курсаским горизонтом Прибалтики.

К лебедянскому горизонту (D₃lb) по находкам брахиопод *Cyrtospirifer lebedianicus* NaI. относится биловская свита мощностью от 10 до 18 м. В стратотипическом разрезе у дер. Билово на р. М. Тудер свита (13,15 м) залегает на охристо-коричневых песчанниках тудерской свиты и представлена переслаивающимися пестроцветными мергелями, плотными известковистыми глинами, светло- и зеленовато-серыми песчанистыми мелкозернистыми известняками. В известняках содержится значительное количество фауны беспозвоночных: *Cyrtospirifer lebedianicus* NaI., «*Camarotoechia*» ex gr. *livonica* Buch, *Kochia tuder* B. NaI., *Echinocaris tudrensis* B. B. Tschern., *Posidonomya gibbosa* Wen., *Nordwestia socialis* (Eichw.) *Schizodus tuder* B. NaI., *Orthoceras helmerseni* Pach., *Cavellina tambovoensis* Sam. и др.

В южном направлении от стратотипического разреза увеличивается общая карбонатность пород. Близ южной границы свита сложена в основании (3—5 м) зеленовато-серыми глинистыми мергелями и известковистыми глинами. В средней части разреза залегают микро- и тонкокristаллические, местами органогенно-обломочные светло-серые комковатые известняки (4—8 м), заканчивающиеся прослоем ракушечника (0,2—0,3 м). Верхнюю часть свиты (5—7 м) слагают переслаивающиеся микрокristаллические песчанистые светло-серые, местами доломитизированные известняки и голубовато-серые глинистые мергели со следами размыва в кровле. В крайней юго-восточной части территории (скв. 47-Старица и др.) карбонатные породы представлены метасоматическими доломитами и сильно доломитизированными известняками.

В северной части площади распространения, в бассейнах Мсты и Чагоды, свита (10—15 м) представлена в основном яркими пестроокрашенными мергелями и мергелевидными глинами с подчиненными прослоями зеленовато-серых доломитистых известняков и доломитов.

Кроме приведенных выше органических остатков в биловской свите встречаются остракоды *Devoniella dvinensis* Sam., *D.* aff. *angulata* Sam., *Nelidovoella westi* Sam., *Knoxiella toropeziana* Sam., *Bairdia* cf. *eleziana* Egor. и др. Следует отметить, что в некоторых скважинах (43, 45) в нижней части свиты были определены брахиоподы и пелециподы, характерные для елецкого горизонта: *Cyrtospirifer* cf. *brodi* Wen., C. ex gr. *koscharicus* NaI., «*Camarotoechia*» ex gr. *griasica* NaI., «C.» ex gr. *chernosemica* NaI., «C.» cf. *zadonica* NaI., *Avicula* (*Leptodesma*) *aviculoides* Vern. var. *elongata* B. NaI. На этом основании нижнюю границу лебедянского горизонта следовало бы проводить внутри биловской свиты. Вопрос требует дальнейшего изучения.

Остатки микрофлоры представлены гиругонидами, акритархами фаменского облика и спорами *Leiotriletes atavus* Naum., *L. trivialis* Naum., *L. microrugosus* Naum., *L. solidus* Naum., *Retusotriletes pychovii* Naum., *R. simplex* Naum. и др. Такой комплекс спор характерен для верхнефаменских отложений центральных районов Русской плиты.

По палеонтологическим данным билевская свита соответствует акменскому и, возможно, также верхней части курсаского горизонта в Прибалтике (см. табл. 3).

К данковскому горизонту (D_3dn) отнесена льянская свита терригенных и терригенно-карбонатных пород изменчивой мощности (от 50—60 до 125 м). На большей части территории распространения свита перекрывается разновозрастными раннекаменноугольными отложениями турнейского и визейского ярусов. Севернее линии Неболчи—Бабаево отложения свиты отсутствуют, так как были полностью уничтожены во время продолжительного довизейского перерыва в осадконакоплении.

В южной части территории листа льянская свита литологически подразделяется на три части: нижнюю — преимущественно глинисто-мергелистую, среднюю — алевроитово-глинистую и верхнюю — глинисто-карбонатную.

Нижняя подсвита (42—55 м) характеризуется однотипным разрезом на всей площади распространения. Она сложена в нижней и средней частях переслаивающимися (по 0,5—4 м) пестро- и послойно разноцветными карбонатными глинами, алевролитами и мергелями с подчиненными прослоями пелитоморфных известняков и доломитов, реже песчаников. Верхняя часть разреза мощностью 6—12 м представлена преимущественно зеленовато- и буровато-желтыми мергелями, местами переходящими в голубовато-серые пелитоморфные известняки.

Средняя подсвита мощностью до 60 м представлена главным образом пестроокрашенными алевролитами, алевролитами и алевротитыми плотными глинами с частыми переходами глин в пестрые или буровато-розовые мергели. В основании подсвиты залегают обычно косослоистые пески и песчаники мощностью 3—4 м, которые в центральной части синеклизы замещаются в ряде случаев сильно песчанистыми глинами.

Верхняя подсвита присутствует только в наиболее полных разрезах (см. рис. 17). Ее мощность достигает 20 м, сложена розовато- и светло-серыми мергелями и доломитами, в северной части площади распространения частично также доломитизированными известняками.

В юго-восточном направлении возрастает общая карбонатность пород всех свит, исчезает их красноватая окраска и появляются тонкие (менее 0,3 м) прослои гипса—ангидрита (в двух нижних подсвитах). Верхняя граница горизонта в центральной части Московской синеклизы литологически четкая и проводится в основании пачки желтоватых и светло-серых доломитов и доломитизированных известняков заводянского горизонта с прослойками гипса, ангидрита и целестина, нередко с углистыми примазками.

В северной части площади распространения, в Новгородской области, свита представлена преимущественно разноцветными песчано-глинисто-мергелистыми отложениями с подчиненными прослоями доломитов, и выделение подсвиты становится затруднительным. Для глин нижней и средней подсвит характерно присутствие палыгорскита, который местами становится породообразующим минералом.

Отложения свиты бедны органическими остатками. В породах всех подсвит относительно часты гиругониды *Sycidium paucisulcatum* Prin., *S. maslovi* Sam., *S. karpinskyi* Sam., *Trochiliscus sexcostatus* Prin.

Редкие находки спор представлены *Leiotriletes microrugosus* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum. и др., имеющими широкое вертикальное распространение.

Для нижней и средней подсвит характерны остатки ихтифауны *Bothriolepis ornata* Gross, *Dinichtys machlaevi* O. Obr., *Devononchus ketterinsis* Gross, *D. tenuispinus* Gross, *Cheliophorus verneuili* Ag., *Panderichtys bystrowi* Gross, *Holodipterus kiprianowi* Pand., *Holoplychius flemingki* Ag., *Onychodus dellei* Gross.

В нижней подсвите найдены единичные беспозвоночные *Spirorbis omphalodes* Goldf., *Eridoncha socialis* Eichw., *Tambovia prima* Sam., *Cavellina* ex gr. *tambovoensis* Sam., а в верхней — *Glyptolichwinella adelaidae* Sam.

По палеонтологической характеристике нижнюю подсвиту можно сопоставить с мценскими и киселево-никольскими слоями (оптуховская свита), а среднюю и верхнюю подсвиты — с орловско-сабуровскими, тургеневскими и кудеяровскими слоями плавской свиты данковского горизонта Центрального девонского поля. Корреляция подсвит с горизонтами, выделенными на территории Западной Прибалтики, неясна и требует дальнейшего изучения.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы распространены в восточной части рассматриваемой территории, в пределах западной и северо-западной окраин Подмосковного каменноугольного бассейна. Они представлены здесь всеми тремя отделами. Стратиграфическое расчленение этих отложений дается в соответствии с унифицированной схемой (1965 г.) и более поздними дополнениями, принятыми межведомственным стратиграфическим комитетом.

Полная мощность сводного разреза карбона достигает 650 м.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнекаменноугольные отложения развиты в составе турнейского, визейского и серпуховского ярусов. На дочетвертичную поверхность они выходят в пределах субмеридиональной полосы шириной от 140 на юге до 10 км на севере. Их мощность зависит от морфологии подстилающей поверхности, условий седиментации и интенсивности последующих эрозионных процессов. Она изменяется в широких пределах от нескольких десятков до 470 м. Нерасчлененные нижнекаменноугольные отложения (C_1) выделены только на разрезе.

ТУРНЕЙСКИЙ ЯРУС

Нижнетурнейский подъярус. Лихвинский надгоризонт (C_{1lh}) распространен южнее линии Комарово—Пестово. Объем и мощность отложений весьма невыдержанные. Наиболее полный разрез лихвинского надгоризонта (мощность 70 м), включающий отложения заволжского, малевского и упинского горизонтов, вскрыт скв. 34 у дер. М. Кобыки, в 50 км на запад—северо-запад от г. Волоколамск. Заволжский и малевский горизонты (около 80 м) вскрыты кроме того скв. Старицкой. В районе г. Боровичи мощность лихвинского надгоризонта, представленного только малевскими глинистыми породами, не превышает 3—5 м. На ряде участков лихвинские отложения полностью уничтожены последующим размывом.

В пределах западной окраины Подмосковного каменноугольного бассейна эти отложения впервые были выделены В. А. Котлуковым (1935 г.) как лихвинский подъярус в составе двух толщ: нижней — доломитовой и верхней — мергелисто-глинистой. Позднее А. С. Корженевская (1947 г.) расчленила их на три толщи: нижнюю — мергелистую (поддоломитовую), среднюю — доломитовую и доломитово-известняковую и верхнюю — песчано-глинистую (наддоломитовую). В 50-е годы эти же исследователи, на основании изучения палеонтологических остатков и сопоставления разрезов западной и южной окраин Подмосковного бассейна, пришли к выводу о принадлежности к лихвинскому горизонту только верхней — наддоломитовой толщи. Ниже лежащие толщи они отнесли к озерско-хованским образованиям верхнего девона. Однако в дальнейшем (Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных, стратиграфических схем Русской платформы, 1962 г.) граница между фаменским и турнейским ярусами была определена в основании гониатитовой зоны *Woklumeria*, т. е. понижена до подошвы озерской толщи. Озерские и хованские отложения были объединены в заволжский горизонт, включенный в состав турнейского яруса.

В пределах западной и северо-западной частей Подмосковного бассейна лихвинский надгоризонт палеонтологически охарактеризован слабо и отличается быстрой фациальной изменчивостью по простиранию. Поэтому выделить в его составе стратиграфические горизонты можно только условно, и на геологической карте он показан нерасчлененным.

Заволжский горизонт распространен почти полностью в границах площади распространения отложений лихвинского надгоризонта, южнее линии Угловка—Пестово. Естественные обнажения пород горизонта известны только на р. Кунянка — притоке р. Полометь. Максимальные мощности его зафиксированы буровыми скважинами в центральной и южной частях региона (Калининская область): № 47 (Старицкая) — 51,6 м; Голубые озера — 52,9 м (рис. 19); Серебряники — 51,6 м. Выявление нижней границы заволжского горизонта вызывает большие затруднения в связи с литологическим сходством пограничных кудеяровских и озерских толщ, сложенных преимущественно сульфатно-доломитовыми породами со скудной специфической фауной. Нередко граница между ними проводится на разных уровнях, и одни и те же отложения сопоставляются то с кудеяровскими, то с озерскими.

С вышележащими малевским и упинским горизонтами граница отчетливая.

На большей части территории в разрезе заволжского горизонта отчетливо выделяются три пачки: нижняя, сложенная светлоокрашенными доломитами и доломитовыми мергелями, тонко- и скрытокристаллическими, участками пелитоморфными, слоистыми, плотными, часто окремненными, с прослоями и гнездами хорошо раскристаллизованного белого и светло-серого гипса; средняя, так называемая «угледоломитовая» пачка, в которой наряду с серыми и темно-серыми сильно перекристаллизованными крепкими доломитами широко распространены черные битуминозные доломиты с прослоями, гнездами и пленками черного углефицированного органического вещества, с обугленными растительными остатками и рассеянными мелкими зернами пирита и сидерита. Широко встречаются также глинистые известняки, мергели и коричневатые-серые глины, обогащенные углестым и сапропелевым веществом. Породы сильно огипсованы. Степень углистости и огипсованности средней пачки уменьшается в северо-западном направлении.

Выявленный в нижней и средней пачках комплекс спор, содержащий *Trachytriletes lasius* (W.) Naum., *Hymenozonotriletes rugosus* Naum., *Lophotriletes exiguus* Naum., *L. punctatus* Naum., *L. inflatus*

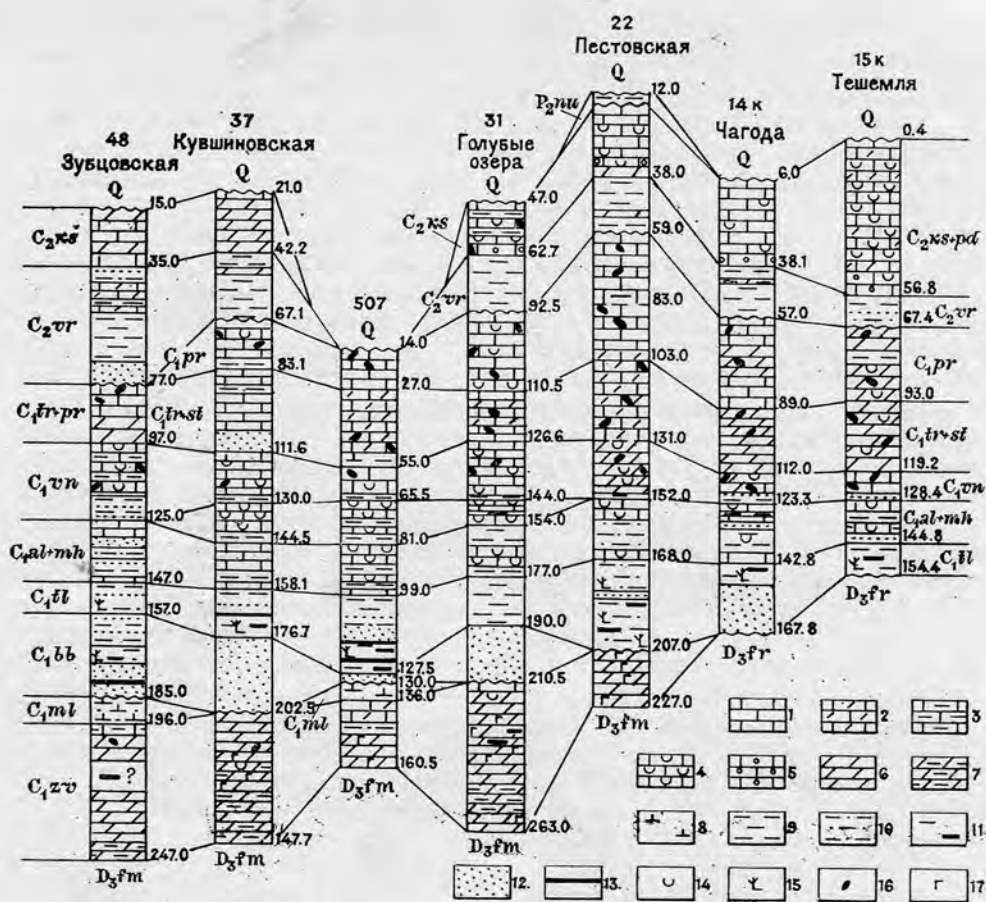


Рис. 19. Схема корреляции разрезов скважин на западной и северо-западной окраинах Подмосковского бассейна. Нижний и средний карбон.

1 — известняк; 2 — доломитизированный известняк; 3 — глинистый известняк; 4 — органогенно-обломочный известняк; 5 — псевдооолитовый известняк; 6 — доломит; 7 — глинистый доломит; 8 — глина известковистая, мергель; 9 — глина; 10 — глина песчаная; 11 — глина углистая; 12 — песок, песчаник; 13 — уголь бурый; 14 — остатки фауны; 15 — остатки растительности; 16 — линзы и желваки кремня; 17 — гипс.

Геологические индексы: D₃fm — верхний девон, фаменский ярус; C₁ — нижний карбон (горизонты: zv — заволжский, ml — малевский, bb — бобринковский, tl — тульский, al — алексинский, mh — михайловский, al+mh — алексинский и михайловский, vp — веневский, tr+st — тарусский и стешевский, pr — протвинский, tr-pr — тарусский — стешевский — протвинский); C₂ — средний карбон (горизонты: vr — верейский, kš — каширский, kš+pd — каширский и подольский); P₂pu — верхняя пермь, нижеустьинская свита; Q — четвертичный период.

Цифры с правой стороны колонок скважин — глубина, в м.

Naum, *Archaeozonotriletes jamenensis* *Naum.*, *Dictyotriletes cancellatus* *Waltz.*, *Stenozonotriletes literatus* *Naum.* и др., позволяет сопоставить их с озеркой толщей центральных районов.

Породы верхней пачки несут явные следы предвизейского размыва. В них встречается кавернозность, трещиноватость, резкая незакономерная изменчивость мощности, вплоть до полного выпадения этой пачки из разреза. В доломитизированных известняках содержатся многочисленные остатки фораминифер, остракод, обломки пелеципод, в том числе *Calcisphaera transporanta* *Reitl.*, *Bisphaera minima* *Lip.*, *Archaeosphaera minima* *Sul.*, *Aparchites globulus* *Posn.*, *Glyptolichwi-*

nella spiralis J o n. et K i r k., *Sulcella multicostata* P o s n., *Healdianella punctata* P o s n., *Glyptopleura egregia* P o s n., позволяющие сопоставить верхнюю пачку заволжского горизонта с хованскими слоями.

Малевский и упинский горизонты нерасчлененные. Отложения этих горизонтов распространены в тех же пределах, что и лихвинского надгоризонта в целом. Однако в результате предвизейского размыва они сохранились лишь в понижениях подстилающей поверхности. Естественные выходы малевских и упинских отложений известны только в районе Боровичи—Угловка: на р. Лынная близ пос. Деряжки, на р. Перетня у пос. Парахино—Поддубье и на правом берегу Мсты, в 1—1,5 км от дер. Коегощи. Их мощность варьирует от нескольких сантиметров до 40 м, составляя в большинстве случаев 10—15 м. К северу от линии Комарово—Пестово они полностью денудированы.

Разрез малевского и упинского горизонтов сложен преимущественно известковистыми глинами серого, зеленовато- и голубовато-серого цветов, в верхней его части пестро- и яркоокрашенными окислами железа. Глины тонкодисперсные, нередко алевритистые, реже песчаные, плотные, жирные на ощупь, восковидные, часто тонко- и микрослоистые, с прослоями известняка, доломита, доломитового мергеля, мелко- и тонкозернистого кварцевого песка. По всему разрезу, особенно в верхней его части, наблюдается обугленный и ожелезненный растительный детрит, конкреции и зерна пирита. Повышенная глинистость разреза обусловила резкую границу этих горизонтов с заволжским.

Палеонтологические остатки представлены главным образом спорами, характерные комплексы которых, содержащие *Stenozonotriletes flecsuosus* J u s c h. с тремя разновидностями (до 80 %), *Lophozonotriletes malevkensis* N a u m., *Archaeozonotriletes malevkensis* N a u m., *Hymenozonotriletes pusillites* K e d o, *Dyctiotriletes tschernischensis* J u s c h., *Lophotriletes rugosus* N a u m., *Acanthotriletes rarispinosus* J u s c h. и др., были выявлены Е. К. Вандерфлит в районе пос. Угловка (скв. 135, 1965 г.), пос. Раево (скв. 507, 1961 г.) и в ряде других разрезов.

Верхнелурнейский подъярус. Черепетский горизонт чернышенского надгоризонта сохранился на двух небольших разобщенных участках в районе п. Нелидово (скв. в дер. Бутаки) и юго-восточнее г. Старицы (скв. 34, дер. М. Кобяки). На этих участках он представлен только нижней, так называемой агеевской толщей. На дочетвертичную поверхность черепетские отложения не выходят. Мощность агеевской толщи составляет 8—10 м. Судя по тому, что в полных разрезах за пределами территории она достигает 20 м и более, верхняя часть этой толщи здесь очевидно размыва.

Поскольку в основании разреза агеевской толщи обычно распространен мелкозернистый кварцевый песок, граница ее с подстилающими малевско-упинскими отложениями достаточно отчетливая. Но к вышележащим, сходным по вещественному составу бобриковским отложениям, переход постепенный. Различаются они только по составу комплекса спор.

В целом агеевская толща сложена светло-серыми, серыми и черными углистыми, тонкослоистыми глинами и глинистым кварцевым алевритом, содержащим многочисленные аллохтонные углефицированные и пиритизированные растительные остатки, конкреции пирита и мелкие оолиты сидерита.

В глинах и алевритах выявлен характерный для агеевской толщи пыльцевой комплекс: *Acanthotriletes rarispinosus* J u s c h., *Lophozonotriletes crastifer* (L u b.) K e d o, *Trachytriletes flecsuosus* J u s c h., *Dyctiotriletes tenellus* N a u m., *Lophotriletes malevkensis* N a u m., *Stenozonotriletes amplexus* (N a u m.) J u s c h.

Нижневизейский подъярус. Малиновский надгоризонт (?) представляет собой элювиально-делювиальные образования досредневизейской («довизейской») коры выветривания. После накопления агеевской толщи, а в более северных частях рассматриваемой территории — в послелихвинское время — наступил этап континентального развития, завершившийся к началу яснополянского времени. В течение этого этапа здесь был образован расчлененный структурно-денудационный рельеф, на возвышенных участках которого сформировалась глинистая кора выветривания, частично перемещенная — элювиально-делювиальная (рис. 20). Без видимых перерывов и отчетливых контактов покрывает она турнейские породы, а на площадях, где последние отсутствуют, — верхнедевонские. Выходы ее на дочетвертичную поверхность неизвестны. От подстилающих пород образования коры выветривания отличаются бледной окраской и в особенности своим вещественным составом. Верхнедевонские и турнейские глины существенно гидрослюдистые. Глины коры выветривания каолиновые. В легкой части алевритовой фракции этих глин резко уменьшено содержание полевых шпатов и слюд; биотит превращен в мелкочешуйчатую гидрослюду, которая, в свою очередь, вместе с мусковитом, зонально разрушаясь, превратилась в каолинитовую муку. В тяжелой фракции полностью отсутствуют неустойчивые минералы, рутил заметно лейкоксенизирован. По сравнению с подстилающими породами в элювиальных глинах значительно увеличилось содержание полуторных окислов железа и алюминия и двуокиси титана при соответствующем снижении содержания кремнезема. Эти глины представляют собой, по-видимому, нижнюю часть остаточной, местами переотложенной коры выветривания на довизейских породах. Однозначное решение вопроса о времени их формирования пока невозможно. Однако палеогеографический анализ развития территории позволяет предположить, что наиболее благоприятные условия для формирования «довизейской» коры выветривания сложились на заключительном этапе позднемалиновского времени (В. С. Кофман, 1979 г.).

Мощность коры выветривания достигает 6—7 м. Наиболее представительный ее разрез известен вблизи дер. Кремница на р. Белая — правом притоке Мсты.

Средневизейский подъярус. Отложения яснополянского надгоризонта распространены почти повсеместно на площади, занятой каменно-угольными отложениями, отсутствуют лишь местами, где они размыты в поздневизейское время. В полном объеме в составе бобриковского и тульского горизонтов отложения яснополянского надгоризонта распространены южнее линии Валдай—Бологое. Севернее, по имеющимся данным, распространен только тульский горизонт. Однако не исключена вероятность присутствия и здесь, на локальных участках в глубоких впадинах довизейской поверхности, сохранившихся от размыва бобриковских отложений.

Для пород яснополянского надгоризонта характерна изменчивость вещественного состава, значительное непостоянство мощностей, широкое распространение залежей бурого угля, огнеупорных глин, бокситов.

Бобриковский горизонт (C_1bb) характеризуется двучленным строением. Нижняя часть его преимущественно песчаная, верхняя — углисто-глинистая. Граница бобриковского горизонта с подстилающими турнейскими отложениями (за исключением агеевской толщи) резкая, со следами размыва. С вышележащими тульскими она чаще неотчетливая.

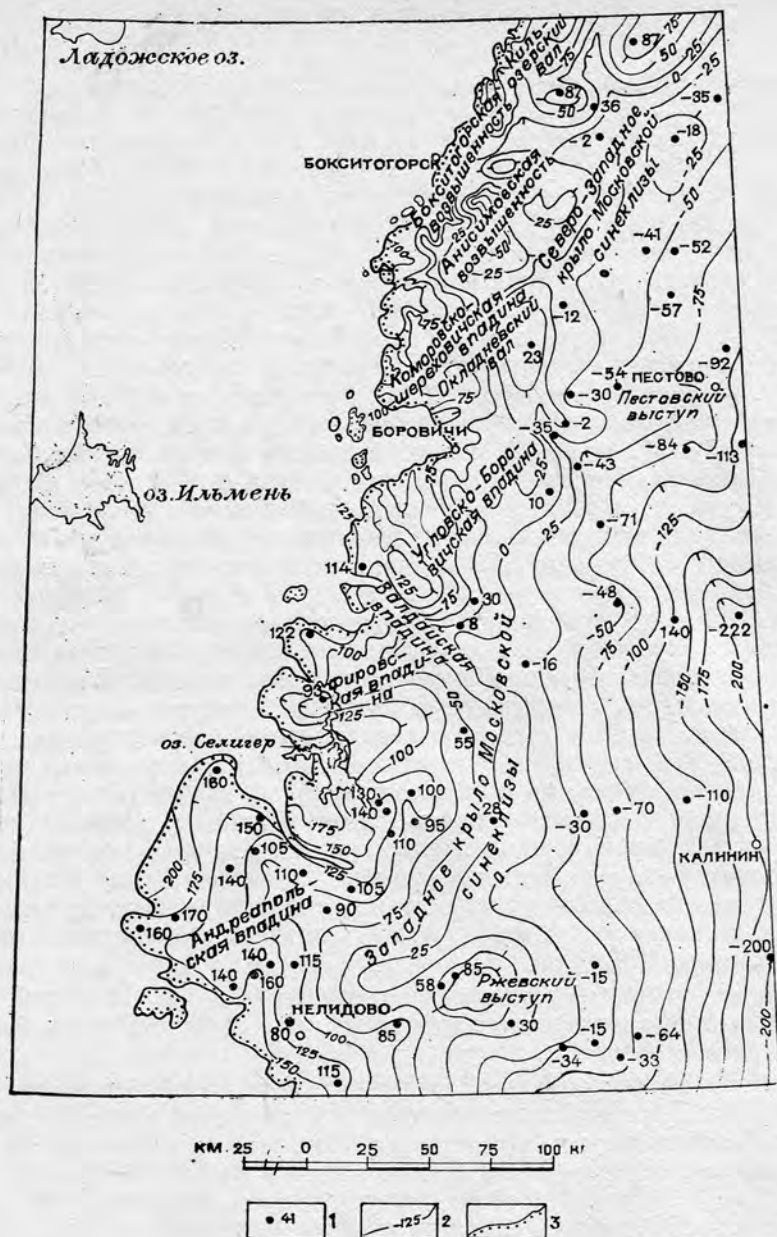


Рис. 20. Схема рельефа довизейской поверхности.

- 1 — скважина и абсолютная отметка довизейской поверхности, в м;
 2 — изолиния поверхности с абсолютными значениями, в м; 3 — граница распространения довизейских каменноугольных отложений.

Бобриковские пески серые и светло-серые, кварцевые, мелкозернистые, отличаются от девонских повышенным содержанием циркона, турмалина, ставролита, дистена и практически полным отсутствием слюды. В них присутствуют линзы и прослои песчаников, сланцеватых углистых глин, алевролитов и песчанистых глин с обугленными растительными остатками, с желваками и прослойками сидерита, мелкими конкрециями пирита. В основании песчаной толщи нередко встречаются линзы пластичных и сухарных глин. В целом глинистость и углистость

песчаной части разреза увеличивается в западном направлении. Ее максимальные мощности (20—30 м) приурочены к довизейской впадине в районе Кувшиново—Торжок—Старица—Ржев—Зубцов.

Верхняя, углисто-глинистая часть бобриковского горизонта наиболее полно изучена в пределах Нелидовского и Селижаровского бурогольных районов. Здесь она именуется «главным угольным комплексом» и сложена углистыми и сапропелевыми глинами, сланцами и углями (четыре слоя), с прослоями пластичных и сухарных глин, линзами тонкозернистых, кварцевых песков, с многочисленными стигмариями, ризойдами, конкрециями пирита, желваками сидерита, минерализованными и обугленными растительными остатками. Бурый уголь по простираннию сменяется углистыми алевролитами, глинами и другими образованиями зоны лагун и мелкого моря. Мощность этой части разреза не превышает 15, чаще составляя 5—7 м. На обширных площадях она полностью уничтожена раннетульским размывом.

Для углисто-глинистого комплекса бобриковского горизонта характерны споры *Trematozonotriletes variabilis* var. *faveolatus* (Waltz) Naum. и другие разновидности (30—50 %), *Leiotriletes platirugosus* (Waltz) Naum., *Hymenozonotriletes pusillus* (Waltz) Naum., *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* Naum., *Eurizonotriletes literatus* (Waltz) Naum., *E. planus* Naum., *Perisaccus campylopterus* (Waltz) Naum. и т. д. Присутствуют прекрасной сохранности водоросли *Cladiscothallus koeppeni* R. [88].

Тульский горизонт (*C₁tl*) развит почти на всей площади распространения карбона, выпадая из разреза лишь в обособленных зонах послетульского размыва и на отдельных участках естественного выклинивания. Многочисленные обнажения пород тульского горизонта известны на реках, пересекающих Карбоновый уступ.

Тульскому горизонту присущи литологическая и фациальная пестрота разрезов и невыдержанность мощности (5—70 м), обусловленные морфологией подстилающей поверхности, интенсивностью и дифференцированностью последующих размывов.

Граница тульского горизонта с подстилающими породами отчетлива лишь тогда, когда нижняя его часть сложена песком. Во всех других случаях переход от подстилающих пород к породам тульского возраста постепенный. Не выражена граница и с перекрывающим алексинским горизонтом.

Тульский горизонт сложен прибрежно-континентальными (присклоновыми), аллювиальными, озерно-болотными и прибрежно-морскими образованиями. Несмотря на то, что его разрезы к северу и югу от р. Мста заметно различаются, в составе горизонта повсеместно четко выделяются три литологических комплекса: нижний — песчано-глинистый, средний — сухарно-бокситовый и верхний — углисто-песчано-глинистый (В. Г. Горянский, В. С. Кофман, 1971 г.).

Песчано-глинистый комплекс, образования которого приурочены к впадинам довизейской поверхности, представлен кварцевыми песками со значительной примесью каолинита, алевролитами, песчаными и углистыми глинами с тонкими прослоями бурого угля и лигнита. В глинах наблюдается бесцветная слюда, углефицированные растительные остатки, желваки и конкреции сидерита.

В Боровичском районе и южнее глины нижнего комплекса обычно известковистые и нередко содержат прослой глинистого известняка. В одном из таких прослоев Т. И. Шлыкова (1951 г.) выявила комплекс тульских фораминифер, состоящий из многочисленных *Pseudoendotyra struvei* (Moell.), а также плохой сохранности эоштаффелл, эндотир, редких архедискусов, текстулярид и гипераммин. В тонкослоистых глинах встречаются остатки лингул и наутилид. В глубоких депрессиях мощность нижнего комплекса достигает 60—70 м.

Составляющие сухарно-бокситовый комплекс огнеупорные глины сухарного ряда, бокситы, бокситовые и сопутствующие им породы распространены в пределах склонов довизейских возвышенностей. Они накапливались в ложбинах и долинах древней эрозионной сети, а также в прибортовых частях заливообразных впадин береговой зоны моря.

Южнее линии Валдай—Бологое—Максатиха породы сухарно-бокситового комплекса в разрезах тульского горизонта не встречены. Возможно, они замещены углисто-глинистыми осадками, трудно отличимыми от аналогичных образований верхнего комплекса. Мощность отложений среднего комплекса изменяется от 1 до 25—30 м. Севернее р. Мста, на отдельных участках, они частично или полностью уничтожены послетульским размывом.

Углисто-песчано-глинистый комплекс представлен в основном пластичными и полусухарными огнеупорными глинами и углисто-сажистыми глинами с прослоями или маломощными пластами высокозольного бурого угля (от одного-двух в районе Боровичи—Комарово, до четырех — в районе Нелидово). Степень углефикации осадков и мощность угольных пластов увеличиваются в юго-западном направлении [24] (А. П. Саломон, 1966 г.; Т. В. Александрова, Е. А. Петрова, 1957 г.). Углисто-сажистые глины переполнены углефицированными и минерализованными растительными остатками, содержат конкреции сидерита, стяжения и присыпки пирита, в отдельных разрезах отмечается повышенная слюдистость, к югу от ст. Неболочи, в верхней части разреза, распространены тонкие прослои мергелистых и песчанистых известняков, содержащих остатки фораминифер, брахиопод, остракод и наутилид. В их числе *Pseudoendothyra candida* (Ivan.), *Eostaffella prisca* Rans., *Mediocris breviscula* (Ivan.), *Endothyronopsis compressa* Rans. et Reith, *Plectogyra similis* (Rans. et Reith), *Archaeodiscus paxillus* Schlyk и др. Мощность комплекса изменяется от 7—8 до 20—30 м.

По составу спорового спектра (Решения Межведомственного совещания, 1965 г.) [84] нижний и средний литологические комплексы, содержащие споры комплекса *Hymenozonotriletes pusillus* Jusch. соответствуют раннетульскому этапу геологического развития и объединены в нижнетульский подгоризонт, а верхний, содержащий споры комплекса *Trachytriletes subintortus* Jusch., *Simozonotriletes brevispinosus* Waltz., соответствует позднетульскому этапу развития и составляет верхнетульский подгоризонт.

Верхневизейский подъярус. Окский надгоризонт объединяет три горизонта, близкие по своей палеонтологической характеристике — алексинский, михайловский и веневский. Распространен так же широко, как и яснополянский, и в нижней части разреза по литологическим особенностям весьма схож с последним.

На значительной части рассматриваемой территории разрез алексинского и михайловского горизонтов представляет собой толщу переслаивания песчано-глинистых пород и известняков. От разреза к разрезу количество слоев меняется, изменяются также и их литологические особенности. Нередко трудно определить положение границы между ними, что до сих пор вызывает разночтения в этом вопросе (А. И. Осипова и Т. Н. Бельская, 1977 г.), поэтому на геологической карте алексинский и михайловский горизонты ($C_{1al}+mh$) показаны объединенными.

Алексинский горизонт перекрывает породы тульского горизонта повсеместно, за исключением полосы Карбонового уступа, где все горизонты карбона залегают непосредственно под четвертичными отложениями. Естественные его обнажения многочисленны, особенно на реках Мста, Крупна, Охомля, Прикша, Рагуша. Граница между алексин-

ским и тульским горизонтами проходит чаще в неотличимых песчано-глинистых отложениях и визуально не выражена. В этом случае ее проводят условно по подошве нижнего слоя известняка или связанной с ним глины, изобилующей остракодами и мшанками («остракодовый» горизонт). На ряде участков разрез алексинских отложений начинается аллювиально-дельтовыми песками с размывом, залегающими не только на тульских, но и нередко на верхнедевонских породах.

Преобладающая мощность алексинских отложений 20—25 м; в разрезах с песчаными толщами она возрастает до 50 м и более.

Алексинские отложения накапливались преимущественно в прибрежно-морских условиях. На значительной части территории они представлены переслаиванием маломощных слоев органогенного известняка с песчано-глинистыми породами (серые и углисто-сажистые глины с прослойками бурого угля и лигнита, красящие глины и др.). Наиболее полный разрез такого типа, с четырьмя слоями известняков (a_1 — a_4), обнажен на р. Мста в районе г. Боровичи. К югу от линии Валдай—Бологое—Максатиха эти четыре слоя сливаются в два и далее в один, более мощный (7—9 м в районе Нелидово и до 15 м в Старицком и Zubцовском районах). В районе Бокситогорска в разрезе встречается лишь один слой известняка, по-видимому, соответствующий мстинскому (a_4). Слою a_1 здесь соответствует так называемый «остракодовый горизонт» — слой тонкодисперсной, сургучно-красной, листовато-слоистой глины, переполненной остракодами. Здесь горизонт сложен в основном песчано-глинистыми породами с преобладанием аллювиальных и прибрежно-дельтовых мелкозернистых кварцевых песков, заполняющих глубокие долинообразные депрессии. В песках встречаются слои сильно ожелезненных песчаников, светло-серых каолинитовых и углистых глин, отмечаются включения обугленных и ожелезненных растительных остатков. В южных районах в них заметна слюдистость. Для алексинского горизонта в целом характерны *Bradyina rotula* Eichw., *Archaediscus moelleri* var. *gigas* Raus, *A. operosus* Schlyk., *Plectogira samarica* Raus., *Gigantoproductus praemoderatus* Schw., *Productus continnus* Sow., *Semiplanus semiplanus* Schw., *Paraparchites armstrongianus* J. et K., *Jonesina fastigiata* var. *spinosa* Posn., *Cavellina attenuata* J. et K. споры и пыльца комплекса *Perisaccus primigenius* (Dyb. et Jsch.), *Acanthotriletes arinaceus* (Waltz.), *Lophotriletes piriformis* (Waltz.).

Михайловский горизонт распространен повсеместно и характеризуется выдержанностью основных особенностей на значительных расстояниях. Естественные обнажения михайловского горизонта известны там же, где и алексинские. Общая мощность его изменяется от 5—10 (в районе Бокситогорск—Боровичи) до 37 м (в районе городов Ржев—Старица).

Нижнюю границу михайловского горизонта в северной половине рассматриваемой территории (Валдай—Боровичи—Бокситогорск) проводят по подошве слоя известняка a_5 [24], в южных районах (Бириня и др., 1971 г.) — по подошве пачки песчано-глинистых пород, подстилающих нижний слой известняка. Граница с веневским горизонтом отчетливая, нередко со следами размыва.

В наиболее полном разрезе на р. Мста у д. Егла михайловский горизонт представлен тремя слоями органогенно-обломочных известняков a_5 , a_6 и a_7 (Р. Ф. Геккер, 1938 г.), разделенных песчано-глинистыми породами. Слой a_7 (0,8 м) кроме этого разреза не встречен больше нигде. Нижний слой a_5 (1—2 м), нередко линзовидный, на многих участках севернее с. Воложба выклинивается, а на юго-западе территории (район Нелидово—Андреаполь—Селижарово) он разделен на несколько тонких пропласков. Наиболее выдержанным и мощным (1—9 м)

является слой a_6 — серый и темно-серый известняк с многочисленными остатками микро- и макрофауны, нередко пронизанный ризоидами. Подстилает его пачка глин в нижней части тонкослоистых, нередко известковистых с многочисленными остатками брахиопод и остракод, а в верхней — темно-серых углистых с прослоями углисто-сажистой породы и с тонкими линзочками глинистого бурого угля. В михайловском горизонте широко распространены кварцевые пески, пестро- и яркоокрашенные глины и алевролиты. Он хорошо охарактеризован остатками фауны, среди которых встречены руководящие виды: *Endothyranopsis sphaericus* Raus. et Reitt., *Howchinia gibba* (Möell.) *Eostaffella ikensis* Viss., *Cribrospira panderi* Möell., *Gigantoproductus moderatus* Schw., *G. giganteus* (Mart.), *G. moderato-convexus* (Jan.), *Cavellina forschii* Posn., *Bairdia mandelschtaimi* Posn., споры и пыльца комплекса *Trilobozonotriletes canavus* Naum. var. *okensis* Jusch., *Perisaccus primigenius* (Dyb. et Jusch.).

Веневский горизонт (C_{1vn}) обычно имеет двучленное строение. На слабо размытой поверхности отложений михайловского горизонта залегают песчано-глинистые породы — пестроокрашенные глины и алевролиты (3—5 м). В ряде районов южнее р. Мста, на р. Прикша и местами севернее нее, нижняя часть разреза сложена косослоистыми кварцевыми песками (до 20—25 м). На многих участках южной половины территории песчано-глинистые породы в основании веневского горизонта отсутствуют (скважины Кувшиновская, Старицкая и др.) или мощность их незначительна (см. рис. 19). Здесь терригенные породы (мощностью до 7 м) слагают нижнюю часть разреза горизонта в Селижаровском районе. Выше залегает слой известняка (слой a_9 или мстинского разреза) мощностью от 5—10 (в районе Бокситогorsk—Боровичи) до 17—19 м (в районе Волоколамска), непрерывно прослеживающийся по всей западной и северо-западной периферии Подмосковского бассейна. Его выходы на поверхность известны по многим рекам региона. Но особой известностью пользуются разрезы на Рагуше, Прикше, Мсте и Волге (Ржевское Поволжье). Известняк серый, пятнистый, массивный, на отдельных участках с отчетливой органогенно-обломочной структурой, нередко перекристаллизованный и доломитизированный, с желваками и редкими цепочками (в юго-западной части территории) синевато-серого, фарфоровидного кремня; в нем много остатков фауны и известковых водорослей. Благодаря выдержанности основных особенностей этого слоя известняка он является основным маркирующим горизонтом визейского яруса. В обнажениях на реках Мста, Прикша, Рагуша и др. между слоями a_6 и a_7 наблюдается еще один слой известняка a_8 , который в восточном и южном направлениях сливаются со слоем a_7 . Он прослеживается в виде разобщенных линз выщелоченного и ожелезненного пятнисто-серого известняка, с остатками фауны плохой сохранности. Поверхность линз сильно корродирована и покрыта темно-красной железистой коркой выветривания, что свидетельствует о широкоамплитудной осцилляции верхневизейского моря в этой части Московской синеклизы.

Некоторые исследователи [74] склонны проводить по кровле a_8 верхнюю границу веневского горизонта и соответственно границу между визейским и серпуховским ярусами. В веневских известняках определены многочисленные виды фораминифер, кораллов, брахиопод, остракод, в том числе, характерные для горизонта *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.), *Eostaffella ikensis tenebrosa* Viss., *Forschiella prisca* Minh., *Dibunophyllum turbinatum* M. Coy., *Chaetetes crustacea Pugilis pugiliformis* (Jan.), *Antiquatonia prikschiana* (Jan.), *Gigantoproductus latipriscus* Sar., *Carbonita fabulina* var. *okensis* Posn. *Bairdia legumen* (J. et K.) и др. Весьма многочисленны остатки *Calcifolium okense* Schw. et Bir.

Породы серпуховского яруса, относящиеся к тарусскому, стешевскому и протвинскому горизонтам, слагают верхнюю часть склона Карбонового уступа и западную окраину Карбонового плато.

На большей части территории, расположенной к югу от р. Мста, серпуховский ярус представлен однородной толщей карбонатных пород, в которой выделить стратиграфические горизонты сложно из-за неотчетливости литологических различий.

Не менее сложно выделить горизонты на территории севернее р. Мста, где тарусско-стешевская часть серпуховского яруса представляет собой толщу переслаивания песчано-глинистых пород с известняками и доломитами, количество слоев в которой увеличивается по мере движения к северу.

В связи с указанным, а также принимая во внимание, что составы фауны в тарусском и стешевском горизонтах весьма сходны и представлена она в основном видами широкого стратиграфического распространения, на геологической карте рассматриваемой территории тарусский и стешевский горизонты ($C_{1tr} + st$) объединены в одном стратиграфическом подразделении.

Тарусский горизонт хорошо изучен в естественных обнажениях по рекам Рядань, Рагуша, Прикша, Мста, Жукопа, Паникля, в Ржевском Поволжье. Граница с веневским горизонтом отчетливо выражена только в бассейне Мсты и севернее, где разрез тарусского горизонта начинается с песчано-глинистых отложений, за счет которых он и достигает максимальной мощности в 12—14 м. Эта часть горизонта представлена частым переслаиванием пестроокрашенных слоистых глин, песков и алевролитов, среди которых встречаются прослои тонкослоистых темно-серых известковистых глин с отпечатками и обломками тонкорестристых продуктид и остракод с растительными остатками. Наиболее полно они обнажены на р. Рагуша. Верхняя его часть, а южнее линии Валдай—Бологое практически весь, горизонт сложен доломитами, доломитизированными известняками и известковистыми доломитами серого и желтовато-серого цвета, плитчатыми, участками сильно перекристаллизованными и окремненными, с прослоями и линзами черных и коричневых кремней. Только в самых южных районах (Ржевское Поволжье и др.) преобладают светлоокрашенные органогенные мелкодетритусовые известняки, нередко со следами обмеления в основании разреза в виде прослоев ризойдного и глинистого известняков. Мощность карбонатных пород изменяется от 1 до 10—12 м. При отсутствии песчано-глинистой пачки отличить тарусские карбонатные породы от веневских очень трудно. В этих случаях граница между визейским и серпуховским ярусами устанавливается по остаткам руководящей фауны. Заметно обедненный комплекс в тарусском горизонте характеризуется распространением *Eostaffella ikensis* *s.s.*, *Endothyranopsis crassus* *Brady*, *Asteroarchaediscus parvus* *Raus*, тонкостенных брахиопод *Gigantoproductus latexpansus* *Sarg.*, *G. latipriscus* *Sarg.*, *Spirifer pseudotrigonalis* *Semich.*, *Marginifera longispina* *Sow.*, *Healdia vitiligata* *Zan.*, *H. kudrjantzevi* *Posp.* и др.

Отложения стешевского горизонта наиболее полно обнажены на реках Рагуша, Прикша, Мста, а также в Ржевском Поволжье (вблизи с. Стешево). Граница его с тарусским горизонтом сравнительно отчетливо выражена только севернее Мсты, где нижняя часть горизонта (1—4 м) сложена пестроокрашенными тонкодисперсными и песчанистыми слоистыми глинами и глинистыми алевролитами с прослоями тонкозернистого песка. На большей части территории, южнее Мсты, границу между горизонтами точно установить невозможно, так как она проходит внутри однообразной толщи карбонатных пород. Здесь сте-

шевский горизонт полностью сложен известняками, доломитами, доломитизированными известняками, известковыми доломитами, мергелями, нередко сильно окремненными с желваками и цепочками желтовато-бурых кремней. В крайних южных районах (Селижаровский, Ржевское Поволжье, Волокаламский и др.) стешевская карбонатная толща представляет собой переслаивание окремненных доломитизированных известняков, желтовато-серых, глинистых доломитов, пестроокрашенных и зеленовато-серых мергелей и тонкослоистых известковистых глин; среди известняков широко распространены криноидные разности. Суммарная их мощность достигает 14—15 м.

Стешевские породы еще беднее органическими остатками, чем таурские. Среди них наиболее характерны для горизонта *Endothyranopsis sphaericus* Raus., *Eostaffella decurta* Raus., *Asteroarchaediscus baschkiricus* Krest et Teod., *Chaetetes rossicus* Sok., *Ch. tenuiradialis* Sok., *Lonsdaleia papillata* Edw. et Haim., *Productus concinnis* Sow., *Marginifera lobata* Sow., *Schuchertella rovnensis* Jan., *Striatifera magna* Jan. и др.

Протвинский горизонт (C_{1pr}) частично обнажается на тех же реках, что и нижележащие горизонты. Наиболее полные его разрезы, по данным бурения, распространены в восточной части территории. На обширных площадях севернее г. Осташков протвинский горизонт слагает поверхность Карбонового плато. Повсеместно он представлен толщей карбонатных пород, мощность которой нарастает в северо-восточном направлении от 16—17 (в Ржевском Поволжье) до 45 м (в районе Хвойная—Подборовье).

Граница с нижележащим горизонтом отчетливая только в северной части территории, где в основании протвинского горизонта залегает пачка (1—5 м) серых и коричневых с охристыми пятнами слюистых глин, алевролитов и песков, часто слюистых и известковистых.

Толща карбонатных пород сложена в нижней части желтоватыми доломитами и сильно перекристаллизованными и окремненными доломитизированными известняками с линзами и гнездами красно-фиолетовой глины, а в верхней — белыми, крепкими, перекристаллизованными сахаровидными известняками («угловский горизонт»).

Выдержанность основных литологических особенностей протвинского горизонта на площади и сравнительно большая мощность делают его основным маркирующим горизонтом в разрезе карбона всей западной периферии Подмосковского бассейна.

Поверхность горизонта несет отчетливые следы глубокого предверейского размыва (карст, выщелачивание, ожелезнение и т. п.). Остатки фауны в протвинском горизонте немногочисленные и плохой сохранности. Среди них встречены характерные виды: *Eostaffella protvae* Raus., *E. subsphaerica* Gan., *Bradiyna cribrastomata* Raus., et Reittl., *Gigantoproductus superbus* Sar., *G. latissimus* Sow., *Striatifera magna* Jan., *Sanguinolites striata-lamellosus* Kon.

В районе Пестово, Максатиха и на некоторых других участках, в восточном и юго-восточном частях территории выше собственно протвинских пород залегает пачка брекчиевидных, глинистых светло- и пестроокрашенных, нередко перекристаллизованных известняков мощностью до 26 м. Их относили к башкирскому ярусу среднего карбона [24].

Проведенный в 70-х годах детальный анализ фаунистических остатков из этой пачки [25] показал, что присутствующие в ней фораминиферы и брахиоподы представлены в большинстве ранне-каменноугольными видами, в том числе и характерными для протвинского горизонта *Eostaffella protvae* (Raus.), *Striatifera magna* (Jan.) и др., на основании чего она была введена в состав протвинского горизонта под названием «пестовская толща».

Отложения среднего карбона, распространенные в восточной части рассматриваемой территории, представлены московским ярусом в составе двух подъярусов: нижнего (верейский и каширский горизонты) и верхнего (подольский и мячковский горизонты). Общая их мощность достигает 120—130 м. Нерасчлененные среднекаменноугольные отложения (C_2) выделены на разрезе.

Московский ярус. Нижний подъярус. Отложения верейского горизонта (C_{2vr}), залегающие на размытой поверхности серпуховского яруса, знаменуют собой начало нового этапа трансгрессии каменноугольного моря. Они распространены в пределах площади развития среднего карбона почти везде. Но немногочисленные естественные выходы их на дневную поверхность известны только в верхнем течении Волги вблизи Ржева и Зубцова и на р. Вазуза около г. Старица.

Мощность верейского горизонта изменяется от 40—50 м в районе г. Пестово до полного исчезновения из разреза вблизи западной границы распространения среднего карбона, составляя чаще всего 20—30 м. Горизонт сложен красноцветными песчаными и алевитовыми глинами монтмориллонитового, гидрослюдистого, реже палыгорскитового состава, песками и известково-доломитовыми глинами с прослоями доломитов и мергелей. Степень карбонатности разреза нарастает в восточном направлении.

Терригенные породы характеризуются высоким содержанием полевых шпатов (до 67 % легкой фракции), слабой окатанностью зерен и плохой сортировкой материала. В южной части территории на многих участках красные глины в основании горизонта переполнены обломками сильно выщелоченного протвинского известняка и кремней. В виде маломощного (0,5—1,0 м) плаща покрывают они поверхность протвинского горизонта, представляя собой элювиальные образования (кору выветривания) времени предверейского континентального перерыва. Впервые они были выделены в 1938 г. в бассейне Оки М. С. Швецовым и описаны под названием «высоковские слои».

Начиная от района Пестова и южнее в разрезе верейского горизонта отчетливо выделяются четыре пачки пород, которые по редким фаунистическим остаткам и особенностям вещественного состава могут быть сопоставлены с шатской (нижние две пачки), алытовской и ордынкой (верхняя пачка) толщами южной окраины Московской синеклизы. Редкие и плохой сохранности остатки фауны приурочены главным образом к прослоям карбонатных пород. Среди них выявлены и характерные для верейского горизонта виды: *Aljutovella* ex gr. *aljutovica* Raus., *Pseudostaffella compressa* Raus., *Orthotetes radiata* Fisch., *Alexenia minor* (Ivan.), *Linoproductus latiplanus* Ivan. и др.

Каширский горизонт ($C_{2kš}$) распространен так же широко, как и верейский. Граница между ними отчетливая, на многих участках резкая, обусловленная литологическими различиями горизонтов. В то же время с вышележащим подольским горизонтом граница трудно уловима и проводится главным образом на основании смены комплекса фауны. Мощность каширского горизонта составляет 25—30 м и только в районах городов Пестово и Калинин достигает 40 м и более.

В большинстве разрезов каширский горизонт сложен светлоокрашенными обломочными и органогенно-обломочными известняками, доломитизированными известняками и доломитами с прослоями глин и мергелей, а иногда и известняковых галечников. Для северных районов характерно широкое распространение в нижней части горизонта псевдоолитовых известняков. На юге в каширских породах отмечается при-

сутствие землистого флюорита ратовкита. На многих участках породы средней и верхней частей горизонта окремнены (желваки кремня и кремнистый цемент в породе). В юго-восточной части территории (район Калинин—Волоколамск) каширский горизонт представляет собой толщу переслаивания известняков и доломитов с глинами и мергелями. Здесь в разрезе отчетливо выделяется шесть литолого-стратиграфических толщ [25], снизу вверх: полустовогогорская (глины слабоизвестковистые, пестроокрашенные с прослоями доломитов) — 3—4 м; нарская (известняки и доломиты с прослоями мергелей и известковистых глин) — 13—20 м; хатунская (известняки с многочисленными тонкими прослойками зеленовато-серой глины и мергеля) — 2—4 м; лопаснинская (известняки) — 4—7 м; ростиславльская (переслаивание известняков, мергелей и глин) — 4—6 м смедвинская (светлоокрашенные фораминиферо-криноидные известняки с прослоями мергелей и доломитов, с линзами кремней и стилолитами) — 2—6 м. Толщи различаются не только по литологическим особенностям, но и по остаткам фауны. Каширскому горизонту в целом присуще обилие, многообразие и хорошая сохранность остатков фауны, в том числе и характерных для него видов *Hemifusulina kaschirica* Bolch., *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *Fusiella praecursor* Raus., *Schubertella magna* Lee et Chen., *Antiquatonia kaschirica* Ivan., *Choristites priscus* Eichv. и др.

Верхнемосковский подъярус. Подольский горизонт (C_2pd) распространен в пределах полосы, ограниченной с запада линией Зубцов—Ржев—Торжок—Вышний Волочек—Мста—Пестово—Подборовье. Отложения его залегают на каширских согласно, но с мелкими местными размывами. Также согласно перекрываются они отложениями мячковского горизонта. Немногочисленные естественные обнажения и ряд карьеров по добыче подольского известняка известны на Верхней Волге и ее притоках Вазузе и Держе в районе г. Старица. По всей территории подольский горизонт представлен выдержанной толщей светлоокрашенных органогенных и доломитизированных известняков и доломитов (20—27 м). Доломитизация увеличивается вверх разреза. Нередко верхняя его часть полностью сложена доломитом. В основании горизонта залегает слой розоватого глинистого известняка и мергеля (до 2 м), а на отдельных участках — известнякового конгломерата, которые позволяют уточнить положение его нижней границы. Во многих разрезах отмечается прослаивание карбонатных пород тонкослоистой известковистой глины. А южнее Пестова подольские известняки и доломиты огипсованы. В районах Максатихи, Калинина и Волоколамска в составе горизонта отчетливо выделяются две толщи: нижняя — мергелисто-карбонатная — и верхняя, сложенная преимущественно мелкодетритовыми органогенными известняками, которые могут быть сопоставлены соответственно с васькинскими и улитинско-щуровскими слоями Южного Подмосковья [25]. Эти толщи различаются и по составу фаунистических комплексов. Остатки фауны многочисленны и хорошей сохранности. Из них характерными для подольского горизонта являются *Fusulina elegans* Raus. et Bel., *Fusulinella bocki* Möell., *Hemifusulina subromboides* Raus., *Dictyoclostus möelleri* (Stuck.), *Choristites sowerbyi* Fisch., *Ch. mosquensis* Fisch., *Marginitifera timanica* Tschern. и др.

Мячковский горизонт ($C_2m\delta$) развит на двух разобщенных участках на крайнем северо-востоке территории и в восточной ее части, южнее Пестова. В немногочисленных естественных выходах горизонта, известных на р. Колпь, в районе Бабаево и на Верхней Волге в районе Ржев—Старица обнажается только нижняя его часть (10 м).

Наиболее полные разрезы вскрыты картировочными скважинами вблизи Калинина и Волоколамска, где мощность мячковского горизонта достигает 30 м и более, тогда как на остальной территории она не

превышает 15—20 м. Обычно мячковский горизонт лежит на подольском согласно, с очень незначительными местными размывами. Нижняя граница его четкая и проводится по появлению органогенно-обломочных известняков («кораллово-фораминиферовая толща»); верхняя — также достаточно отчетливая.

На северо-восточном участке, в районе Бабаево—Чагода, мячковский горизонт сложен зеленовато-серыми органогенными и органогенно-обломочными известняками и доломитами. В основании его присутствуют грубообломочные известняки с многочисленными обломками колониальных кораллов, фораминифер и другой фауны, а в верхней части преобладают доломиты и доломитизированные известняки. По всему разрезу встречаются тонкие прослои доломитовых и известковых мергелей и карбонатизированных глин. Характерно сильное огипсование пород.

Южнее г. Пестово, в районе Максатиха—Волоколамск, разрез мячковского горизонта в целом не меняется, но более отчетливо подразделяется на две толщи, различающиеся не только литологическими особенностями, но и комплексом фаунистических остатков: нижнюю — сложенную органогенно-обломочными фораминиферовыми и коралловыми известняками и коралловыми известняками с прослойками глинистых мергелей, сменяющимся вверх по разрезу доломитизированными известняками и доломитами (13—16 м), и верхнюю — преимущественно известняковую, содержащую многочисленные, хорошей сохранности остатки фораминифер колониальных кораллов, иглокожих и др. Эти толщи сопоставляются соответственно с новлинскими и песковскими слоями Подмосковья.

Среди многочисленных остатков фауны выявлены характерные для мячковского горизонта *Fusulina cylindrica* Fisch. et Möell., *Fusulinella bocki* Möell., *Protriticites ovatus* Putr., *Profusulinella librovitchi* Dutk., *Choristites onegaensis* Barch., *Ch. dilatatus* Fisch., *Notothyris nucleolus* (Kut.) и др.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего карбона, представленные касимовскими гжельским ярусами, занимают незначительные по площади участки в северо-восточной части территории, а также в пределах узкой полосы, простирающейся в ее восточной части между Максатихой и Волоколамском, западная периферия которой представляет собой систему эрозионных останцов. Общая мощность их составляет около 100 м. Нерасчлененные верхнекаменноугольные отложения (C_3) выделены на разрезе.

КАСИМОВСКИЙ ЯРУС

Кревякинский горизонт (C_3kr) нигде на современной поверхности не обнажается и вскрыт только буровыми скважинами. Мощность слагающих отложений составляет 10—20 м. Нижняя граница горизонта выражена четко и проходит по подошве слоя базального конгломерата, верхняя — на большей части территории прослеживается с трудом, в основном по смене фаунистических комплексов.

Повсеместно в разрезе кревякинского горизонта выделяются две пакки. Нижняя — преимущественно известняковая, представлена переслаиванием светлоокрашенных, мелкодетритовых, криноидно-фора-

миниферовых и брахиподовых известняков с доломитизированными известняками, доломитами и мергелями. В основании пачки прослеживается тонкий слой базального конгломерата (0,1—0,4 м), состоящего из известняковых галек, сцементированных глинистым или глиняно-мергелистым материалом. Мощность нижней пачки изменяется 0,1—1,5 м до 9—14 м, постепенно увеличиваясь в южном и юго-восточном направлениях. Верхняя пачка — глинисто-мергелистая, на северо-востоке территории образована яркоокрашенной и пестроцветной алевроитистой глиной с прослоями мелкодетритового органогенного известняка, лиловато-розового мергеля и глинистого доломита. Южнее г. Максатиха она в основном мергельная, с прослоями глинистых и органогенно-обломочных известняков, доломитов и доломитистых глин, нередко сильно огипсованных.

По литологическим особенностям и составу фаунистических остатков эти пачки являются, по-видимому, аналогами суворовской и воскресенской толщ кревкинского горизонта Подмосковья. Фаунистические остатки многочисленны и имеют хорошую сохранность. Характерными для кревкинского горизонта являются *Montiparus paramontiparus* Ros., *Obsoletes obsoletes* Schellw., *Protriticites pseudomontiparus* Ros., *Quasifusulina longissima* Möell., *Chonetes latesinuatus* Schellw., *Linoproductus cora—lineatus* Ivan., *Choristites jugulensis* Stuck и др.

Хамовнический горизонт (C_3hm) во многом подобен кревкинскому и распространен на тех же участках, хотя и на меньшей площади. В его разрезе выделяются две пачки общей мощностью около 22 м (район Калинина). Известняки в них, в отличие от кревкинских, более грубообломочные, а глинистость более слабая. Нижняя и верхняя границы горизонта неотчетливые и определяются только по смене фаунистических комплексов.

Нижняя пачка, соответствующая ратмировской толще Подмосковья, — известняковая. В пределах северо-восточной площади (район Бабаево) она сложена грубообломочными органогенными известняками и доломитами с прослоями мергелей, глин и алевроитов. Все породы огипсованы и окремнены. Южнее Максатихи в разрезе становится меньше тонкозернистых доломитов, а на ряде участков они совсем исчезают (район Волоколамска и др.). Мощность этой пачки увеличивается с севера на юг от 1,5 до 9 м.

Верхняя пачка, соответствующая неверовской толще Подмосковья, отличается сильной изменчивостью своего вещественного состава по площади. В районе г. Бабаево она сложена яркоокрашенными пестроцветными и красноцветными алевроитовыми, известковистыми глинами с прослойками органогенного известняка или мергеля. Вблизи Максатихи и Калинина в составе верхней пачки преобладают пестроокрашенные, алевроитистые, участками доломитовые мергели с тонкими прослойками доломитизированного и глинистого известняка и бледно-зеленой глины. В районе Волоколамска она целиком сложена зеленоватой и коричневатой-серыми глинистыми доломитами с прослоями пестрой глины, доломитизированного известняка и мергеля. Мощность пачки изменяется от 2 до 23 м, достигая максимальной величины в районе Калинина.

Характерная для горизонта фауна представлена *Montiparus montiparus* Ehrenb., *M. paramontiparus* Ros., *M. sinuosus* Ros., *Triticites schwagiriniformis* Raus., *Ozawainella angulata* Col., *Chonetes carbonus* Lich., *Brachythyridina rectangula* Kut., *Teguliferina rossica* Ivan., *Dictyoclostus moelleri* Stuck и др.

Дорогомиловский горизонт (C_3dr) распространен в тех же районах, что и нижележащие горизонты касимовского яруса, зани-

мая еще меньшую площадь. Нижняя граница дорогомилловского горизонта неотчетлива. С вышележащими породами на большинстве участков он контактирует по поверхности размыва, в результате которого здесь сохранилась только нижняя часть разреза мощностью 6—7 м. Полная мощность горизонта (20 м) установлена бурением в районе Калинина, где его отложения перекрыты породами клязьминского горизонта.

В северо-восточной части территории дорогомилловский горизонт сложен сильно огипсованными пористыми доломитами и органогенно-обломочными доломитизированными известняками с прослоями (0,7—0,3 м) известковых мергелей и глин. От нижележащих пород хамовического горизонта они отличаются более сильной доломитизацией и огипсованностью. В полном разрезе в районе Калинина в дорогомилловском горизонте четко выделяются четыре пачки. В основании залегает пачка светло-серых и розоватых мелкодетритовых, перекристаллизованных и нередко доломитизированных пористых известняков и доломитов (2—6 м). Ее перекрывают тонкослоистые доломитистые глины и мергели красного и зеленовато-серого цвета, алевроитовые, слюдистые, с тонкими прослойками доломитизированного известняка и доломитового мергеля (2—4 м). На глинах залегают известняки, во многом подобные известнякам из нижней пачки, но нередко сильно окремненные (4—5 м). Завершается разрез пачкой глин и мергелей, аналогичных вышеописанным (2—4 м). Эти пачки могут быть сопоставлены соответственно с перхуровской, мешеринской, яузской и трошковой толщами Подмосковных разрезов.

Остатки фауны многочисленны. Наиболее характерные виды: *Triticites acutus* Dun. et Kond., *Tr. arcticus* Schellw., *Montiparus sinuosus*, Ros., *Linoproductus cora-lineatus* Ivan., *Choristites jugulensis* Stuck., *Teguliferina rossica* Ivan. и др.

Гжельский ярус. Клязьминский горизонт (*C₃ki*) завершает разрез карбона на территории листа О-36. Он занимает узкую полосу (10—15 км) протяженностью 110 км в районе Калинина и несколько севернее (юго-восточная часть листа). Неполная его мощность здесь 30—35 м. В северной части полосы на отложениях клязьминского горизонта с размывом залегают верхнепермские, а вблизи Калинина — верхнеюрские и четвертичные отложения.

Клязьминский горизонт сложен обычно однообразной толщей доломитов и доломитизированных известняков с прослоями пестроцветных глин и мергелей. Только в районе Калинина в разрезе выделяются три толщи. Нижняя (2—6 м) — сложена светло-серыми доломитизированными известняками и доломитами, участками глинистыми и окремненными, с кавернами, выполненными натечным кварцем. Иногда в основании залегает конгломерат, состоящий из доломитовых галек, сцементированных известковистой глиной. Средняя толща (2—6 м) — преимущественно глинистая, с редкими маломощными прослоями мергелей и песчаников. Верхняя (4—24 м) — сложена доломитами, реже доломитизированными известняками и известняками. Доломиты светлоокрашенные, кремово-серые, тонко- и мелкозернистые, кавернозные, участками глинистые, нередко содержат желваки кремня и кремнистые прослои. Описанные толщи по литологическим особенностям могут легко сопоставляться соответственно с русавкинской и щелковской толщами и амеровским горизонтом смежных районов Подмосковья. Правда, необходимого палеонтологического подтверждения этому нет. Выявленные остатки фауны немногочисленны. Среди них наиболее характерные виды: *Rauserites* ex gr. *stuckenbergi* Raus., *R.* ex gr. *pararcticus* Raus., *Chonetes* cf. *uralicus* Möell., *Neopirifer tegulatus* Trd., *Enteletes lamarkii* Tis ch.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Татарский ярус. Отложения нижнего подъяруса (P_2t_1) разбиты на нескольких изолированных участках — эрозионных останцах вблизи восточной границы территории, в бассейне р. Молога их мощность составляет 8—10, в районе пос. Пестово — 24—31 и у г. Максатиха — 40 м. Она залегает с размывом на различных горизонтах среднего и верхнего карбона. Никаких остатков фауны и флоры в них не обнаружено, поэтому более точная их стратиграфическая привязка затруднена. Ранее эти отложения относились к уфимскому ярусу (А. Н. Александрова и Е. А. Петрова, 1957 г.). Результаты геологической съемки, проведенной в 60-е годы, показали, что они по своим литологическим особенностям ближе к нижеустьинским отложениям из стратотипического разреза на р. Сухона, где их нижнетатарский возраст подтвержден палеонтологически [24, 25]. Так же, как и в стратотипическом разрезе, нижнетатарские—нижеустьинские (?) отложения представлены здесь красноцветными алевролитами, глинами и песками с редкими прослоями известняков и доломитов. Алевролиты, занимающие основную часть разреза, кирпично-красные, участками зеленые и бурые, кварцевые, нередко глинистые и слабоизвестковистые, огипсованные. На контакте с подстилающими породами в них встречаются мелкие обломки карбонатных пород.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

На рассматриваемой территории юрские отложения занимают небольшие разрозненные участки в районе Калинина и к югу от него. Он относится к батскому, келловейскому, оксфордскому ярусам.

СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Батский-келловейский ярусы ($J_{2-3bt-k}$) расположены на 25 км северо-западнее г. Волоколамск в районе пос. Лотошино — д. Званово. По данным бурения, на известняках мячковского горизонта с резким эрозионным несогласием лежит пачка (7 м) тонкозернистых, глинистых кварцевых песков со значительной примесью неустойчивых минералов. Пески обогащены рассеянным гумусовым веществом, что обусловило их темно-серую окраску.

Литологические особенности этих отложений свидетельствуют о том, что они накапливались в континентальных условиях, характерных для батского века [25]. Вместе с тем выявленный в них спорово-пыльцевой комплекс *Lophotriletes camptus* Jusch., *Selaginella reclusa* Bolch., *Gleichenia laeta* Bolch., *Caytonia oncodes* (Harris) Bolch., *Pinus* sec., *Diploxylon* sp. *Haploxylon* sp. и др. указывает на их раннекелловейский возраст. В связи с этим рассмотренные континентальные отложения принято считать бат-келловейскими [25].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В отличие от вышеописанных, отложения собственно **келловейского яруса** (I_3k) накапливались в морских и прибрежно-морских условиях и содержат остатки фораминифер, брахиопод, головоногих моллюсков.

В разрезах единичных скважин, расположенных вблизи Калинина и севернее Волоколамска, по особенностям литологии и комплексу фаунистических остатков выделяются связанные между собой постепенным переходом средне- и верхнекелловейские отложения.

Среднекелловейские отложения (мощностью до 20 м) представлены преимущественно темно-серыми и черными слюдястыми глинами и глинистыми известковистыми алевролитами. В основании разреза залегают песчаные глины, включающие линзы мелкозернистого слюдистого песка с мелкими обломками мергеля, с оолитами сидерита. В верхней его половине встречаются в изобилии обугленные и пиритизированные растительные остатки, конкреции пирита и марказита. В районе Калинина глины содержат многочисленные остатки белемнитов. Среднекелловейский возраст отложений подтверждается выявленным в них комплексом фораминифер и головоногих моллюсков, среди которых встречаются характерные виды *Epistomina mosquensis* Uhl., *E. elschankaensis* Mjatl., *Lenticulina pseudocrassa* Mjatl., *L. cultratiformis* Mjatl., *L. polonia* Wisn., *Nodosaria samarensis* Mjatl., *Marginulia krylovae* Mjatl., *Frondicularia molleri* Uhl., *Perisphinctus* (*Pseudoperisphinctus*) cf. *mosquensis* Fisch., *Meleagranella echinata* Sm. и др.

Верхнекелловейские отложения (мощностью 25 м), как и среднекелловейские, с которыми они связаны постепенным переходом, представлены преимущественно темно-серым глинистым тонкослоистым известковым алевролитом с конкрециями пирита и гидрогетита с обугленными и ожеженными растительными остатками, с тонкими линзочками светло-серого мергеля. Но они отличаются большей карбонатностью и меньшей глинистостью пород. Кроме того, в них отмечено появление глауконита и высокое содержание роговой обманки. Возраст этих отложений подтверждается выявленным в них комплексом фораминифер *Epistomina mosquensis* Uhl., *E. elschankaensis* Mjatl., *Lenticulina erucaeformis* Wisn., *L. tumida* Mjatl., *L. russiensis* Mjatl., *Planularia colligata* Brück., *Frondicularia glandulinoides* Wisn. и др.

Отложения **оксфордского яруса** (J₃₀) на территории известны только на одном небольшом участке (25 км южнее Калинина), где они вскрыты буровой скважиной. Их неполная мощность составляет здесь 6 м. Так же, как и келловейский ярус, оксфордский сложен в основном темно-серым глинистым тонкослоистым известковистым алевролитом с включениями конкреций пирита и мелких обломков мергеля. Минеральный состав пород отличается более высоким содержанием неустойчивых минералов — роговой обманки, пироксена, эпидота, цонзита.

Граница между ярусами не выражена и проводится условно, так как переход от одной толщи алевролитов к другой постепенный.

Оксфордский возраст этих отложений подтверждается находками *Cardioceras vertebrale* Sow., *C. quadratoides* Nec.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Аптский ярус (K_{1a}). Небольшое поле распространения отложений выявлено геологической съемкой вблизи г. Зубцов, на правобережье Волги и Вазузы [25], на эродированной поверхности среднекаменноугольных известняков, перекрытых четвертичными отложениями. Карьером около дер. Яйково вскрыт их разрез мощностью до 9 м. Здесь они представлены светлым мелкозернистым кварцевым песком с мелкими линзами плотно сцементированного кварцевого песчаника, содержащего фрагментарные растительные остатки *Gleichenia rotula* Heeg., *Gleichenia* sp., *Tuites ecarinatus* Traut.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения (до 226 м) распространены на всей рассматриваемой территории; исключение составляют лишь обрывистые склоны ряда речных долин и денудационных уступов (Ордовикский, Карбоновый, Бургский).

Распределение мощностей четвертичных отложений обнаруживает связь с рельефом (как доледниковым, так и ледниковым). Малые мощности от 1 до 20 м приурочены к крутым участкам Карбонового и Ордовикского уступов и равнинным и низинным районам Карбонового плато и Главного Девонского поля, большие (75—226 м) — к древним долинам и крупным котловинам, к зонам краевых ледниковых образований (Валдайская возвышенность, Лихославльская и Вышневолоцкая гряды, Липовые горы и др.) и межлопастным массивам (возвышенности Ханья, Латгальская, Лужская, Судомская и Бежаницкая).

Строение четвертичного покрова отличается значительной сложностью. В его сводном разрезе обосновано выделение всех основных четвертичных, стратонов области материковых оледенений Русской равнины — от нижнеплейстоценовых (окских) до голоценовых включительно. Здесь изучены опорные разрез отложений лихвинского и микулинского межледниковий (рис. 21), которые являются надежной основой для суждения о пространственном развитии моренных горизонтов окского, днепровского, московского и валдайского оледенений. Причем озерно-болотные слои микулинского возраста обнаружены как перекрытые, так и не перекрытые мореной. Таким образом, важной особенностью территории является присутствие границы максимального распространения последнего валдайского оледенения.

Расчленение антропогенной толщи произведено в соответствии с региональной стратиграфической схемой Севера и Северо-Запада Восточно-Европейской платформы (табл. 4), утвержденной МСК в качестве унифицированной (май 1984 г.). Однако в связи с тем, что к тому моменту настоящая карта четвертичных отложений и пояснительная записка были уже составлены, в них не были использованы новые названия и соответствующие индексы некоторых горизонтов (подпорожский, ленинградский).

НИЖНЕЕ ЗВЕНО

Сведения о нижнеплейстоценовых отложениях описываемой территории ограничены. Известны реликты ледниковых и водноледниковых образований в погребенных депрессиях доледникового рельефа на юго-востоке площади, относимые к окскому горизонту. Другие, более ранние нижнеплейстоценовые отложения, изученные на смежных территориях, здесь не установлены, хотя низы разреза (до 50—80 м) ледниковых и водноледниковых образований района г. Демянск [28] и Верхневолжских озер южнее г. Селижарово [68] и могли бы им принадлежать. Вследствие недостаточности данных для их выделения последние отнесены к окскому горизонту.

ОКСКИЙ ГОРИЗОНТ

Отложения окского горизонта распространены спорадически в юго-восточной части территории, главным образом в области московского оледенения. Залегают они в основании разреза четвертичной толщи в глубоких погребенных древних долинах на абсолютных отметках обычно в пределах 110—160 м. Имеются данные о том, что местами эти

Сопоставление региональных стратиграфических схем четвертичных отложений Севера и Северо-Запада Восточно-Европейской платформы, Прибалтики и Белоруссии

Общая стратиграфическая шкала			Межрегиональная схема Восточно-Европейской платформы (МСК, 1984 г.)			Региональная схема Севера и Северо-Запада Восточно- Европейской платформы (МСК, 1984 г.)			Региональная схема Прибалтики (МСК, 1984 г.)			Региональная схема Белоруссии (МСК, 1982 г.)		
система	раздел	звено	над-горизонт	горизонт	над-горизонт	горизонт	над-горизонт	горизонт	над-горизонт	горизонт	над-горизонт	горизонт	над-горизонт	горизонт
(антропогенная)	Верхнее	Голоцен	Валдайский	Голоценовый	Голоценовый	Голоценовый	Валдайский	Голоценовый	Голоценовый	Голоценовый	Валдайский	Голоценовый	Голоценовый	Верхнеголоцено- вый Среднеголоцено- вый Нижнеголоцено- вый
				Осташковский	Осташковский (Верхневалдай- ский)	Латвийский (Верхнеямун- ский)		Латвийский (Верхнеямун- ский)	Верхнепоозер- ский					
				Ленинградский	Ленинградский (Средневалдай- ский)	Лясненский (Среднеямун- ский)		Лясненский (Среднеямун- ский)	Среднепоозер- ский					
				Подпорожский	Подпорожский (Нижневалдай- ский)	Вардуский (Нижнеямун- ский)		Вардуский (Нижнеямун- ский)	Нижне- поозерский					
				Микулинский	Микулинский	Мякинский		Мякинский	Нелидовичский Борховский Чериковский					
СТОПЕН														

глинками, в меньшей степени глинами и супесями, неравномерно насыщенными (до 20—25 %) разнородным крупнообломочным материалом. В составе последнего преобладают осадочные породы чехла Русской плиты. Обломков изверженных и метаморфических пород Кольско-Карельского региона в морене очень мало.

Флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения (f, lglok) занимают различное положение в разрезе окского горизонта, подстилала морену (на днищах древних долин), расчленяя ее на отдельные слои и венчая ледниковую толщу. В последнем случае водноледниковые отложения слагают окско-днепровский межморенный комплекс. В двух пунктах — в верховье Волги в дер. Булатово и на р. Б. Коша (119, 120*) водноледниковые образования перекрыты осадками лихвинского межледниковья. Мощность водноледниковых отложений достигает 40—50 м. Состав их пестрый, доминируют пески различной зернистости с примесью гравия и гальки, встречаются прослои высокой степени сортированности. Подчиненное значение имеют тонкослоистые глины, алевроиты и супеси, а также линзы и прослои гравийно-галечного материала. По данным Т. И. Столяровой (1962 г.) и Н. Г. Бородина (1977 г.), в окско-днепровской межморенной толще в ряде разрезов присутствуют и озерные отложения: зеленовато-серые глины и алевроиты с растительными остатками. Палеоботанически они не изучены, поэтому включены в окский горизонт.

СРЕДНЕЕ ЗВЕНО

ЛИХВИНСКИЙ ГОРИЗОНТ

Озерные отложения лихвинского межледниковья (I II), возраст которых надежно обоснован палеоботаническими данными, встречены лишь в трех пунктах на юге и юго-востоке территории (см. рис. 21). Два разреза находятся в верховьях Волги в районе г. Селижарово — это обнажение на р. Б. Коша у погоста Илья Пророк (119) и скважины у дер. Булатово (120); третий, вскрытый скважиной южнее г. Великие Луки у пос. Бандино (143), изучен Д. Б. Малаховским и Е. А. Спиридоновой. Помимо перечисленных имеются еще два разреза с лихвинскими отложениями, вскрытыми при геологической съемке на левобережье р. Медведица в непосредственной близости от восточной границы рассматриваемой территории у деревень Борутино и Алхимково. Материалы исследований всех этих разрезов опубликованы [24, 28, 68, 69, 83, 92]. Осветим лишь основные их результаты.

Межледниковые отложения перекрыты одной верхней для данного района мореной, валдайской (в разрезе Бандино) и московской (в остальных). Только у пос. Бандино межледниковые слои выполняют депрессию в дочетвертичном рельефе и залегают на породах верхнего девона, в других пунктах они приурочены к древним водоразделам и подстилаются мощной (35—96 м) толщей ледниковых и водноледниковых образований. Строение четвертичной толщи и условия залегания лихвинских отложений в бассейне Верхней Волги отражает геологический разрез, приведенный на рис. 22.

У пос. Бандино лихвинская толща мощностью 28 м сложена переслаивающимися серыми глинами и тонкозернистыми песками [92]. Гранулометрический и минералогический состав этих слоев, по заключению Е. В. Рухиной, свидетельствуют об их озерном генезисе. В остальных

* Здесь и далее номер в скобках соответствует нумерации разрезов на схеме расположения опорных разрезов четвертичных отложений (см. рис. 21).

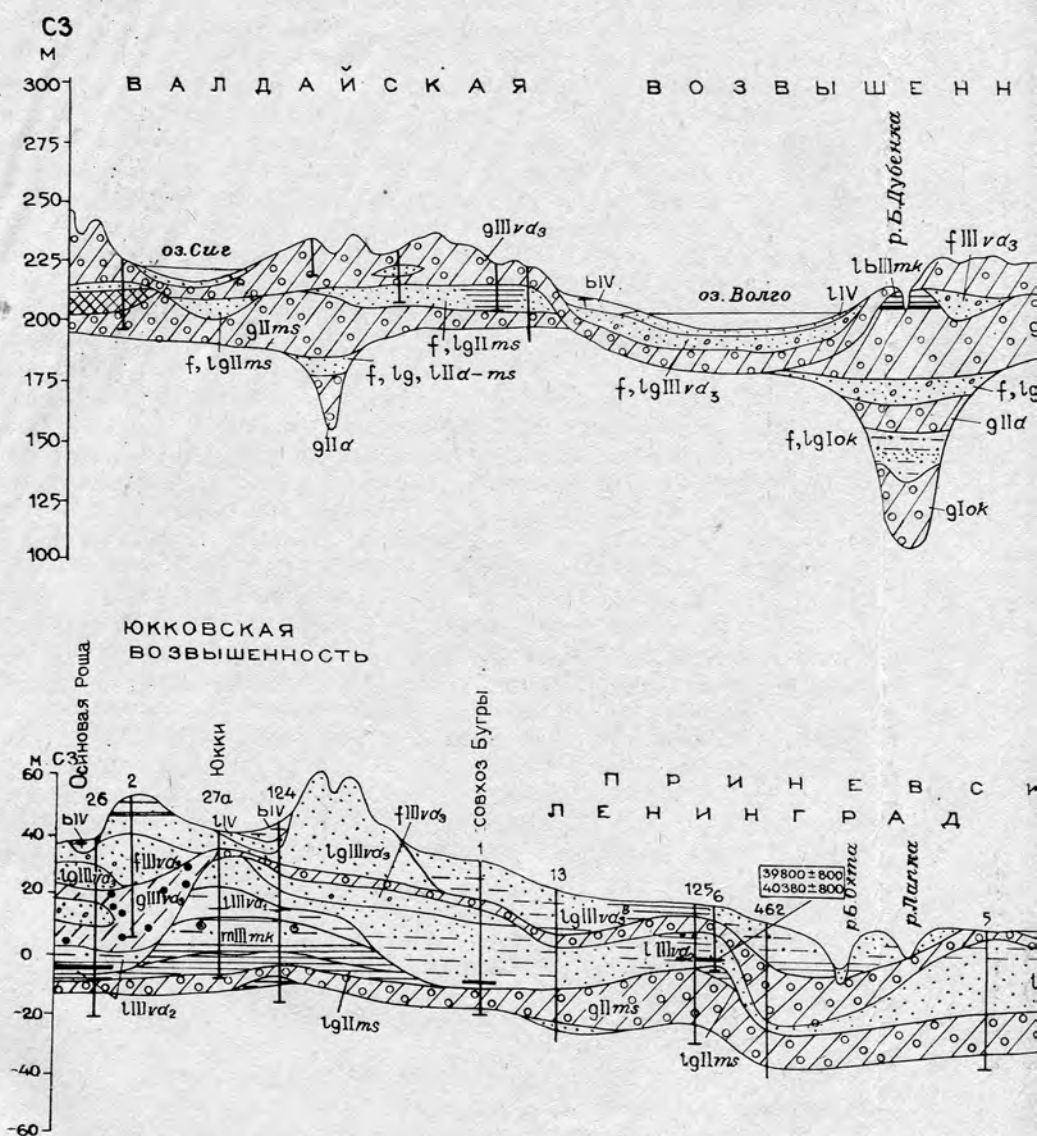
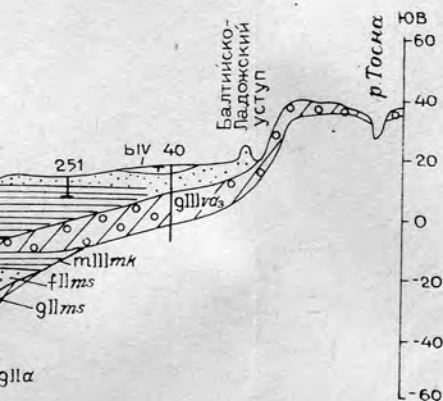
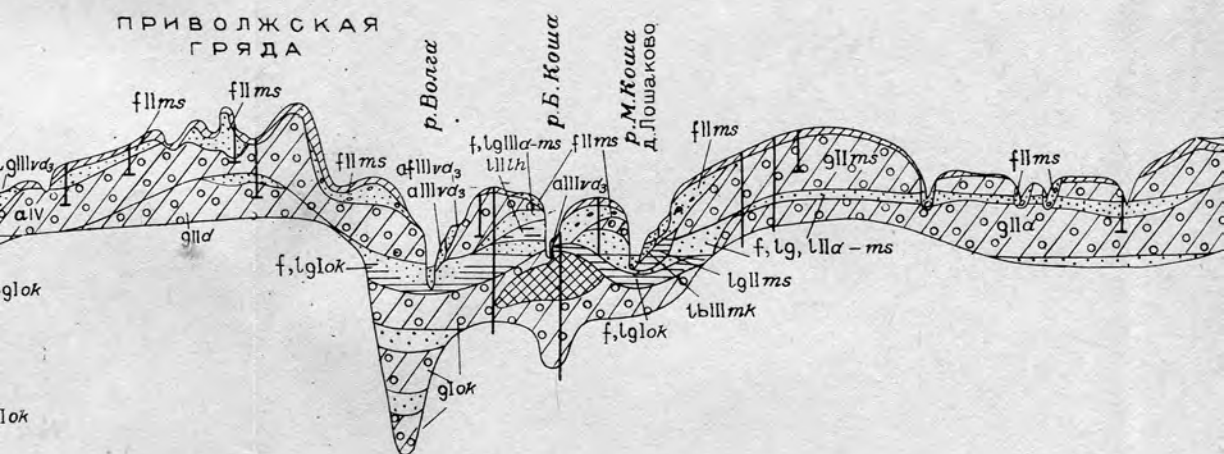


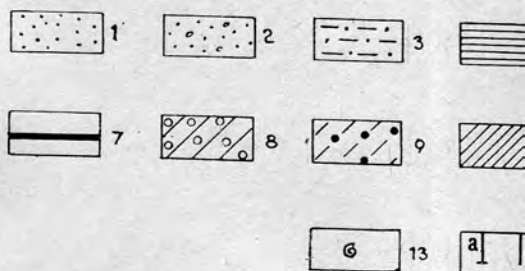
Рис. 22. Геолого-литологические разрезы район

1 — пески; 2 — пески с гравием и галькой; 3 — торф (современных болот); 7 — прослой погребенный валунный; 10 — перегляциальные (покрытые отложениями); 12 — радиоуглеродные датированные раковины морских моллюсков; 14 — буровые скважины

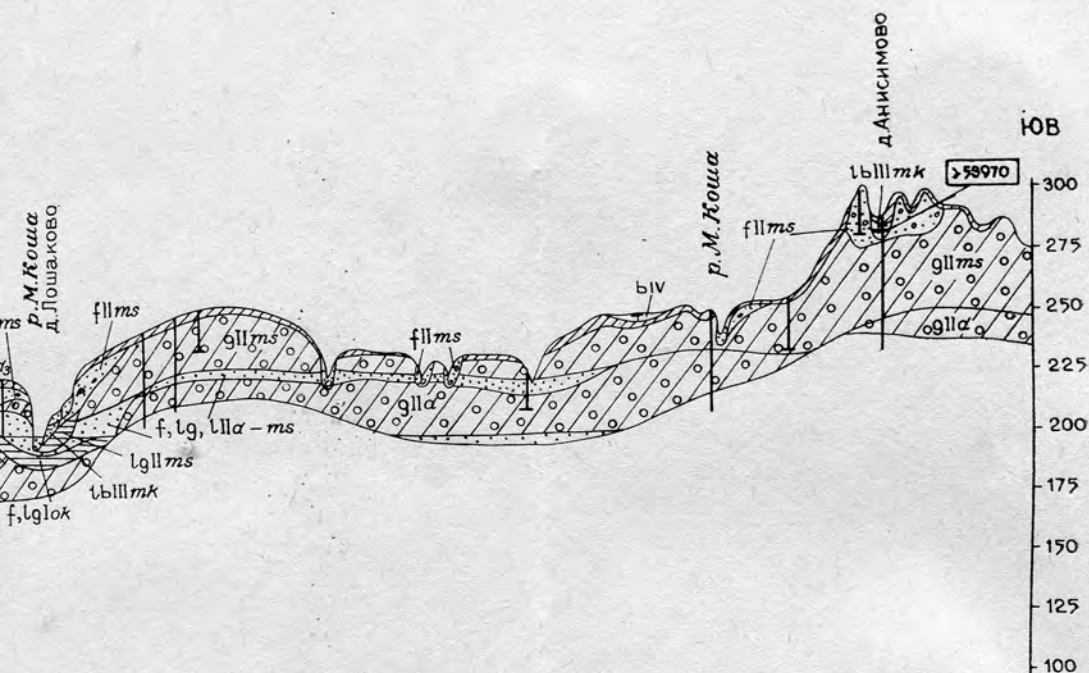
Геологические индексы четвертичных отложений



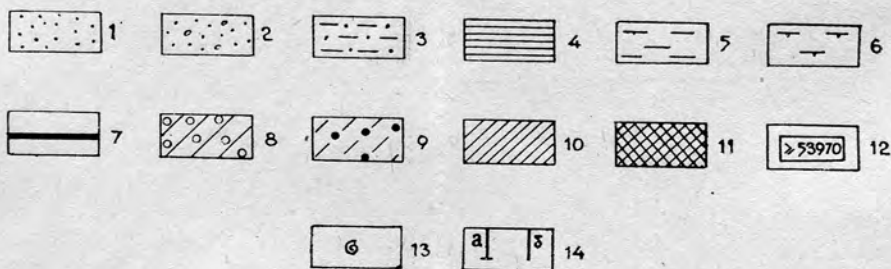
2 0 2 4
KM



невалдайский горизонт: $lgllvd_3^*$ — озерно-ледниковые балтийского ледникового озера, $allvd_3$ — аллювиальные, $lgllvd_3$ — озерно-ледниковые, $flld_3$ — флювиогляциальные, $afllvd_3$ — аллювиально-флювиогляциальные, $gllvd_3$ — ледниковые; $llld_2$ — озерные средневалдайского горизонта; $llld_1$ — озерные нижневалдайского горизонта; микулинского горизонта: $mlllmk$ — морские, $lbllmk$ — озерно-болотные; московского горизонта: $lgllms$ — озерно-ледниковые, $flms$ — флювиогляциальные, $f, lgllms$ — флювиогляциальные и озерно-ледниковые, $gllms$ — ледниковые; $f, lg, llld-ms$ — флювиогляциальные, озерно-ледниковые и озерные днепровского и московского горизонтов; gll — ледниковые днепровского горизонта; окского горизонта: $f, lglok$ — флювиогляциальные и озерно-ледниковые, $glok$ — ледниковые.



2 0 2 4 6
КМ КМ



и ковые балтийского ледникового озера, allvd₃ —
IIIvd₃ — флювиогляциальные, afflvd₃ — аллюви-
е; IIIvd₂ — озерные средневалдайского горизонта;
оризонтов; IIIvd₁ — озерные нижевалдайского
морские, lbIIImk — озерно-болотные; московского
— флювиогляциальные, f, lgllms — флювиогляциаль-
f, lg, IIId—ms — флювиогляциальные, озерно-
о горизонтов; glld — ледниковые днепровского го-
яциальные и озерно-ледниковые, glok — ледниковые.

разрезах озерно-болотная толща межледниковых отложений мощностью от 4 до 11 м сложена гиттиями различного состава, уплотненными хорошо разложившимися торфами, глинами и алевроитами с обильными растительными остатками. Все разрезы в палинологическом отношении характеризуются полнотой и представительностью, а обнажение на р. Б. Коша является стратотипическим разрезом с флорой лихвинского межледниковья. Спорово-пыльцевые диаграммы большинства озерных толщ отражают изменение растительного покрова окружающей их местности, характерное для полного климатического цикла межледниковой эпохи. Состав и последовательность сукцессий растительности с одновременной кульминацией хвойных (ели, пихты, сосны) и широколиственных (граб, дуб) пород в фазе климатического оптимума, а также присутствие наряду с другими компонентами теплолюбивой флоры таких показательных видов, как *Tsuga*, *Ilex*, *Picea* sec. *Omorica*, *Pinus* sec. *Strobus* однозначно свидетельствуют о накоплении озерных отложений в лихвинское межледниковье. На спорово-пыльцевых диаграммах разрезов на р. Б. Коша, Бандино и Алхимково прослеживаются все палинологические зоны (от L₁ до L₆) В. П. Гричука [83] для лихвинских отложений, в разрезе Булатово — зоны L₃—L₆, относящиеся к климатическому оптимуму и концу межледниковой эпохи.

По данным Т. Д. Колесниковой, В. И. Хомутовой и Е. М. Вишневской, в разрезе в пос. Булатово, кроме широко распространенных бореальных видов, свойственных современной флоре этого района, встречаются пыльца, споры, а также макроостатки растений, типичные для лихвинского межледниковья: *Osmunda cinnamomea* L., *Salvinia natans* (L.) All., *Avies* sp., *Larix* sp., *Picea* sec. *Omorica* Bolle, *Potamogeton oxyphyllus* Mig., *Najas flexilis* (Mill.) Rostk. et Schm., *N. minor* All., *Heleocharis ovata* (Roth.) Roem. et. Schull., *Juglans* sp., *Carpinus betulus* L., *Trapa natans* L., *Armeria elongata* L., *Ligustrina amurensis* Rupr., *Aracetes Jonstunii* (Hartze.). Обнаруженный комплекс диатомей является типично пресноводным и свидетельствует о формировании осадков в прибрежной, мелководной зоне зарастающего озера. Наряду с обилием широко распространенных эвритермных форм по всей толще обнаружены южно-бореальные виды *Anomoeneis sphaerophora* (Kütz.) Pfitz., *Stauroneis acuta* W. Sm., *Navicula cuspidata* Kütz., *N. oblonga* Kütz., *Cymbella ehrenbergii* Kütz., характерные для межледниковых отложений европейской части СССР. Показательно присутствие редкого вида *Actinella brasiliensis* Grun., встреченного в них впервые, а также плиоценовой формы *Fragilaria leptostauron* Hust.

СРЕДНЕРУССКИЙ НАДГОРИЗОНТ

ДНЕПРОВСКИЙ ГОРИЗОНТ

На рассматриваемой территории днепровские отложения выделяются предположительно, по положению в разрезе, поскольку лихвинские слои, как уже отмечалось, перекрываются непосредственно московской или даже валдайской моренами, а находки разрезов с достоверными горкинскими (шкловскими) межледниковыми отложениями здесь отсутствуют.

Днепровское оледенение целиком покрывало описываемую территорию. Оставленная им ледниковая толща в северо-западных районах сохранилась главным образом в некоторых погребенных долинах (см. рис. 22). По данным Э. Ю. Саммета (1976 г.), днепровские отложения составляют основание Судомской межлопастной аккумулятивной возвышенности. На западе территории в восточных районах Эстонии и Лат-

вии горизонт вследствие недостатка данных не выделяется и рассматривается в комплексе с московским в составе нерасчлененного средне-русского (угандский в схеме Прибалтики, см. табл. 4) надгоризонта. Лишь к юго-востоку от границы валдайского оледенения днепровский горизонт выдержан в нижней части четвертичного покрова.

Сложен горизонт почти исключительно ледниковыми ($g||d$) и водно-ледниковыми отложениями. Особенно широко распространены образования донных морен. На древних водоразделах морена обычно залегает непосредственно на коренных породах; в депрессиях подстилается водноледниковыми образованиями, отнесенными к окскому горизонту. Мощность морены от 1 до 45 м, а на Судомской возвышенности достигает 62 м. Представлена морена в основном серовато- и коричневатобурыми неоднородными уплотненными суглинками с включениями грубообломочного материала. В центральной и юго-восточной частях территории обломочный материал морены местного происхождения; на севере, в Приневской низине, резко возрастает содержание обломков метаморфических и изверженных пород, принесенных с Балтийского щита. На юго-востоке встречаются крупные отторженцы юрских и каменноугольных отложений. В толще днепровской морены нередко присутствуют линзы и прослои песков, песчано-гравийного материала и тонкослоистых глин водноледникового генезиса мощностью до 15 м.

По данным Э. Ю. Саммета (1982 г.), на Бежаницкой возвышенности в морене, помимо водноледниковых, встречаются, по-видимому, и озерные отложения межстадиального типа, представленные тонкослоистыми песками и супесями с прослоями глин мощностью до 14 м.

ДНЕПРОВСКИЙ — МОСКОВСКИЙ ГОРИЗОНТЫ

Нерасчлененный комплекс флювиогляциальных озерно-ледниковых и озерных отложений (i , lg , I $Pa-ms$) слагает межморенный горизонт, разделяющий днепровскую и московскую морены. Поэтому обычно комплекс этих водных слоев покрывает днепровскую морену, реже залегает непосредственно на дочетвертичных породах. В его составе резко преобладают водноледниковые отложения, относящиеся ко времени отступления днепровского и наступания московского ледников. Стратиграфическое положение горизонта, так же, как и днепровской морены, оценивается предположительно, в основном по условиям его залегания.

Наиболее широко распространены днепровско-московские отложения к юго-востоку от Валдайской возвышенности, где они, как правило, образуют сравнительно выдержанный межморенный горизонт, вскрытый большим количеством скважин и колодцев, выходящий на поверхность в склонах глубоко врезаемых речных долин бассейна Верхней Волги. К северо-западу от границы последнего оледенения на Валдайской, Судомской, Бежаницкой возвышенностях, в Приневской низине (см. рис. 22) и некоторых других местах днепровско-московские слои обычно залегают в погребенных древних долинах и широких депрессиях дочетвертичного рельефа. Мощность горизонта на водоразделах обычно до 10—15, в понижениях до 30—53 м.

В составе днепровско-московских отложений доминируют пески, разнообразные по крупности зерна и сортированности, часто гравийно-галечные. Большая их часть, по-видимому, флювиогляциальные. Грубозернистые пески во внутренних участках депрессий фациально замещаются озерно-ледниковыми тонко- и мелкозернистыми алевритами. Встречаются здесь линзы и прослои ленточных глин, редко они преобладают в разрезе и даже слагают его целиком.

Озерные и в единичных случаях аллювиальные фации, описанные В. Г. Ауслендером (1974 г.), Э. Ю. Самметом (1982 г.), В. А. Соловьевой [26], Л. Т. Семененко (1978, 1979 гг.), Н. Н. Соколовым (1940, 1947 гг.), К. К. Рождественской (1978 г.), в разрезах низины р. Сороти (99), Судомской возвышенности, пос. Угловка (67), на правобережье р. Повесть, у ж.-д. ст. Жукопа, на р. Береза у дер. Козлово, а также в некоторых других пунктах юго-восточной части территории, имеют локальное распространение и представлены песками, иногда гумусированными, алевроитами, серыми и коричневыми глинами и суглинками с прослоями гиттий и торфа. Палинологические данные не дают оснований для уверенного суждения о стратиграфическом положении межморенной или подморенной толщи. Присутствие в ряде разрезов пыльцы *Pinus* подрода *Harpofylon*, *P. sec. Cembra*, *P. sec. Strobilus*, *Picea sec. Omogica*, а также реликтов *Tsuga* и *Juglans*, свидетельствует лишь о среднелейстоценовом возрасте отложений.

МОСКОВСКИЙ ГОРИЗОНТ

Московское оледенение, так же, как и предшествующее днепровское, покрывало всю описываемую территорию.

Ледниковые отложения (*glims*). В перигляциальной зоне валдайского оледенения на юго-востоке территории московская морена развита повсеместно, слагает все водоразделы, отсутствуя только в некоторых речных долинах. Значительные скопления ледникового материала встречаются на возвышенностях и грядах (Цнинской, Вышневолоцкой, Лихославльской, Торжковской, Кувшиновской, Тверской, Волоколамско-Дмитровской, Свиных и Ильиных горах), представляющих собой фрагменты древних краевых зон крупных этапов отступления московского ледникового покрова [63].

В области валдайского оледенения сплошное распространение московской морены прерывается. Здесь она вскрывается, как правило, скважинами в древних долинах или крупных депрессиях дочетвертичного рельефа, в зонах краевых ледниковых образований и на всех межлопастных ледниково-аккумулятивных возвышенностях под комплексом отложений валдайского оледенения. Однако выходы московской морены на дневную поверхность известны и на этой территории (в верховьях Волги, в Приильменской низине по р. Ловать и ее притокам, в некоторых долинах на Валдайской возвышенности).

Выдержанный горизонт московской морены прослеживается в Предглинтовой низменности, особенно в Приневской (см. рис. 22) и Приладожской низинах. На обширных участках Ордовикского и Карбонового плато, а также Девонской равнины, московская морена сохранилась местами в понижениях дочетвертичного субстрата.

Залегают московская морена на днепровско-московских водно-ледниковых отложениях и на более древних плейстоценовых образованиях, часто непосредственно на дочетвертичных породах. На московской ледниковой толще во многих пунктах (см. рис. 21) залегают микулинские межледниковые отложения, надежно определяющие ее стратиграфическое положение.

В составе московской морены преобладают грубые валунные суглинки, глины и супеси, различные по окраске, плотные, местами сильно известковистые. Повсеместно в морене значительно количество включений обломков осадочных и меньше кристаллических пород. Состав морены изменяется в зависимости от состава подстилающих пород и направления сноса материала ледником. В Предглинтовой низменности это обычно серые и зеленовато-серые валунные суглинки и глины, реже супеси с преобладанием гранитных, гранито-гнейсовых и порфири-

товых валунов. Обломки пород осадочного чехла присутствуют в небольшом количестве. В Приильменской низине, на западе Валдайской возвышенности и в межлопастных массивах состав морены меняется, что связано с влиянием девонского субстрата. Она становится здесь более глинистой, приобретает коричневый и красно-бурый оттенок. Крупнообломочный материал представлен преимущественно девонскими известняками, доломитами, песчаниками и алевролитами. Галька и валуны эратического происхождения встречаются в меньшем количестве.

На юго-востоке территории развиты в основном карбонатные валунные суглинки, реже глины и супеси. Крупнообломочная фация в основной массе представлена местными палеозойскими породами. Обломки кристаллических пород малочисленны, среди них преобладают диабазы и другие породы основного состава. В морене часто встречаются гнезда, линзы и прослои песков, алевроитов и ленточных глин.

Четко выраженные в рельефе широкие конечно-моренные гряды крупных стадий отступления московского ледника заметно отличаются по составу от основной морены. Они обычно сложены плохо сортированным валунно-галечным и песчано-гравийным материалом, чередующимся с валунными суглинками и супесями [25].

Нередко в морене наблюдаются отторженцы палеозойских пород, особенно широко распространенных в районе городов Вышний Волочек и Торжок. Местами ширина зоны распространения громадных отторженцев, выраженной в рельефе массивными холмами, достигает 15 км. Встречаются морены напора, сложенные сдвинутыми с места и дислоцированными более древними четвертичными отложениями (Свиные Горы, у с. Еськина в Вышневолоцком районе, на Лихославльской гряде).

Мощность московской морены меняется в широких пределах: от долей метра до 50—60 м. На юго-востоке территории в конечно-моренных грядах мощность ее возрастает до 60—80 м.

Иногда в толще московской морены наблюдаются маломощные прослои озерных голубовато-серых и желтовато-зеленых суглинков и глин, а также алевроитов и илистых песков. По палинологическим данным эти озерные слои можно сопоставить с отложениями костромского интерстадиала, выделенного В. В. Писаревой [63]. Для них типичны лесные спорово-пыльцевые спектры с присутствием элементов перигляциальной флоры. Расщепление московской морены на два литологически почти не отличающихся горизонта, разделенных межстадиальными слоями, отмечает Е. А. Шулешкина в бассейне среднего течения р. Молога, К. К. Рождественская — в районе г. Калинин и Э. Ю. Саммет — на Бежаницкой возвышенности.

Флювиогляциальные отложения (fHms) в юго-восточной части территории образуют зандровые равнины, обычно примыкающие с дистальной стороны к выделяющимся здесь зонам конечно-моренных образований. Зандровые поля простираются между Цнинской возвышенностью и Кувшиновскими грядами, а также по внешней периферии последних, и в других районах, где покрывают московскую морену и залегают на абсолютных высотах от 170 до 250 м. Флювиогляциальные образования приурочены также к зандровым протокам и долинным зандрам, слагают озы и частично камы. Мощность их обычно не более 5—15 м, лишь в некоторых озах и камах достигает 20—25 м. Флювиогляциальные отложения состоят из разнозернистых косо-слоистых песков, содержащих прослои гравийно-галечного материала.

Озерно-ледниковые отложения (lgHms) за пределами валдайского оледенения принимают участие в строении террасовидных участков, тяготеющих к некоторым речным долинам, где представлены песками, супесями, суглинками и глинами, часто имеющими типичную

ленточную слоистость. Озерно-ледниковые песчано-алевритовые отложения мощностью до 25 м преобладают и в разрезах многих камовых холмов и массивов.

В зоне последнего оледенения озерно-ледниковые отложения, в частности, ленточные глины мощностью до 10—15 м, составляют нижнюю часть московско-валдайской межморенной толщи. Распространение их прослежено в районе верхневолжских озер и в Балтийско-Ладожской котловине (см. рис. 22), где в кровле ленточных глин чаще всего лежат морские отложения микулинского или озерные средневалдайского возраста.

Нерасчлененные флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения (*f, lgIIms*) сложного состава залегают к юго-востоку от границы последнего оледенения на московской морене под перигляциальными лессовидными породами валдайского возраста, а к северо-западу от нее вскрыты между московской и валдайской моренами скважинами, иногда карьерами, и выходят на поверхность в склонах многих речных долин. Особенно хорошо межморенный горизонт выражен в краевой зоне валдайского оледенения в широкой полосе, протянувшейся через всю территорию между бассейнами рек Молога и З. Двина, а также на Латгальской, Судомской и Бежаницкой возвышенностях. Мощность водноледниковых осадков в этом горизонте от 2—3 до 20 м, в широких депрессиях московского рельефа и древних долинах возрастает до 40—63 м. Роль грубых флювиогляциальных образований (гравийно-галечные пески) и тонких (пески, супеси, глины) озерно-ледниковых в этой толще примерно одинакова, однако в тех и других преобладают пески.

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО

МИКУЛИНСКИЙ ГОРИЗОНТ

Микулинские межледниковые отложения, образующие главнейший маркирующий горизонт антропогенного покрова региона, представлены морскими и континентальными фациями. На большей части территории, за исключением юго-восточной, они перекрыты валдайской мореной. Условия их залегания, таким образом, служат важнейшим критерием стратиграфического обоснования границы валдайского оледенения и соответственно валдайского и московского возраста верхней, распространенной с поверхности морены той или иной части территории.

Морские отложения (*mIIImk*) встречаются в пределах Предглинтовой низменности вдоль южного побережья Финского залива и Ладожского озера. Здесь они были распространены повсеместно, но сохранились лишь спорадически (см. рис. 22), так как в значительной мере уничтожены последующими процессами размыва и экзарации.

Межморенные отложения морского генезиса, получившие название мгинской толщи, были впервые обнаружены Н. В. Потуловой в 1921 г. в окрестностях Ленинграда на р. Мга (18) и с тех пор являются объектом всестороннего изучения. Материалы исследований этого, а также многих других разрезов (не менее 10), получили широкое освещение в литературе [24, 26, 28, 83]. В последние годы в Ленинграде и его окрестностях обнаружено несколько новых разрезов мгинской толщи. В частности, на правобережье Невы в районе кирпичного завода им. Свердлова она вскрыта несколькими скважинами (см. рис. 22).

К числу опорных, наиболее полных и комплексно изученных разрезов мгинской толщи, помимо упомянутого на р. Мга, относятся разрезы в пос. Рыбацкое на восточной окраине Ленинграда (16), скв. 7 у бывшей дер. Синявино (11), скв. 20 у оз. Белого близ Лужского за-

лива (22), скв. 7/48 у Петрокрепости на юго-западной оконечности Ладожского озера (5). По данным Д. Б. Малаховского [28], кровля достоверно установленных мгинских отложений в рассматриваемом районе не поднимается выше абсолютных отметок около +14 м (опускаясь до -50 м в разрезе скв. 20 близ устья р. Луга). Их мощность подвержена резким колебаниям от 4 до 40 м, что связано как с неполнотой разрезов, так и с разной интенсивностью осадконакопления.

Мгинская толща сложена осадками относительно глубоководной, застойной части бассейна, представленными характерными темными (зеленовато-черными и серыми, черными, темно-серыми) глинами и суглинками, местами слоистыми, обычно гумусированными, с запахом битума, с включениями вивианита и раковин морских моллюсков. В составе последних определена фауна арктических — *Joldia (Portlandia) arctica* Gray и *Portlandia arctica* var. *siliqua* Rosve, бореально-субарктических — *Tellina colcarea* (Chenp.), аркто-бореальных — *Mytilus edulis* L., реже *Littorina littorea* L. и бореально-лузитанских — *Cardium edule* L. В глинах встречены также обрывки морской травы *Zostera marina* L.

Диаомовые водоросли появляются в подстилающих мгинскую толщу ленточных глинах и в большом количестве содержатся в морских отложениях (свыше 200 видов). Наиболее характерными являются *Coscinodiscus perforatus* (Ehr.), *C. antiquus* Grun., *C. curvatulus*, *C. curvatulus* var. *minor* (Ehr.) Grun., *Thalassiosira baltica* (Grun.) Ostf., *Th. baltica* var. *fluviatilis*, *Th. gravis* Cl., *Bacterosira fragilis* Grun., *Chaetoceros* sp. (покоящиеся ситры), *Actinopteryx areolatus* (E.) A. S., *Achnanthes taeniata* Grun. и др. Из Silicoflagellatae: *Distephanus speculum* (Ehr.) Hock., *Ebria tripartita* (Schumm.) Lemm.

При определении возраста мгинской толщи решающую роль сыграл спорово-пыльцевой анализ, для наиболее полных опорных разрезов выполненный М. П. Гричук, В. П. Гричуком, Н. Д. Агаповой и Г. С. Абакуменко. Полученные палинологические диаграммы свидетельствуют о том, что морские отложения содержат флору межледникового типа (содержание пыльцы широколиственных пород достигает 60—75 %). По четкому порядку кульминаций широколиственных пород (дуб→вяз→орешник→липа→граб), по очень высокому содержанию пыльцы орешника и ольхи, а также присутствию спор *Osmunda cinnamomeae* L. мгинская толща, несомненно, имеет микулинский возраст. Диаграммы перечисленных выше опорных разрезов отличаются полнотой и отражают историю формирования растительного покрова в течение всего микулинского межледникового (зоны от M_1 или M_2 до M_8).

В настоящее время известен ряд ледниковых отторженцев мгинской толщи не только в области ее распространения (на Сойкинской возвышенности, на правом берегу Невы у Ивановских порогов и др.), но и за пределами границы мгинской трансгрессии у хутора Эдази близ пос. Крестцы [28].

К югу и востоку от Балтийско-Ладожского (Ордовикского) глинта микулинский межледниковый горизонт представлен континентальными отложениями. Подавляющая их часть относится к отложениям озерно-болотного генезиса (lbIII_{mk}) и лишь в единичных случаях (разрез 76, дер. Ряд у оз. Удомля)—аллювиального. Они представлены глинами и суглинками обычно серых тонов, обогащенными органическими остатками, гиттиями (глинистыми, торфянистыми и другими) и торфяниками, реже озерным мергелем, песками и алевроитами. Мощность озерно-болотных отложений, даже в достаточно полных разрезах, как правило, не превышает 4—6 и лишь изредка достигает 10—15 м.

Детальные исследования условий залегания озерно-болотных межледниковых слоев в ряде пунктов Русской равнины (стратотипический разрез в с. Микулино [83], в Центральном лесном заповеднике Калининской области [55] и др.) показывают, что им свойственно крайне ограниченное площадное распространение. Это связано с локальными условиями их формирования и лишь частичной сохранностью. Тем не менее к настоящему времени известно более 30 разрезов с достоверными озерно-болотными межледниковыми отложениями (см. рис. 21). Они обнаружены на различных гипсометрических уровнях, как правило, значительно выше мгинской толщи в разнородных геоморфологических условиях. В области валдайского оледенения межледниковые отложения чаще всего перекрыты мореной, в области московского — лишь перигляциальными (покровными), реже флювиогляциальными, аллювиальными или болотными образованиями.

Рассмотрим лишь два конкретных разреза микулинской озерно-болотной толщи, один из которых расположен в области валдайского оледенения, второй — в области московского.

Разрез у д. Фелицианово (130) близ г. Лудза на юго-западе территории является стратотипом микулинского (мяркинского, по схеме Прибалтики, см. табл. 4) межледникового горизонта средней части Прибалтики (фелициановская свита). На правом берегу р. Лудза скважиной на глубине 15,9—18,0 м вскрыты межморенные слои, состоящие из голубовато-серой глины, темно-коричневого, хорошо разложившегося торфа и серого алевролита [53]. Вся толща обогащена остатками растительности, в алевролите встречены раковины пресноводных моллюсков.

Почти все растения, остатки которых обнаружены в разрезе, встречаются на данной территории и в настоящее время. Исключение составляет лишь *Salvinia natans* (L.) All., известная в этих районах только в виде ископаемых макроспор в межледниковых отложениях. Спорово-пыльцевая диаграмма свидетельствует о накоплении вскрытой толщи в течение почти всего микулинского межледниковья (зоны M_1 — M_4 , M_7 , M_8).

Разрез в Центральном лесном заповеднике на водоразделе рек Лижя и Тюзьма (129) был изучен Н. Н. Соколовым в 1939 г. [48, 83]. Для вскрытых здесь шурфом озерно-болотных отложений, не перекрытых мореной, была получена полная, типичная для микулинского межледниковья спорово-пыльцевая диаграмма. В 1973 г. вблизи этого известного разреза межледниковая толща была вскрыта несколькими скважинами в понижении пологохолмистого моренного рельефа [55]. Межледниковая толща мощностью 3,5 м залегает под современным торфяником и озерными слоями начальных этапов валдайского оледенения; представлена голубовато-серыми глинами и алевролитами с растительными остатками, а также серыми и черными гиттиями, содержащими гравийные зерна. По палинологическим данным в озерных слоях прослеживаются все зоны микулинского межледниковья (M_1 — M_8). В фазах климатического оптимума, где содержание пыльцы широколиственных пород достигает 80—85 %, среди папоротникообразных обнаружены *Salvinia natans* (L.) All., *Osmunda cinnamomea* L., *Brasenia purpurea* Mich.

Данные по вышеописанным, а также по подавляющему большинству остальных опорных разрезов опубликованы в многочисленных изданиях. Обоснование микулинского возраста озерно-болотных толщ базируется главным образом на изучении микроостатков растительности. Для спорово-пыльцевых диаграмм характерны особенности, указанные выше для опорных разрезов мгинской толщи. Для ряда разрезов в частности на р. Куйсара близ пос. Шугозеро (6) и на р. Полометь возле ст. Дворец (80), спорово-пыльцевые данные дополняются диатомовыми. В межледниковых слоях этих разрезов определена бо-

гатая пресноводная диатомовая флора. К числу руководящих тепловодных форм, ныне обитающих в южных и юго-восточных районах страны, относятся *Anomoeoneis sphaerophora* (Kütz.) Ritz, *Stauroneis acuta* W. Sm., *S. shulzii* Jeuse, *Navicula oblonga* Kütz. var. *subcapitata* Pant., *Cymbella ehrenbergii* Kütz., *C. tumida* (Breb) V. H., *C. turgida* (Greg.) Cl.

Для многих разрезов проведено также изучение семян и других макроостатков растительности (см. рис. 21). Обширный список разнообразных видов включает и формы, отсутствующие в современной флоре северо-запада РСФСР и произрастающие в южных районах СССР, в том числе и термофильные виды, которые являются характерными компонентами микулинских флор: *Brasenia purpurea* Mich., *B. holsatica* (Web.) Weberb., *Dulichium arundinaceum* (L.) Britt., *D. spathaceum* Pers., *Potamogeton oxyphilus* Miq., *P. ocutifolius* Link., *P. pectinatus* L., *Trapa natans* (L.) All., *Najas marina* L., *N. minor* All., *Scheuchzeria palustris* L., *Tilia platyphyllos* Scop., *Carpinus betulus* L.

В озерных межледниковых отложениях часто встречаются раковины пресноводных моллюсков, иногда остатки рыб. Из разрезов на р. Поломь у ст. Дворец (80), на р. Б. Тудер у дер. Борисово (105), на р. Ловать у дер. Сопки (107) И. В. Даниловским определены *Valvata piscinalis* Müll., *Bithynia tentaculata* L., *Pisidium casertanum* Poli., *P. militum* Held., *P. pulchellum* Jen., *P. sublunatum* Malm., *Rutilus rutilus* L., *Caregonus varetus* L., *Anodonta* (?) и др.

По представлениям большинства исследователей, микулинское межледниковье имело продолжительность около 60 тыс. лет и завершилось приблизительно 80—70 тыс. лет назад. В ряде пунктов территории для микулинских отложений (торф и древесина) получены радиоуглеродные датировки, однако все они не являются конечными [3, 78, 90, 103], например, у дер. Сосновка на водоразделе Медведицы и Тихвинки (92) более 53340 (ЛУ-154), у дер. Данильцево на Лихославльской гряде (102) более 54930 (ЛУ-174) и др.

МИКУЛИНСКИЙ — СРЕДНЕВАЛДАЙСКИЙ ГОРИЗОНТЫ

Озерно-болотные отложения (IbIII_{mk}—vd₂) этого комплекса имеют ограниченное локальное распространение и выделяются предположительно по литологическим признакам и условиям залегания в районе ст. Чертолино и на нескольких участках крайнего юго-востока региона. Залегают они на московской морене или водноледниковых песках в понижениях древнего рельефа (озерные котловины) и представлены преимущественно суглинками, глинами, алевролитами и мелкозернистыми песками, содержащими включения растительных остатков и торфянистые прослои. Повсеместно озерно-болотные слои, имеющие мощность 3—10 м, погребены под слоем покровных средневалдайских отложений.

ВАЛДАЙСКИЙ НАДГОРИЗОНТ

Последний (валдайский) ледниковый покров достигал рубежей Калининской области в верховьях З. Двины, Волги и Мологи. Этот район до последнего времени являлся одним из наиболее спорных в отношении толкования позднеплейстоценовой истории его развития и положения границы предельного распространения валдайского оледенения.

А. И. Москвитин (1950, 1965 гг. и др.), И. И. Краснов (1965, 1967, 1974 гг.) и С. Л. Бреслав [25] выделяли в послемиккулинское время два самостоятельных оледенения — калининское и ошашковское. По мнению большинства исследователей (Н. Н. Соколов, 1949 г.; К. К. Марков, 1940, 1961 гг.; Н. С. Чеботарева, 1961, 1965, 1969, 1974,

1977 гг.; С. М. Шик, 1961, 1962, 1981 гг.; Д. Б. Малаховский, 1969 г. и др.), с палеографией северо-запада Русской равнины, включая и бассейн Верхней Волги, хорошо согласуется концепция об одном позднеплейстоценовом валдайском оледенении. Трактуются по-разному и положение границы валдайского оледенения (имеется до пятнадцати точек зрения), впервые намеченное Г. Ф. Мирчинком в 1930 г. Однако по принципиальным различиям их можно объединить в две основные группы. Сторонники калининского (ранневалдайского) оледенения намечают южный рубеж его распространения — примерно от верховья р. Лучеса, несколько западнее г. Ржев, к г. Старица и южнее Калинина. Другие исследователи границу единого валдайского оледенения (в различных, но сходных интерпретациях) проводят существенно северо-западнее (на 60—140 км) указанной выше, примерно совпадающей с границей ошашковского (поздневалдайского) оледенения в понимании А. И. Москвитина.

В работах Н. С. Чеботаревой [80, 103], В. Б. Козлова [48], Л. Т. Семененко и М. Н. Валуевой (1973 г.), Д. Б. Малаховского [55] и других исследователей приводятся убедительные стратиграфические и геоморфологические данные, обосновывающие среднеплейстоценовый (московский), а не позднеплейстоценовый (калининский, ранневалдайский) возраст верхней морены «спорной» территории, заключенной в широкой полосе между этими границами. Эти данные включают прежде всего находки разрезов с микулинскими межледниковыми слоями, покрытыми и не покрытыми мореной, а также фиксирование природного рубежа по изменению облика и степени сохранности рельефа, его заозеренности и распространению покровных лессовидных пород.

К числу разрезов, где микулинские отложения перекрыты мореной или водноледниковыми образованиями с возможными следами ее размыва, относятся следующие: 76, 85, 87, 123, 109, 112, 113 (см. рис. 21). Все они расположены в периферической зоне «озерного края», вблизи границы последнего оледенения. Юго-восточнее известна многочисленная группа разрезов, в которых микулинские отложения не перекрыты мореной (92, 97, 121, 122, 129, 132 и др.).

Принятая авторами граница максимального распространения валдайского оледенения (см. рис. 21) близка к трактовке К. К. Маркова, Н. С. Чеботаревой, С. М. Шика и др. [83]. Более заметные коррективы этой границы, осуществленные позднее Н. С. Чеботаревой [80, 104] и В. Б. Козловым [48], касаются лишь северо-восточного участка (район г. Максатиха), где она смещена с левого на правый берег р. Молога.

Испехи радиоуглеродной геохронологии последних 10—15 лет [3, 30, 90] позволили внести ясность в стратиграфию валдайского ледникового и палеографию и определить возраст морены, оставленной последним оледенением при наибольшем его распространении, который долгое время оставался спорным (его относили как к ранне-, так и поздневалдайскому [26, 28, 30, 80, 82, 90, 103]. Теперь же, как отмечает С. М. Шик [107, с. 175], «подавляющее большинство исследователей согласно, что в средневалдайское время (50—25 тыс. лет назад) преобладали умеренно теплые условия межстадиального типа (с периодами похолоданий); в поздневалдайское время произошло наступление ледника, достигшего около 20 000 лет назад границы, которая фиксируется развитием своеобразного озерного ландшафта».

НИЖНЕВАЛДАЙСКИЙ (ПОДПОРОЖСКИЙ) ГОРИЗОНТ

К этому горизонту относятся отложения начального этапа валдайского оледенения (примерно 80 000—50 000 лет назад). Однако и объем, и палеогеография раннего валдая пока еще остаются дискуссионными.

В последние годы появляется все больше фактических данных, которые позволяют признать правильным представление Н. С. Чеботаревой, И. А. Макарычевой [103], Э. И. Девятовой (1982 г.), Х. А. Арсланова [3] и других о том, что в начале валдайской эпохи ледниковый покров не распространялся на Русскую равнину и не выходил за пределы окраин Балтийского щита. Морена с обоснованным ранневалдайским возрастом на рассматриваемой территории отсутствует. Так, корреляция разрезов, детально изученных в районе Ленинграда, приводит к заключению о том, что ранневалдайской морены здесь нет, и второй горизонт основной морены имеет московский возраст (см. рис. 22). Однако эта точка зрения не является общепризнанной. И. И. Краснов, Е. П. Заррина (1965, 1967, 1974, 1982 гг.), Д. Б. Малаховский, Е. А. Спиридонова [28, 82] и некоторые другие горизонт ранневалдайской морены выделяют не только на севере, в Предглинтовой низменности, но и в пограничной зоне оледенения на юго-востоке территории.

Озерные отложения ($I\ III_d$) наиболее надежно выделяются в тех разрезах, где найдены совместно с микулинскими и залегают без следов размыва выше слоев, соответствующих зоне M_8 . В области валдайского оледенения они лучше всего изучены в Предглинтовой низменности (5, 11, 22) и на Юковской возвышенности (см. рис. 22), представлены озерными и озерно-морскими отложениями (мощность до 32 м) заключительных фаз мгинской трансгрессии, преимущественно тонкозернистыми песками и алевритами, содержащими иногда вивианит и растительные остатки.

Ранневалдайские отложения обнаружены также в ряде разрезов континентальных образований, главным образом на юго-востоке территории (38, 58, 87, 97, 109, 122, 129, 132). Мощность озерных слоев не превышает 2—3 м, представлены они в основном глинами, часто с торфянистыми прослоями, реже песками и супесями.

По результатам интерпретации спорово-пыльцевых диаграмм в толще ранневалдайских отложений выше микулинского горизонта выделяются слои первого (курголовского) похолодания, верхне-волжского межстадиала, килешинского похолодания и тосненского межстадиала [28, 82, 104].

В Предглинтовой низменности в курголовских и верхневолжских слоях изучен богатый комплекс морских, солоноватоводно-морских, эвригалинных и пресноводных диатомей [28], а в разрезах устья р. Тосна и у дер. Килешино (109) В. П. Денисенковым и Ф. Ю. Величевым определены многочисленные разнородные по составу макроостатки растительности с заметной долей участия холодостойких видов бореально-арктического комплекса, свойственных валдайским интерстадиальным флорам [82].

Ранневалдайские слои охарактеризованы радиоуглеродными данными, однако имеющиеся датировки, полученные для разрезов в устье р. Тосна в 30 км к юго-востоку от Ленинграда (более 45 000 лет, ЛУ—45) и у дер. Килешино на р. Сижина (более 48 040 лет, ЛУ—748 и более 50 000 лет, ГИН—631) не являются конечными [28, 78, 82, 90].

СРЕДНЕВАЛДАЙСКИЙ (ЛЕНИНГРАДСКИЙ)* ГОРИЗОНТ

В последние 10—16 лет проведены большие литолого-стратиграфические и палеонтологические исследования средневалдайских отложений и получены многочисленные радиоуглеродные датировки [3, 28, 47, 90].

* Название происходит от стратотипического разреза в Ленинграде (район Гражданского проспекта).

согласно которым формирование их относится к хронологическому этапу от 23—24 до 50 тыс. лет. Палеогеографические условия средневалдайского интервала (мегантерстадиала) были неоднородными и ритмичными — фазы похолодания сменялись фазами потепления. Е. А. Спиридонова [28, 47] в средневалдайской толще выделяет семь палинологических зон (Svd_1 — Svd_7) с господством древесных и недревесных компонентов флоры, отвечающих сложной палеоклиматической ритмике с тремя фазами потепления (Svd_2 , Svd_4 , Svd_6) и четырьмя относительно кратковременными стадиями похолодания (Svd_1 , Svd_3 , Svd_5 , Svd_7).

Озерные отложения (I III_{Svd_2}) встречаются и изучены в различных геологических и геоморфологических условиях территорий. Подавляющее большинство опорных разрезов расположено в области валдайского оледенения; за его пределами они встречаются реже и залегают в понижениях московского рельефа и перекрыты лишь перигляциальными лессовидными породами.

Средневалдайские отложения представлены исключительно континентальными, в основном, озерными образованиями, иногда озерно-аллювиальными и озерно-болотными. Они отличаются пестротой состава и представлены всеми озерными фациями от глубоководных (глины) до прибрежных (гравелистые пески с торфяными прослоями). Преимущественно распространены тонкозернистые пылеватые пески, алевроиты и супеси обычно гумусированные или обогащенные растительными остатками, реже — суглинки, глины и гиттии. Мощность толщи от 1—2 до 12—24 м, наибольшая — в полных разрезах Ильменско-Ловатской и Приневской низин.

В Приневской низине, на северной окраине Ленинграда и в его окрестностях, озерные средневалдайские отложения распространены широко (от пос. Осиновая Роща через совхоз «Бугры» до железнодорожной станции Пискаревка) на абсолютных отметках от —10 до +20 м (см. рис. 22). Они залегают выше мгинских морских отложений, но местами врезаются в них или ложатся непосредственно на ленточные глины и морену московского возраста.

Озерные слои Приневской низины всесторонне изучены по разрезам нескольких скважин, в частности скв. 6 на Гражданском проспекте в Ленинграде (3) и скв. 1 в совхозе «Бугры» (1). Скв. 6 (Гражданский проспект) под ленточными глинами и мореной поздневалдайского возраста вскрыта толща (мощность 12 м) тонкозернистых песков с растительными остатками и алевроитов с тонкими прослоями торфа. Они переходят книзу в гиттию, подстилаемую ленточными глинами и московской мореной. Межморенная толща изучена О. М. Знаменской, Е. А. Спиридоновой (палинология), Р. Н. Джиноридзе (диатомовые водоросли), А. А. Беловой (растительные остатки), Х. А. Арслановым (радиоуглеродное датирование) [3, 28, 47]. Здесь установлены все палинологические зоны (Svd_1 — Svd_6), кроме последней, и получены две радиоуглеродные датировки: по торфу — 40380 ± 800 лет (ЛУ—22), фиксирующая конец времени первого потепления (зона Svd_2), и выше по заторфованному песку — 39000 ± 810 лет (ЛУ—63), характеризующая начало похолодания (зона Svd_3).

В скв. 1 (совхоз «Бугры») вскрыта межморенная озерная толща мощностью 24 м, сложенная сходными с выше описанными отложениями. Средневалдайский горизонт представлен здесь также почти всеми зонами (Svd_2 — Svd_7). Основная масса диатомовых найдена в большей по мощности (16 м) нижней супесчано-торфянистой части межморенной толщи (анализы С. С. Горшковой). Комплекс диатомовых (до 103 видов) состоит из пресноводных планктонных и бентосных форм: *Melosira islandica subsp. helvetica* O. Müll., *Stephanodiscus astraia* (Ehr.) Grun., *Eunotia pruerupta* Ehr., *E. papilio* (Grun.) Hust., *Navicula amphibola* Cl., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. lata*

(Breb.) W. Sm., *P. viridis* (Nitzsch.) Ehr., *Cymbella heteropleura* Ehr., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. и др. Этот состав характерен для пресноводного бассейна с умеренно холодным температурным режимом. Количественные и видовые изменения диатомовых по разрезу свидетельствуют о существенных колебаниях уровня воды вплоть до полного ее исчезновения, а находки в отдельных слоях *Didymosphaenia geminata* и *Meridion circulare* — о поступлении в озеро холодных, чистых, быстротекущих вод.

Второй район, где ленинградские слои изучены с достаточной полнотой, известен на юге территории в Приильменской низине (р. Ловать и ее притоки). В последние годы средневалдайские слои в этом районе были вскрыты и многими скважинами (Э. Ю. Саммет, 1982 г.). Их видимая мощность от 2,5 до 8,5 м, максимальная (в долине р. Ловать) достигает 14—20 м.

Вблизи дер. Дунаево на р. Ловать в 20 км выше г. Холм (110) под комплексом поздневалдайских ледниковых и озерно-ледниковых осадков на глубине около 5 м обнажается толща средневалдайских озерно-аллювиальных песков и супесей с органическими остатками видимой мощностью 8,5 м [28, 47, 103]. В разрезе имеются палинологические зоны от *Svd*₄ до *Svd*₇. Для прослойки торфа с глубины 6,4 м на основании радиоуглеродного метода определен возраст $27\,500 \pm 1500$ (ЛУ—28а), $25\,600 \pm 360$ (ЛУ—28с), $25\,440 \pm 270$ лет (ЛУ—28в). Датировки отвечают зоне *Svd*₆ и наиболее полно характеризуют верхнее потепление среднего валдая, получившее по этому разрезу название дунаевского [47].

Спорово-пыльцевые диаграммы по этому и другим разрезам в районе (103, 107, 116, 111, 117, 118, 125) дополняют друг друга и совместно характеризуют историю средневалдайского мегаинтерстадиала Приильменской низменности в полном ее объеме (зоны *Svd*₁—*Svd*₇). По данным Э. Ю. Саммета, в межморенных озерных мелкозернистых песках и супесях, вскрытых скв. 85 на р. Ловать близ пос. Сопки (103), обнаружен небольшой в видовом и количественном отношении комплекс диатомовых водорослей, типичных для заболачивающих водоемов: *Eunotia praerupta* Ehr., *E. praerupta* var. *bidens* (W. Sm.) Grun., *Pinnularia intermedia* Lagerst., *P. borealis* Ehr., *Gomphonema angustum* var. *productum* Grun., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun.

На остальной территории ленинградские озерные слои, также как и микулинские отложения, характеризуются локальным распространением.

Большой интерес представляет разрез «Савала» в Северо-Восточной Эстонии (34), хотя и фрагментарный, но один из опорных среднеямунского (средневалдайского) горизонта Северной Прибалтики [11, 95]. Здесь семью скважинами вскрыты гумусированные слоистые глины, содержащие растительный детрит и залегающие под двумя моренами на глубине около 25 м. В нижней половине палинограммы, составленной Э. Д. Лийвранд, намечается потепление, хорошо сопоставимое с палинозоной *Svd*₂ межстадиального комплекса в разрезе Гражданский пр.

На юго-востоке территории слои этого же раннего средневалдайского потепления в разрезе у дер. Килешино на р. Сижина (109) представлены голубовато-серыми алевроитами с обломками древесины и другими органогенными остатками и песками с гравием и валунами. Х. А. Арслановым [82] радиоуглеродным методом был определен возраст, равный $41\,810 \pm 600$ лет (ЛУ—682).

За пределами границы валдайского оледенения на правом берегу Волги карьером у села Ново-Мончалово (136) под покровными супесями вскрыта толща озерных отложений, состоящая из алевроита, озерного ила, гумусированного, с прослойками торфа и плотного неслоис-

того ила с растительными остатками и обломками древесины мощностью более 5 м [47]. В слое озерных илов установлено четыре палинологических зоны (Svd_4 — Svd_7). Прослой торфа из палинозоны Svd_6 (позднее, дунаевское потепление) имеет радиоуглеродный возраст $29\,080 \pm 360$ лет (ЛУ—646), а древесина из слоев зоны Svd_4 (среднее, кашинское потепление) — $33\,690 \pm 360$ лет (ЛУ—645).

ВЕРХНЕВАЛДАЙСКИЙ (ОСТАШКОВСКИЙ) ГОРИЗОНТ

Разнообразные в генетическом отношении отложения ледниковой формации верхневалдайского горизонта (интервал примерно от 24—25 до 10 тыс. лет назад), распространены на описываемой территории почти повсеместно. В пределах границы валдайского оледенения они представлены главным образом ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями, в перигляциальной зоне — на юго-востоке территории в обширных понижениях, ложбинах и речных долинах — водно-ледниковыми, озерными, озерно-аллювиальными и аллювиальными слоями, на водораздельных пространствах — покровными лессовидными породами.

Поздневалдайские отложения распространены на поверхности и лишь на небольших участках перекрыты более молодыми голоценовыми образованиями. Во внутренней и основной, а нередко и во внешней зонах оледенения (зональность по Н. Н. Соколову, 1960 г.) они, как правило, залегают на дочетвертичных породах, реже — подстилаются четвертичными более древними образованиями (см. рис. 22).

Основная масса моренного и водно-ледникового материала сконцентрирована во внутренней и основной зоне последнего оледенения, чаще — в межлопастных аккумулятивных возвышенностях и поясах краевых образований, фиксирующих наиболее значительные этапы стабилизации и активизации отступающего ледникового покрова. К северо-западу границы максимального распространения валдайского оледенения прослеживается несколько таких зон краевых ледниковых образований, известных под названиями едровская, вепсовская, крестецкая, лужская и невская [28, 30]. Среди них особое место занимает вепсовско-крестецкая краевая зона, которая образует широкую полосу контрастного ледникового рельефа, наиболее ярко выраженного на северо-западе Русской равнины (Озерный край Валдайской возвышенности или главный конечно-моренный пояс).

Ледниковые отложения ($gIIIvd_3$) распространены на большей части территории и отсутствуют только в перигляциальной зоне последнего оледенения. Морена распространена почти повсеместно и располагается на различных абсолютных высотах: от —15—20 в Предглинтовой низменности до +338 м на Бежаницкой возвышенности. Морена слагает обширные равнины и плато, является основным компонентом линейных краевых зон и изолированных аккумулятивных возвышенностей, выполняет древние долины. В пониженных частях рельефа, а также в пределах камовых массивов морена обычно перекрывается водно-ледниковыми отложениями. Мощность ее непостоянна, на возвышенных равнинах и в низинах колеблется от 1—2 до 15—20 м, в пределах холмистых комплексов и в погребенных долинах — от 10—15 до 80—100 м.

Состав морены различный: от валунных глин до песчано-валунных и валунно-галечных отложений, однако преобладают плотные, часто грубопесчаные валунные суглинки. В краевых зонах и межлопастных возвышенностях часто встречаются прослой и линзы супесей и песков. Цвет ледниковых отложений определяется окраской подстилающих пород, но преобладают коричневые и серые тона. Количество крупнообломочного материала в морене непостоянно, в среднем — 8—12 %. В его

составе — кристаллические архейские и протерозойские, а также осадочные палеозойские породы.

Кроме валунного материала, в морене наблюдаются линзы песков, гравия и галечника, а также различные по величине отторженцы палеозойских отложений, мощность которых достигает 20—50 м, а объем — 1—2 млн. м³ и больше. Представлены они обычно местными породами и нередко выражены в рельефе в виде моренно-напорных гряд и крупных холмов (гора Ореховая, Дудергофские высоты, район ж.-д. станции Поповка на Ордовикском глинт южнее Ленинграда, пос. Вышгородок в бассейне р. Утруя в Псковской области, на склонах Валдайской возвышенности к северу от ж.-д. станции Ефимовская, в районе ж.-д. станции Угловка). Известны крупные отторженцы, коренные выходы которых расположены к северу на расстоянии 200—250 км и более, например, отторженцы кембрийских пород на р. Полисть у дер. Кривец и вдоль долины р. Ловать ниже и выше г. Холм.

Флювиогляциальные отложения (fIIVd₃) распространены почти исключительно в области валдайского оледенения, где слагают разнообразные формы рельефа; зандровые поля, камовые массивы и гряды, озы, аккумулятивные террасы в ложбинах стока ледниковых вод, а также и выполняют последние. Значительные площади флювиогляциальных осадков приурочены к дистальным склонам главного конечно-моренного пояса Валдайской гряды, образуя на северо-востоке территории сплошную, а в бассейнах верхневолжских озер и рек Шлины и Западной Двины прерывистую полосу зандровых равнин шириной 30—50 км. Обширные зандры, кроме того, развиты на юге региона в верхнем течении р. Ловать. Широко представлены флювиогляциальные отложения на Латгальской возвышенности, где слагают комплекс чередующихся водно-ледниковых форм: озовых гряд, камовых массивов, зандровых полей.

По гранулометрическому составу флювиогляциальные отложения весьма разнообразны (от валунно-галечных до мелкозернистых песков, чаще разнотернистые, гравийные пески). Мощность их на зандрах не превышает 15—20 м, в пределах камовых массивов и крупных озв достигает 30—40 м.

Озерно-ледниковые отложения (lgIIVd₃) представлены рядом генетических разновидностей, связанных с ледниковыми водоемами различного типа. Наибольшим распространением пользуются отложения региональных приледниковых озер, развитые на обширных площадях низменных равнин главным образом во внутренней и частично во внешней (в понижениях рек Песочни и Жукопы) зонах валдайского оледенения на абсолютных высотах от 10—15 до 140—150 м. Мощность их колеблется от 2—3 до 20—25 м, а в составе преобладают тонкие и мелкие сортированные пески и глины, обычно ленточные (суглинки и супеси имеют подчиненное значение).

Пески распространены по периферии Молого-Шекснинской и Приильменской низменностей в Среднемоложской и Мстинской впадинах, вдоль долин рек бассейна Западной Двины, в центральной части Псковской низины. Значительные площади они перекрывают на западе территории в понижениях, разделяющих межлопастные изолированные возвышенности.

Ленточные глины распространены вблизи проксимального склона главного конечно-моренного пояса на абсолютных отметках 75—120 м, в наиболее пониженной части Ильменско-Волховской депрессии, в Псковской низине, в бассейне среднего и нижнего течения р. Великой. Сплошная полоса их развития наблюдается на невско-волховском водоразделе. Погребенные песками ленточные глины известны в Среднемоложской и Цнинско-Шлинской низинах, в бассейне Западной Двины и в районе озер Жижицкое и Двинье.

Осадки небольших по площади внутриледниковых озер слагают столообразные поверхности звонцев, характерных форм водно-ледникового рельефа вепсской краевой зоны и межлопастных массивов, а также участки камов. Тонкодисперсные глины звонцев обычно имеют мощность 3—5 м, редко до 10—20 м. Мелко- и тонкозернистые пески камовых массивов и гряд, характеризуются наибольшей мощностью: от 20—30 до 40—45 м и более (на Лужской и Бежаницкой возвышенностях, Липовых горах западнее г. Луги, у станции Будогощь, в районе озера Самро).

Флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения ($f, lgIIIvd_3$) широко развиты на юге и юго-востоке площади во внешней и перигляциальной зоне валдайского оледенения. Здесь в Верхневолжской, Шошинской и Цнинско-Шлинской низинах, в районе озер Селигер, Жижицкое и Двинье, а также в бассейне р. Молога у г. Максатиха водно-ледниковые отложения формировались в условиях обширных озерных котловин и слагают террасовидные озерно-зандровые равнины на абсолютных отметках 140—225 м. Залегают они на московской или валдайской морене и состоят из песков, иногда с редким гравием и галькой, с прослоями супесей, суглинков и ленточных глин; мощность их обычно до 4—6 м, местами (в Цнинско-Шлинском понижении и в районе Жижицкого озера) до 20—25 м. Значительная масса водно-ледниковых отложений приурочена к внутренней части разреза поздневалдайской ледниковой толщи, слагая межосцилляторные слои. Они являются характерным компонентом строения межлопастных островных возвышенностей, краевых зон и их проксимальных склонов. Во многих разрезах (в непосредственной близости к Валдайской возвышенности, в районе Воробьевых гор и Торопецких гряд, в бассейне рек Мста и Плюсса, в Предглинтовой низменности по рекам Нарва и Луга, в районе Новгорода) водно-ледниковые отложения разделяют поздневалдайскую морену на два или даже три слоя. Мощность межосцилляторных водно-ледниковых отложений различна и достигает местами 20—30 м. Состав внутриморенных образований неоднородный. Обычно это флювиогляциальные разнотернистые пески, часто гравийно-галечные; существенную роль играют и озерно-ледниковые фации, представленные мелко- и тонкозернистыми песками, алевроитами и ленточными глинами.

Аллювиально-флювиогляциальные отложения ($afIIIvd_3$) в перигляциальной зоне валдайского оледенения слагают третью надпойменную террасу рек бассейна Верхней Волги. В долине Волги она прослеживается спорадически ниже устья р. Большая Коша, имея высоту 17—25 м над урезом воды, а наиболее хорошо выражена между устьем р. Вазуза и пос. Родня — на протяжении 30 км, где наблюдается непрерывно по обоим берегам и достигает ширины 4 км. Третья надпойменная терраса выделяется также на отдельных участках р. Тверца (высота 22 м), р. Тьма и в нижнем течении р. Осуга, правого притока Тверцы (высота 15 м). Терраса повсеместно цокольная, мощность аллювиально-флювиогляциальной толщи, залегающей на московской морене, как правило, не превышает 4—5 м, лишь у деревень Крючья и Ладышкино на Волге возрастает до 12—16 м. В составе толщи плохо отсортированные разнотернистые, часто гравийные пески с прослоями гравийно-галечного материала.

Большинство исследователей возраст отложений третьей надпойменной террасы считают синхронным максимальной стадии распространения последнего оледенения и начальным этапом его отступления. Их формирование происходило при стоке ледниковых вод по системе молодых верхневолжских долин в бассейн, занимавший в это время Волго-Шошинскую низину.

Покровные суглинки, супеси и тонкозернистые пески, залегающие на отложениях разного генезиса *, имеют широкое распространение в юго-восточной части территории. Формировались они во время валдайского оледенения за пределами границы его распространения (перигляциальные отложения), где сплошным или прерывистым чехлом перекрывают водораздельные пространства Волги, Тверцы, Шоши и Западной Двины, расположенные на различных гипсометрических уровнях от 150 до 340 м. Отсутствуют они только на склонах речных долин, в крупных понижениях рельефа и на Лихославльской гряде.

Чаще всего покровные отложения лежат на московской морене или покрывающих ее водно-ледниковых осадках, в ряде пунктов на микулинских или средневалдайских озерно-болотных слоях (126, 127, 140, 136, 137).

Мощность перигляциального покрова меняется от 0,1 до 6 м, возрастающая в юго-восточном направлении от границы валдайского оледенения. В этом же направлении фиксируется и закономерная дифференциация и изменение состава покровных пород. Вблизи границы они представлены обычно легкими пылеватыми супесями, реже тонкозернистыми пылеватыми песками, которые в южном и юго-восточном районах замещаются лессовидными суглинками. Здесь, по данным Л. Т. Семененко и М. Е. Меркуловой, в некоторых разрезах наблюдается двухслойное строение перигляциальной толщи с наличием маломощных торфянистых прослоек в ее нижней части.

Возраст перигляциального покрова определяется, с одной стороны, залеганием его на микулинских и даже средневалдайских отложениях, с другой — распространением к юго-востоку от границы валдайского оледенения. Таким образом, маломощный супесчаный покров вблизи границы оледенения и по крайней мере верхняя часть мощной перигляциальной толщи юго-восточных районов несомненно накапливались в поздневалдайское время. Нижняя часть покровных суглинков в полных разрезах, по-видимому, имеет ранневалдайский возраст, что подтверждено радиоуглеродными данными в других районах Русской равнины [104].

Существуют различные мнения по вопросу происхождения покровных отложений: эоловые, флювиогляциальные, солифлюкционные. Возможно, их следует рассматривать как образования полигенетические, сформировавшиеся под воздействием целого комплекса факторов. В ряде случаев они несут явные следы водного происхождения, в других — делювиального или солифлюкционного, а на большей части водораздельных площадей трудно объяснить их присутствие без допущения эоловой транспортировки и аккумуляции материала.

Позднеледниковые слои трех (нижнего, среднего и верхнего) дриасовых периодов и разделяющих их межстадиалов беллинга и аллереда завершают разрез валдайского надгоризонта. В геохронологическом отношении эти этапы охватывают небольшой предшествующий голоцену период последней ледниковой эпохи в интервале примерно от 13,2 до 10 тыс. лет назад.

На описываемой территории позднеледниковые отложения представлены большим разнообразием генетических типов: озерно-ледниковыми, озерными, озерно-аллювиальными, аллювиальными и болотными. Они выделяются на основании радиоуглеродных датировок или по палеоботаническим данным в тех разрезах, где непосредственно связаны с образованиями голоцена (см. рис. 21).

Озерно-ледниковые отложения ($lgIIIud^b_3$) распространены только на севере территории в Предглинтовой низменности, во впадине Чудского озера и в низовьях р. Луга, где слагают террасиро-

* На карте показаны штриховкой поверх закраски подстилающей поверхности.

ванные равнины на высоте не более 36—38 м над уровнем моря. Их накопление происходило в обширном бассейне, так называемом Балтийском ледниковом озере, который образовался после того, как край ледника отступил во впадины Балтийского моря и Ладожского озера. Мощность осадков Балтийского ледникового озера обычно около 10 м, иногда достигает 25 м. В разрезе этой толщи преобладают ленточные глины и пески; подчиненное значение имеют суглинки, супеси, а также гравийно-галечные пески (прибрежные фации). Ленточные глины приурочены к наиболее пониженной части Балтийско-Ладожской депрессии, пески и супеси распространены по ее периферии, местами слагают верхнюю часть разреза озерно-ледниковой толщи.

Данными палинологических и диатомовых анализов отложения Балтийского ледникового озера охарактеризованы, главным образом, в Приневской низине и в низовьях р. Луга [28, 34], где залегают под голоценовыми морскими и озерными осадками. В Лахтинской котловине на северной окраине Ленинграда (1) они представлены серыми и зеленовато-серыми суглинками и ленточными глинами вскрытой мощностью 15 м. На основании спорово-пыльцевого анализа этой толщи К. В. Желубовская и Г. И. Клейменова выделяют слои среднего дриаса, аллереда и верхнего дриаса. По данным Т. Е. Ладышкиной и Р. Н. Джиноридзе, в комплексе диатомовых водорослей доминируют типичные пресноводные виды, свойственные крупным озерам, в частности современным Ладожскому и Онежскому, что указывает на существование глубокого пресноводного бассейна.

В разрезах парка Лесотехнической академии в Ленинграде (3) в песках, которые, по мнению Е. С. Малясовой (спорово-пыльцевой анализ), относятся к среднему дриасу и аллереду, найдены листья арктических и субарктических растений: *Betula nana*, *Salix herbaceae* L., *Dryas octopetala* L.

У подножья Ордовикского глинта в разрезе пос. Горелово (18) (около 22—24 м над уровнем моря) позднеледниковые отложения Приневской низины датированы по C^{14} [90]. Образец древесины с глубины 1,2 м, отобранный О. М. Знаменской из песчано-галечниковой толщи, имеет возраст 12150 ± 390 лет (МО—390).

Озерные отложения (III_{vd}) распространены спорадически на всей описываемой территории. Они локализованы в древнеозерных, чаще всего заторфованных, небольших котловинах, реже приурочены к пониженным участкам равнинных водоразделов, где сохранились остаточные озера ледниковой эпохи. В поверхностном залегании озерные слои встречаются редко. На юго-востоке территории они выполняют лишь отдельные котловины московско-микулинского рельефа, а в области валдайского оледенения распространены в бассейне Западной Двины, где слагают низкие озерные террасы высотой 3—6 м, вложенные в поздневалдайские водно-ледниковые образования. Мощность озерных отложений здесь изменяется от 2 до 5—7 м, в их составе преобладают мелкозернистые пески, реже глины.

Как правило, озерные позднеледниковые слои погребены под современными отложениями и выделяются по палеоботаническим и радиоуглеродным данным в разрезах многих скважин и обнаружений. Наиболее полные разрезы, изученные В. Г. Ауслендером, Д. А. Аграновой, Г. С. Абакуменко и Т. Е. Ладышкиной (1978 г.), расположены на северо-востоке региона в пределах главного конечно-моренного пояса валдайского оледенения и во внешней его зоне — на северо-западной окраине Молого-Шекснинской низменности (13—14, 39, 41). Отложения локальных реликтовых озер мощностью 2—5 м представлены здесь тонкодисперсными и алевроитовыми глинами, суглинками с растительным детритом и песками, обычно глинистыми или илистыми.

На палинологических диаграммах этих озерных слоев выделяются три относительно холодных интервала, соответствующие дриасовым периодам, разделенные двумя теплыми, которые отвечают межстадиям беллинг и аллеред. Следует отметить находки микроостатков таких элементов, как *Ephedra*, *Eurotia ceratoides*, *Helianthemum*, *Salsola kali*, *Salicornia herbacea*, *Equisetum*. Кроме того, озерные наслоения содержат пыльцу и споры тундровых и северо-бореальных видов *Botrychium boreale*, *B. lunaria*, *Selaginella selaginoides*, *Alnaster*, таежных и тундровых плаунов, причем тундровые элементы в межстадиальных слоях играют меньшую роль, чем в дриасовых. Насыщенность диатомовыми в различных слоях озерной толщи неодинакова (до 57 видов и разновидностей, по данным анализов в разрезах 13, 15).

По заключению Т. Е. Ладышкиной, эта диатомовая флора характеризует холодные, мелководные озера и подтверждает позднеледниковый возраст вмещающих ее отложений.

В основании крупных водораздельных торфяников Валдайской возвышенности (60, 86), а также на Приильменской низине (73) и в котловине Псковско-Чудского озера (57, 72) обнаружены озерные глины, сапропели и мелкозернистые пески мощностью до 1 м, имеющие по данным спорово-пыльцевого анализа познедриасовый и аллередский возраст [28, 35]. Подстилаются они мореной или озерно-ледниковыми осадками. В спектрах аллереда заметно возрастает содержание пыльцы ели, которое достигает 40—50 %.

На юге региона озерные отложения аллереда, среднего и верхнего дриаса известны в разрезе скважины, пробуренной на низкой террасе озера Малый Иван к северо-востоку от г. Невеля (142). Здесь, по данным Д. Б. Малаховского [67], под озерным мергелем голоценового возраста залегают алевроиты и разнотернистые пески вскрытой мощностью 1,7 м. На спорово-пыльцевой диаграмме хорошо заметен максимум пыльцы ели (до 50 %), выше и ниже которого возрастает содержание пыльцы сосны и берез. Состав пыльцы трав с господством полыней обычен для позднеледниковых отложений.

Для познедриасовых слабо гумусированных алевроитов, подстилающих на глубине 3,07—3,55 м торфяную залежь и озерный сапропель в болоте Ремески (88), занимающим небольшую котловину холмисто-моренного ландшафта возвышенности Ханья, А. Лийва [40] получил две радиоуглеродные датировки: 10770 ± 130 лет (ТА—216) и 10740 ± 130 лет (ТА—215).

Как известно, с аллередским потеплением связано появление очагов непрерывного формирования болот северо-западной и центральной частей европейской территории СССР [78]. В пределах данного региона аллередский или познедриасовый возраст нижней подшвенной части наиболее древних мощных торфяников установлен в ряде пунктов, в частности в Тесово-Нетыльском (42), Щепицком (90), Втором Таицком (24) болотах, а также в Приневской низине на левом берегу Тосны близ ее устья [42, 67].

К озерно-аллювиальным образованиям (IaIIId₃) отнесены песчаные отложения, распространенные в пределах Молого-Шекснинской и Волго-Шошинской низин, а также Мстинской впадины. Повсеместно они представлены прибрежными и дельтовыми фациями мелководного бассейна и фациями блуждавших по песчаной равнине речных потоков.

В Мстинской впадине озерно-аллювиальные отложения по р. Мста (ниже устья Волмы) и ее притоку Холова слагают ясно выраженную широкую (до 10 км) террасу высотой 15—20 м (абсолютные отметки 30—40 м), вложенную в озерно-ледниковые осадки. В Волго-Шошинской низине озерно-аллювиальные пески приурочены ко второй надпойменной террасе, имеющей высоту 15—18 м. По внешнему обрамле-

нию эта терраса ограничена уступами, которые отделяют ее от водно-ледниковой равнины.

Озерно-аллювиальными песками покрыты обширные равнинные заболоченные пространства внутренней части Молого-Шекснинской низменности, полого наклоненной к юго-востоку с перепадом абсолютных высот от 140 до 112—120 м. Песчаная равнина полесского типа простирается на юго-восток далеко за пределы рассматриваемой территории.

Мощность песчаного покрова колеблется в основном от 3 до 12 м, максимальная (до 15—20 м) зафиксирована в Молого-Шекснинской низине на правом берегу р. Чагодоша у дер. Пустынь.

Строение озерно-аллювиального покрова однообразно, его слагают тонко- и мелкозернистые, хорошо отсортированные пески. Лишь в основании разреза местами отмечены грубозернистые разности и линзы гравийно-галечного материала. Очень редко встречается более тонкий материал — супесчаный в Молого-Шекснинской низине и линзы слоистых глин в Шошинской.

Для песчаной толщи Молого-Шекснинской низины, изученной В. Г. Ауслендером, по обнажениям рек Мологи, Чагодоши и Кобожи, характерно наличие отчетливо выраженной слоистости различного типа: тонкой горизонтальной (преобладает), косой перекрещивающейся и диагональной, что свидетельствует о присутствии озерных, прибрежно-озерных, дельтовых и аллювиальных фаций.

Погребенные под голоценовыми осадками позднеледниковые озерно-аллювиальные отложения известны в северо-восточном Приильменье, в дельте р. Мста по разрезам двух скважин (62) [28, 67]. В одном из этих разрезов под песками на глубине 8 м был вскрыт прослой гипнового торфа мощностью 1,2 м, подстилаемый озерно-ледниковыми ленточными глинами. По результатам палинологического анализа нижняя часть торфяника образовалась в условиях межстадиального потепления, верхняя — в дриасовом периоде.

В разрезе второй скважины озерно-аллювиальная толща мощностью 8 м залегает также на ленточных глинах и представлена переслаиванием тонкозернистых песков, супесей, алевроитов, суглинков и глин, содержащих древесные и другие растительные остатки. По спорово-пыльцевым данным нижняя часть этой толщи (глубина 5—8 м) сформировалась в течение всего позднеледниковья (выделяются слои беллинга, аллереда, трех дриасовых периодов). Это подтверждают радиоуглеродные данные 10400 ± 160 лет (ЛУ-384) растительных остатков с глубины 5,5—5,65 м (возраст соответствует верхнему дриасу).

Аллювиальные отложения (аллювиз) слагают первую и вторую надпойменные террасы наиболее крупных рек юго-восточной части территории в периферической перигляциальной зоне валдайского оледенения. К ним относятся Волга с основными (Тверца и Шоша) и второстепенными притоками, а также Западная Двина.

Вторая надпойменная терраса в долине Волги характеризуется прерывистым развитием и прослеживается ниже устья р. Большая Коша, имея высоту 9—15 м и ширину от 0,1 до 3 км [25]. Выше устья р. Большая Коша терраса сливается с низкими задрями времени отступления льдов от основной (вепсовской) краевой зоны, что определяет ее поздневалдайский (осташковский, по С. Л. Бреславу) возраст. В долине Западной Двины и у притоков Волги высота второй террасы меняется от 4—6 до 8—13 м, ширина, как правило, не превышает 0,5—1 км. На Западной Двине терраса повсеместно имеет аккумулятивный характер, в долинах рек бассейна Волги она преимущественно цокольная.

Первая надпойменная терраса наблюдается спорадически на всех реках указанного выше района. Высота ее у Волги на отдельных отрезках долины обычно — от 3,5—7 до 12—15 м и иногда достигает 25 м. В долине Западной Двины и у притоков Волги высота первой надпой-

менной террасы колеблется от 3 до 10 м. Первая терраса в основном аккумулятивная, что особенно характерно для Западной Двины, Тверцы и Шоши, и лишь местами имеет цокольное строение.

Мощность аллювиальной толщи второй надпойменной террасы до 3—5 м, изредка до 10 м; первой — до 10—12 м, иногда (на Волге) 16—22 м.

В составе аллювия надпойменных террас доминируют разнородные, горизонтально и косослоистые пески, часто с включениями гравия и гальки кристаллических и осадочных (карбонатных) пород. Нередко в основании толщ отмечаются грубые пески и гравийно-галечный материал. В разрезе первой террасы изредка наблюдаются маломощные прослой супесей, суглинков и алевроитовых глин, иногда с растительными остатками.

Разрез позднеледниковых аллювиальных отложений комплексно изучен в верхнем течении р. Ловати (138) у бывшей дер. Леоново [28, 67]. Наибольший интерес представляет ископаемая флора, определенная К. И. Солоневичем (1938 г.). Основная масса растительных макроостатков принадлежит субарктическим видам, в первую очередь *Betula nana*. Радиоуглеродный возраст растительных остатков, отобранных в 1963 г. Н. С. Чеботаревой, оказался равным 12430 ± 400 лет (Mo—374). По данным Р. В. Федоровой, захоронение растительных остатков происходило в условиях арктического климата.

По данным Д. Б. Малаховского и других исследователей [28], аллювиальные отложения представлены 8,5-метровой толщиной горизонтально и косослоистых песков с прослоями гравия, гальки, а также супесей и глин, приуроченных к нижней части разреза. В супесях и глинах встречаются растительные остатки и фауна пресноводных моллюсков. В подошве аллювиальной толщи вскрыта валдайская морена.

По данным спорово-пыльцевого анализа нижняя часть аллювиальной толщи с глубины 3,6 м датируется позднеледниковьем. На палинограмме фиксируются признаки потеплений межстадиального типа. Одно из них можно сопоставить с беллингом, другое — с аллередом, что подтверждается абсолютным возрастом растительных остатков с глубин 6,0—6,4 м и 8,15—8,38 м, равным 11840 ± 140 (ЛУ—24) и 12350 ± 140 лет (ЛУ—25).

СОВРЕМЕННОЕ ЗВЕНО

Современные (голоценовые) отложения на рассматриваемой территории распространены почти повсеместно, но на меньшей площади, по сравнению с образованиями плейстоцена. Они представлены следующими генетическими типами: болотными, озерными, озерно-аллювиальными, аллювиальными, эоловыми и морскими. Известны и другие группы современных отложений (химические, элювиально-делювиальные, техногенные), имеющими весьма ограниченное распространение.

По утвердившимся представлениям [24, 26, 28, 40] за нижнюю границу голоцена принимается момент отступления материкового ледникового покрова от южнофинских конечных морен Сальпауселья (около 10200—10300 лет назад), что отвечает началу пребореального времени по климатической шкале Блитта-Сернандера.

Все основные генетические типы современных отложений территории всесторонне изучены в значительном числе опорных разрезов (см. рис. 21). Они подразделяются на две большие группы: отложения послеледниковых стадий Балтийского моря и континентальные образования.

Морские отложения (mIV) распространены только в узкой полосе вдоль побережья Финского залива и в пределах его акватории. Они включают осадки следующих основных стадий развития послелед-

никовой Балтики: пребореального иольдиевого моря, анцилового озера, литоринового и лимниевое морей.

Голоценовые отложения Балтийского моря детально изучены на побережье Финского залива [24, 26, 28, 34, 40, 42] и в пределах восточной части его акватории (А. Е. Рыбалко и др., 1982 г.).

Отложения пребореального иольдиевого моря залегают на низких абсолютных отметках (от -11 до $+2$ м) и перекрыты более молодыми осадками Балтики. Они установлены по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов в разрезе Лахтинской котловины (1) и в приустьевой части р. Луга у озер Хабаловского и Судачьего (27, 28). Иольдиевые слои в этих разрезах имеют мощность $1,5-9,5$ м и представлены супесями, суглинками и мелкозернистыми песками с примесью растительных остатков. Для них характерно присутствие значительных количеств солоноватоводных диатомовых, главным образом *Diploneis smithii* (Greb.) Cl. и *Campylodiscus echeneis* Ehrh. Верхи иольдиевого разреза в Лахтинской котловине, представленные супесями и погребенным торфом, свидетельствуют о продолжительной регрессии моря, приуроченной ко времени пребореального максимума березы (около 9300 лет назад).

Отложения анцилового озера, которое существовало в бореальное время в течение $1,3-2$ тыс. лет, известны в Ленинграде и его окрестностях, в Ковашской впадине, в Принарвской низменности на Курголовском полуострове (1, 2, 17, 27, 28, 32, 33), а также в акватории Финского залива. Кровля анциловых осадков в районе Ленинграда и к западу от него располагается на высоте не более $5-6$ м над уровнем моря и только на Курголовском полуострове поднимается до отметок $17-18$ м. Сложены они супесчано-глинистыми и песчаными осадками с растительными остатками и линзами сапропеля и погребенного торфа, в Финском заливе и алевропелитами. Мощность от $0,3$ до $6,5$ м. Местами встречаются характерные моллюски *Anculus fluviatilis* Müll. В комплексе диатомовой флоры присутствует небольшое количество типичных пресноводных форм — *Melosira arenaria* Moore, *Cocconeis disculus* (Schum.) Cl., *Achnanthes oestrupii* (A. Cl.) Hust., *A. calcar* Cl., *Cirosigma attenuatum* и др. Спорово-пыльцевой состав анциловых осадков характеризуется максимумом пыльцы сосны, падающим повсеместно на нижнюю часть разреза.

Нередко озерные отложения отделены от перекрывающих литориновых осадков слоем торфа мощностью до $0,5$ м, образование которого происходило после анциловой регрессии, по палинологическим данным — в конце бореальной климатической стадии. Радиоуглеродный возраст этого торфяника определен в Лахтинской котловине (1): 8180 ± 160 лет (ЛУ—36), на р. Коваши у пос. Калище (9) — 7720 ± 180 лет (Мо—220) и близ г. Сосновый Бор (8) — 7810 ± 170 лет (Мо—218), 8060 ± 70 лет (ТА—196), на правом берегу р. Нарва (33) — 7370 ± 260 лет (Ле—13).

Отложения литоринового моря распространены в Финском заливе и вдоль его берега в виде узкой полосы, расширяющейся в понижениях рельефа (в низовьях рек Нарва и Луга, в устье Невы) до $15-20$ км. Абсолютная высота их изменяется от $6-7$ м близ глинта до 14 м на Курголовском полуострове и $8-9$ м в районе Ленинграда. Максимальной мощности (до $13,6$ м) они достигают в нижнем течении Невы, где представлены гумусированными голубоватыми и серыми песками, супесями и суглинками, местами с включениями вивианита и с выдержанным прослоем торфа в середине толщи. К западу от Ленинграда в составе литориновых отложений преобладают пески от гравелистых до мелкозернистых, реже супеси или суглинки с растительными остатками. Отложения прибрежных фаций сложены гравийно-галечным материалом мощностью до $3-4$ м. Литориновые и постлиториновые отложения

внутренней зоны Финского залива достигают мощности 10—15 м и состоят из алевропелитов и пелитов, содержащих прослой сапропелевидных илов, растительный дегрит и обломки раковин морских моллюсков.

В комплексе диатомовых водорослей литориновых осадков наблюдается до 280 различных видов. По литологическим особенностям толщи и распределению диатомей можно выделить осадки двух трансгрессивных фаз литоринового моря: первой, относящейся по палинологическим данным к началу атлантического периода (около 7000 лет назад), второй — максимальной (около 5400 лет назад), характеризующихся преобладанием солоноватоводных форм *Diploneis smithii* var. *rhombica* (Gréb.) Cl., *D. didyma* (Shr.) Cl., *Nitzschia scalaris* Grun., *N. punctata* (Ehr.) Ralts., *N. circumscuta* (Bail.) Grun., *Melosira moniliformis* (O. Müll.) Ag., *Navicula peregrina* Ehr., *Achnanthes toeniata*, *Coscinodiscus lacustus* var. *septentonalis* и др.

В донных осадках Финского залива морские литориновые слои содержат комплекс фораминифер (до 20 видов), среди которых преобладают *Cassidulina subacuta*, *Cibicides lobatus*, *C. lobatulus*, *Astronion gallowayi*, *Elphidium clavatum*.

Регрессивные фазы литоринового моря представлены лагунными образованиями — диатомитами, диатомитовыми илами и супесями мощностью до 8,5 м, залегающими в виде крупных линз протяженностью до 7—8 км (нижнее течение Нарвы и Луги).

В литориновых отложениях встречаются раковины *Littorina littorea* L., *Cardium edule* L., *Mytilus edulis* L., *Unio tumidus* Phil., плоды *Trapa natans* (L.), кости рыб и орудия труда первобытного человека. Последние относятся к расцвету мезолитической и началу неолитической культур (П. М. Долуханов и др., 1967 г.). В г. Нарва на высокой цокольной террасе р. Нарва (35) определен радиоуглеродный возраст трех культурных слоев мезолитической стоянки, разделенных прослоями песка. А. Лийва [40] получена серия из восьми датировок в диапазоне от 5300 до 7640 лет назад, отвечающих времени литориновой трансгрессии.

Отложения лимниевой стадии образовались в условиях общей регрессии Балтийского моря. Они распространены вдоль современного берега Финского залива в виде узких (0,1—3 км) полос на высоте до 6—7 м над уровнем моря. Мощность отложений колеблется от 0,5 до 3 м, достигая в береговых валах 6 м. Состав их разнообразен — от разнотерристых песков до суглинков и глин с неравномерным содержанием органического материала. В песках нередко остатки раковин моллюсков *Tellina baltica* (L.), *Cardium edule* L., *Radix ovata* (Drap.), *Unio* sp., *Hydrobia* sp. и др. Состав диатомовых водорослей указывает на значительное опреснение бассейна — количество морских и солоноватоводных форм не превышает 20—22 %. Нижняя граница осадков по палинологическим диаграммам проводится по суббореальному максимуму ели (около 3500 лет назад). Микрофаунистический анализ донных осадков Финского залива показал, что нижняя часть толщи лимниевых слоев, относящихся к суббореальному периоду, характеризуется значительным видовым разнообразием фораминифер (комплекс, сходный с литориновыми отложениями). В верхних (субатлантических) слоях встречена только *Cassidulina subacuta*, что, по мнению А. Е. Рыбалко, связано с сильным современным опреснением восточной части залива.

Эоловые отложения (vIV). Основными районами их развития являются побережья Финского залива, Ладожского, Псковского, Чудского и Верхневолжских озер, озерно-зандровые и озерно-аллювиальные песчаные равнины Молого-Шекснинской, Среднемоложской, Цнинско-Шлинской, Волго-Шошинской и Мстинской низин, надпойменные террасы рек бассейнов Волги и Мологи. Эоловые образования выделяются по морфологическим признакам, благодаря ярко выраженным

формам рельефа — дюны, эоловые гряды, массивы бугристых песков. Они представлены светлоокрашенными, хорошо отсортированными тонко- и мелкозернистыми кварцевыми песками мощностью от 2 до 15—20 м.

Озерные отложения (I IV). Все голоценовые озерные отложения на описываемой территории можно подразделить на отложения крупных озер (Ладожского, Псковского, Чудского и Ильменского), мелких современных озер и исчезнувших к настоящему времени озерных бассейнов. Подавляющее большинство голоценовых озер являются реликтами озерно-ледниковых бассейнов.

Среди отложений первой группы наиболее детально изучены донные осадки Ладожского и Псковско-Чудского озер [35]. В прибрежной зоне южной окраины Ладожского озера донные осадки имеют небольшую мощность и представлены песками, а вдоль берега наблюдаются валунные накопления. Вдоль южного берега Ладожского озера в виде полосы шириной от 1,5 до 10 км развиты отложения ладожской трансгрессии, имевшей место во второй половине суббореального времени. Они представлены песками с включением гравия и гальки, реже иловатыми глинами с прослоями и линзами песков. Мощность осадков 1—5,3 м.

В Псковско-Чудской котловине озерные отложения представлены преимущественно песчано-алевритовыми и сапропелиевыми накоплениями мощностью 3—5, иногда до 10—15 м. Вдоль современных берегов Чудского и Псковского озер они занимают узкую полосу шириной от нескольких десятков метров до нескольких километров. В значительной части прибрежной зоны озерные отложения перекрыты торфом, образование которого началось в атлантическое время. По спорово-пыльцевым, диатомовым (45, 57, 63, 71), литологическим и геоморфологическим данным многими исследователями выделяются отложения двух трансгрессивных и регрессивных циклов [26, 35]. Озерные слои трансгрессивных фаз, по данным Н. Н. Давыдовой, содержат сравнительно богатый комплекс диатомовых водорослей, преимущественно планктонных форм: *Melosira islandica subsp. helvetica* O. Müll., *M. granulata* (Ehr.) Ralfs, *M. ambigua* (Grün.) O. Müll., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grün. et var. Встречаются также виды, характерные для эвтрофных озер (роды *Fragilaria*, *Navicula* и др.). По данным Н.-М. Пуннинга [35], сапропель, залегающий в нижней части разреза органогенных озерных отложений (западный берег Чудского озера — 45) и по палинологическим данным относящийся к бореальному времени, имеет радиоуглеродный возраст 8340 ± 70 (Tln—32) и 7745 ± 85 (Tln—43) лет.

Отложения озера Ильмень мощностью до 9 м (органические илы, пески и алевриты) формировались в течение всего голоцена. Максимальные мощности (до 4—5 м) имеют осадки атлантического-суббореального возраста, содержащие богатый комплекс (119 видов) пресноводных диатомей, сходных по составу с отложениями Псковско-Чудского озера.

В составе отложений мелких современных и ныне исчезнувших ранне- и среднеголоценовых озер, помимо песков, тонких супесей, суглинков и иловатых глин, большую роль играют сапропели и гиттин, в частности на территории Ленинградской (озеро Хабаловское) и Калининской (озера Коломенское, Кафтино, Ящино) областей, где их мощность достигает 5—11 м. Большей частью органогенные озерные отложения залегают под торфяными залежами позднеголоценового возраста.

Интересные геохронологические и палеогеографические данные, характеризующие голоценовую историю Жижицкого озера, были получены П. М. Долухановым и А. М. Микляевым (1975 г.) при изучении неолитической стоянки Наумово (139). Озерная толща, включающая

культурные слои, имеет сложное строение с чередованием слоистых песков, алевроитов, сапропелей и торфяников. Она с размывом залегает на позднеледниковых алевроитах — радиоуглеродный возраст — 10140 ± 200 (ТА—468) лет. Погребенные торфяники озерной толщи и древесные остатки культурных слоев охарактеризованы серией из девяти датировок, три из них фиксируют окончание регрессивных фаз развития Жижицкого озера: 4920 ± 50 (ЛЕ—1006), 3905 ± 70 (ТА—466) и 1510 ± 50 (ТА—464) лет тому назад.

Озерно-аллювиальные отложения (IaIV) образуют дельты некоторых крупных рек территории (Мста, Ловать, Пола, Великая), а также развиты в пределах проточных озер и озеровидных расширений рек (Волхов, Сороть, Мста, Ловать, Локня). Обычно они сложены перемеживающимися мелкозернистыми песками и супесями с линзами и прослоями суглинков, глин, илов и торфа общей мощностью до 12 м. Для разреза озерно-аллювиальной толщи характерна насыщенность многочисленными растительными остатками, нередко находки пресноводных моллюсков и диатомовой флоры.

По данным Э. Ю. Саммета (1982 г.), диатомовые водоросли в отложениях бассейна р. Сороть представлены большим видовым разнообразием. Типичной формой озерно-аллювиальных осадков является *Meridion circulare* Ag. — обитатель быстротекущих чистых и прохладных вод. Отмечается отсутствие или незначительное развитие планктонных форм. Наиболее часты *Epithemia rebra* (Ehr.) Kütz., *Cymbella heteropleura* Cl., *Cocconeis placentula* Ehr., *Navicula americana* Ehr., свойственные мелководным проточным бассейнам.

Аллювиальные отложения (aIV) распространены в долинах всех основных рек территории и представлены русловыми, пойменными и старичными фациями. Они протягиваются в виде извилистых полос шириной от нескольких десятков метров до нескольких километров (на некоторых участках долин Волги, Шоши, Чагодоши), где слагают пойменные и первую надпойменную террасы. В области валдайского оледенения последняя прослеживается спорадически в долинах наиболее крупных рек. Мощность современных аллювиальных отложений достигает 15—20 м (реки Волга, Мста), в среднем составляет 6—8 м.

Русловой аллювий сложен разнообразным материалом — от грубообломочного гравийно-галечного до супесчаного и суглинистого.

Аллювиальные отложения, слагающие пойму и первую надпойменную террасу, представлены перемеживающимися песками, супесями и суглинками, реже — глинами с прослоями и линзами торфа или хемогенных осадков.

Многочисленные палинологические анализы и определения абсолютного возраста в различных пунктах территории свидетельствуют о том, что накопление аллювия в долинах крупных рек продолжалось в течение всего голоцена. Образование первых надпойменных террас относится в основном к бореальному времени, а начало формирования пойменных — к атлантическому.

Радиоуглеродное датирование старичных фаций аллювия первых надпойменных террас высотой 4—8 м дало следующие результаты: р. Мста у дер. Змеево (59) — 8600 ± 140 (ЛЕ—350) и 8420 ± 170 лет (ЛЕ—352); р. Кунья около дер. Сухая Горка (124) — 7120 ± 245 (Мо—244) и 6675 ± 245 (МО—243) лет; р. Щебереха (приток Поли) у дер. Рвеницы (96) — 7835 ± 255 (Мо—293) лет [28, 78]. Геохронологическими данными охарактеризованы и отложения пойменных террас [35, 40]: р. Плюсса у дер. Брод (52) — 4890 ± 100 лет (ЛУ—106); р. Выханду, неолитическая стоянка Кяэпа (77) — 4865 ± 235 лет (ТА—5).

Аллювиальные отложения обычно содержат обилие разнообразных растительных макроостатков, богатый комплекс диатомовой флоры и

современных моллюсков. По данным И. В. Даниловского (1931 г.), в аллювиальной толще первой надпойменной террасы р. Сережа (приток Куньи) найдены ископаемые растительные остатки, в том числе морской дуб, черная ольха и плоды орешника, относящиеся, по-видимому, к атлантическому времени.

Богатая флора диатомовых водорослей определена в аллювиальных отложениях р. Великой (106). По данным Э. Ю. Саммета (1982 г.), она принадлежит к 128 видам и разновидностям 26 родов, среди которых преобладают *Pinnularia* (25 вида), *Navicula* (17 видов), *Eunotia* (13 видов), *Stauroneis* и *Iomphonema* (по 10 видов).

Болотные (биогенные) отложения (bIV) распространены очень широко, охватывая около 10 % рассматриваемой территории. Наиболее крупные болотные массивы площадью свыше 100 км² приурочены к плоским водораздельным и междуречным (в низинах) пространствам, а также наблюдаются вдоль юго-восточных берегов Ильменского и Псковско-Чудского озер. Многочисленные болота встречаются в межхолменных понижениях в пределах развития холмисто-моренного и камового рельефа, вокруг небольших олиго- и эвтрофных озер, в долинах равнинных рек.

Среди болот региона встречаются все основные морфологические типы: низинные, переходные, смешанные и верховые при преобладании последних двух типов. Болотные отложения представлены торфом, в котором иногда наблюдается слоистость. Краевые и придонные части крупных торфяников обычно сложены низинным (осоково-топяным), а центральные и верхние — переходным и верховым типами залежи (типа сфагнум-фускум). В отдельных торфяниках наблюдаются линзы гжи, супесей, суглинков и песка.

Мощность торфа колеблется от 0,5 до 13 м. Скорость прироста торфяных залежей, рассчитанная на основе радиоуглеродного датирования разрезов, составляет в среднем 0,6 мм в год.

Подстиляется торф разнообразными отложениями: мореной, озерно-ледниковыми и озерными суглинками, супесями, песками, реже гиттией, сапропелитом.

Начало формирования торфяников относится еще к позднеледниковому времени. В основном же образование крупных современных торфяников происходило в раннем голоцене — пребореальном периоде, а большинства средних и мелких — в более позднем, атлантическом и даже субатлантическом времени.

Болотные отложения описываемой территории к настоящему времени изучены с наибольшей полнотой. В пределах региона насчитывается свыше 30 опорных детально исследованных разрезов торфяных залежей, находящихся в разных районах и в различных геоморфологических условиях (см. рис. 21) [24—26, 28, 35, 40, 55, 67].

Палинологические исследования и многочисленные определения абсолютного возраста образцов торфа (77 датировок с диапазоном значений от 505 до 9130 лет назад) указанных разрезов служат основой для стратиграфического расчленения болотных отложений с выделением всех послеледниковых климатических стадий Блитта-Сернандера от субатлантической до пребореальной и пыльцевых зон развития растительности Поста-Нильссона (I—IX), а также установления хронологических рубежей между ними.

ТЕКТНИКА

Рассматриваемая территория расположена в пределах северо-западной части Русской плиты, в непосредственной близости от южной окраины Балтийского щита. Особенности ее тектоники определяются строением кристаллического основания и условиями залегания платформенного чехла.

СТРУКТУРЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ

Состояние геологической изученности и глубина залегания кристаллического основания заставляют принимать в качестве основного материала при геотектоническом районировании территории сведения о характере, основных закономерностях и особенностях физических полей региона. Исходными материалами послужили Государственные гравиметрические карты и карты аномального магнитного поля масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000, карты трансформаций гравитационного поля масштаба 1:2 500 000 (Г. А. Завинская, 1975 г.) и магнитного поля масштаба 1:1 000 000 (О. О. Плеханов, 1985 г.) (рис. 23), а также обобщающие работы, выполненные Э. Э. Фотиади (1958 г.), Р. А. Гафаровым (1963 г.), В. Н. Зандером (1972 г.), Л. И. Сухановой (1973 г.), Л. Я. Цирульниковой (1975 г.), Т. И. Симоненко (1975 г.), В. А. Фадеевым (1976 г.), И. В. Головиным (1978 г.). При районировании территории по характеру физических полей за основу приняты карты гравитационного поля, осредненного с радиусами от 30 до 130 км. Для получения дополнительной информации привлечены материалы по дешифрированию космических снимков, линеаментному анализу рельефа современной поверхности, дочетвертичного рельефа, поверхности кристаллического основания, а также данные изучения глубинного строения земной коры.

По результатам анализа поля силы тяжести, осредненного с радиусом 130 и 100 км, выделяются Ладожский и Выборгско-Новгородский мегаблоки (Г. А. Завинская, 1975 г.). Первый из них характеризуется положительным полем, второй — отрицательным. Оба мегаблока имеют общее северо-западное простирание и распространяются широко на смежные территории. С уменьшением радиуса осреднения от 80 до 30 км в гравитационных полях мегаблоков выделяются области изометрической формы и разделяющие их вытянутые зоны. Гравитационное поле областей — преимущественно отрицательное, зон — положительное. В структурно-тектоническом плане первым отвечают мезоблоки; вторым — структурные зоны (рис. 1, 24).

В пределах Выборгско-Новгородского мегаблока выделяются Выборгский (I), Новгородский (II), Кимровский (IV), Нелидовский (III) и Прибалтийский (V) мезоблоки, а также Нарвская (А), Псковская (Б) и Крестцовско-Валдайская (В) структурные зоны (рис. 1). Един-



Рис. 23. Карта аномального магнитного поля (материалы бывшего Западного геофизического треста).

Изодинамы магнитного поля ΔT_a с оцифровкой в сотнях нанотесл: 1 — положительные; 2 — отрицательные; 3 — нулевые

ственным структурным элементом Ладожского мегаблока в пределах рассматриваемой территории является Тихвинская (Г) структурная зона. Границы между выделяемыми элементами близки к линейным и контрастно проявляются в физических полях. В гравитационном поле они нередко фиксируются зонами высоких градиентов, в магнитном — протяженными интенсивными аномалиями или резким изменением характера поля (см. рис. 1, 24). Их продолжение прослеживается и за пределами разделяемых блоков (в основном по характеру магнитного поля) на многие сотни километров. Особенно четко фиксируются границы Новгородского мезоблока (II) с Псковской (Б) и Крестцовско-Валдайской (В) структурными зонами. В некоторых случаях границы между зонами фиксируются по характеру гравитационного поля, не находя явного отражения в магнитном поле (между Нарвской и Тихвинской зонами), в других границы в магнитном поле смещаются. Почти во всех случаях границы, выделяемые по картам трансформаций с различными радиусами, смещаются, а зачастую изменяется и их направление.

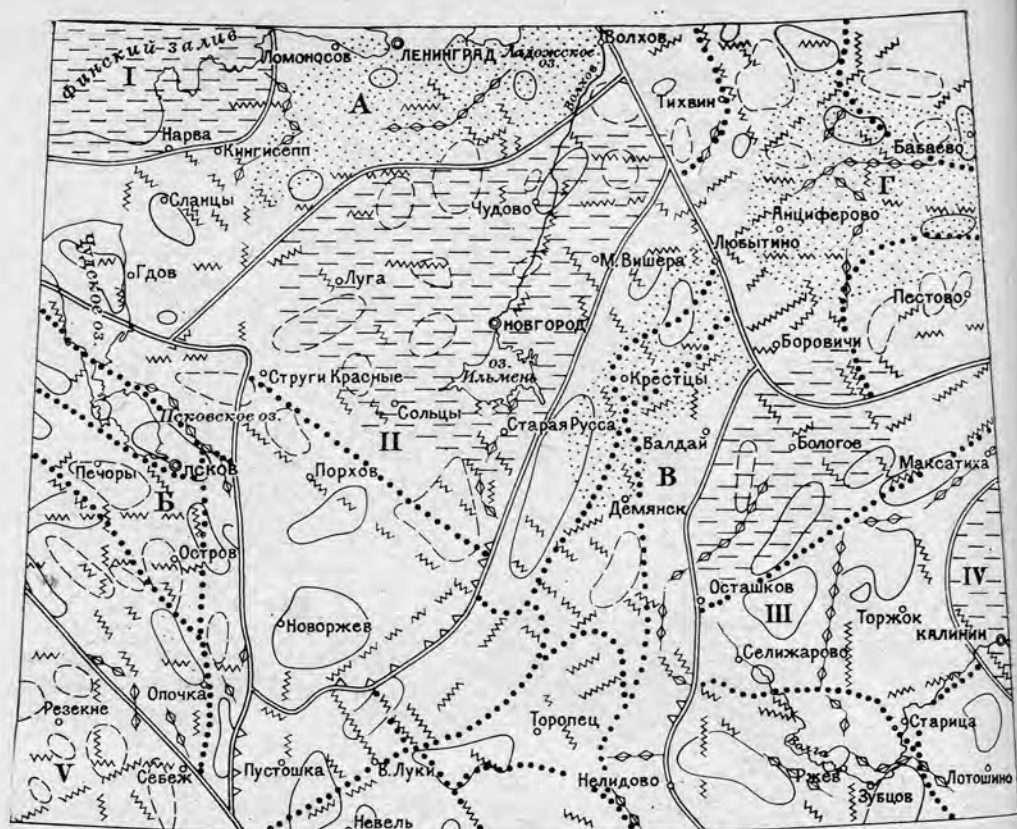


Рис. 24. Схема районирования по характеру физических полей.

1 — области аномального гравитационного поля, определенного с радиусом 30 км: а — положительные, б — отрицательные; 2 — контуры аномалий гравитационного поля в редукции Буге: а — положительного, б — отрицательного; 3 — зоны высоких градиентов гравитационного поля в редукции Буге; 4 — линейные зоны, выделяемые по характеру гравитационного и магнитного поля (а) и по характеру магнитного поля (б) — узкие протяженные аномалии обоих знаков, линейные зоны нарушения корреляции; 5 — границы геофизических областей и зон, имеющих неоднородный характер физических полей; 6 — границы площадей с однородным характером физических полей. Геофизические области: I — Выборгская, II — Новгородская, III — Нелидовская, IV — Кимровская, V — Прибалтийская. Геофизические зоны: А — Нарвская, Б — Псковская, В — Крестцовско-Валдайская, Г — Тихвинская.

Мезоблоки имеют размеры $(300-400) \times (150-200)$ км. Структуры меньшего порядка — блоки размером $(50-70) \times (90-100)$ км — представляют собой относительно стабильные элементы. Исключение составляют Новгородский и Новоржевский блоки (элементы Новгородского мезоблока), с размерами, значительно превышающими указанные выше, которые, при наличии более детального геолого-геофизического обеспечения, вероятно, могли быть разделены на меньшие структуры.

Структурные — $(250-350) \times (100-150)$ км — и внутренние — $(130-150) \times (30-50)$ км зоны обладают значительно большей протяженностью, чем мезоблоки и блоки, что отвечает их роли в структурном плане территории, как связующих (или разделяющих) блоки элементов.

Возможно, в их линейном облике и в составе слагающих пород отражается результат разрядки динамических напряжений на границах крупных структурных элементов (Псковская структурная зона и др.).

Выборгскому мезоблоку (I) на картах осредненного гравитационного поля отвечает одноименная аномальная область I (см. рис. 24) отрицательного знака с эпицентром, расположенным за пределами рассматриваемой территории, а на исходных картах — спокойное, слабоотрицательное поле. В магнитном поле здесь выделяется вытянутая в широтном направлении положительная аномалия.

Нарвская структурная зона (A) входит в состав (В. А. Пуура, Б. А. Судов, 1976 г., Д. И. Гарбар, 1978 г., 1981 г.) трансрегиональной системы, протягивающейся из района г. Таллин к Онежскому озеру. Она выполнена комплексом высокоглиноземистых гнейсов, амфиболитов и кварцитов, в значительной степени переработанных под воздействием процессов метасоматоза и метаморфизма. На картах гравитационного поля, осредненного с радиусами 30 и 50 км, Нарвская структурная зона фиксируется положительной аномалией, вытянутой в северо-восточном направлении. На исходных картах в ее пределах на фоне спокойного поля силы тяжести наблюдается ряд малоинтенсивных положительных аномалий. Спокойное слабоотрицательное магнитное поле этой зоны по своему характеру почти не отличается от поля Новгородского мезоблока. Северная граница структурной зоны четко фиксируется высокими градиентами поля силы тяжести. Ее южная границы в магнитном поле четкого отражения не находит и проводится по изменению характера поля (в Нарвской зоне оно более спокойное) и изгибу изолиний. Эта граница проходит от южного берега Чудского озера на северо-восток (азимут 60°) в направлении г. Волхов.

Новгородский мезоблок (II) занимает центральную часть рассматриваемой территории. На всех картах трансформированного гравитационного поля ему отвечает область глубокого минимума (II). На картах с радиусом осреднения 80 км эта область имеет изометрическую форму, а при осреднении с радиусами 50 и 30 км она приобретает форму равнобедренного треугольника, обращенного вершиной на юг. На картах исходного поля Новгородский мезоблок на всей площади, за исключением его южной части, также характеризуется отрицательным полем, на фоне которого выделяются аномалии преимущественно отрицательного знака. Магнитное поле мезоблока спокойное, слабодифференцированное, отрицательное, небольшой интенсивности, с немногочисленными изометрическими аномалиями интенсивностью до 200 нТл (размером 10×20 км), не находящими отражения в гравитационном поле. Восточная, южная и западная границы структуры имеют линейный характер, четко фиксируются в гравитационном поле зонами высоких градиентов, а в магнитном поле — линейными аномалиями и переходом к интенсивным положительным полям окружающих мезоблок Псковской, Тихвинской и Крестцовско-Валдайской зон. Менее отчетливо выражена в характере физических полей северная граница мезоблока. В поле силы тяжести она фиксируется гравитационной ступенью небольшой амплитуды, в магнитном — переходом к более спокойному полю и изменением ориентировки его изолиний. Эта граница имеет линейный характер и трассируется от южного берега Чудского озера до г. Волхов. По характеру физических полей Новгородский мезоблок разделяется на собственно Новгородский (3) и Новоржевский (5) блоки.

В пределах Новгородского блока прослеживается зона активизации в полосе (шириной 40—50 км) северо-западного простирания (азимут 312°) по линии г. Ржев — г. Сольцы — г. Сланцы. Здесь сосредоточена большая часть отрицательных гравитационных и магнитных аномалий, включая наиболее интенсивную (до 600 нТл) размером 25×50 км, расположенную к западу от озера Ильмень. В пределах этой

же полосы, вблизи восточной границы зоны, имеется ряд положительных аномалий, в целом не характерных для этой площади. Еще более четка в физических полях эта полоса на ее южном продолжении, за пределами Новгородского мезоблока, где она резко сужается (до 16—12 км) и проявляется в виде линейного минимума магнитного и гравитационного полей. Вдоль этой полосы разрываются и смещаются контуры линейных магнитных аномалий Крестцовско-Валдайской зоны (В). В Нелидовском мезоблоке (III) эта полоса, фиксируясь линейной ориентировкой изолиний, разделяет области с различным характером поля. Вторая полоса со специфическим характером гравитационного поля, нетипичным для Новгородского блока, прослеживается в его северной части. При ширине около 30 км она простирается от г. Чудово в широтном направлении и выходит за пределы блока. В этой полосе выделяются две сложно построенные магнитные аномалии интенсивностью до +600 нТл, а в северной части — одна положительная гравитационная аномалия. Здесь же группируется ряд отрицательных гравитационных аномалий. Новоржевский блок (5) Новгородского мезоблока: южный элемент характеризуется переходом к положительному гравитационному полю, на фоне которого фиксируется ряд обширных положительных гравитационных аномалий.

Псковская (Чудско-Псковская по Д. И. Гарбару, 1978 г., 1981 г.) структурная зона (Б) занимает западную часть территории и находится на северном продолжении Белорусско-Эстонской структурной зоны. По аналогии с разрезами Южной Карелии, Эстонии и Белоруссии предполагается, что слагающие Псковскую структурную зону породы относятся к осадочно-метаморфическим образованиям раннепротерозойского возраста (Н. А. Волотовская, 1971 г.). Структурная зона характеризуется на картах Δg с радиусами осреднения 30 и 50 км положительной аномалией. На исходных картах в пределах этой зоны выделяется ряд положительных и отрицательных вытянутых аномалий, ориентированных на северо-запад. Магнитное поле зоны имеет сложный характер и представляет собой линейную систему преимущественно положительных аномалий, протягивающуюся на северо-запад и выходящую за пределы рассматриваемой территории. Характерной особенностью ее является значительная ширина (150 км) при длине в 280—300 км и наличие серии субпараллельных внутренних зон, осложняющих внутреннее строение. Последнее обстоятельство, вероятно, является следствием неоднородности тектоно-магматической активизации и, возможно, субгоризонтальных движений. Западная граница зоны находится за пределами рассматриваемой территории. Восточная имеет линейный характер и четко фиксируется меридиональной полосой магнитных аномалий и почти совпадающей с ней зоной высоких градиентов гравитационного поля (Опочецкая внутренняя зона — К). Система линейных аномалий, ограничивающих с востока Псковскую зону, трассируется и далее на север (азимут 4°), гораздо менее контрастно проявляясь в пределах Новгородского мезоблока и Нарвской структурной зоны характерным изгибом изолиний, а в Выборгском мезоблоке — в характере гравитационного поля. Южная граница зоны контрастно выражена в изменении характера магнитного поля, обозначаясь переходом от интенсивных линейных аномалий к спокойному, слабоотрицательному полю Прибалтийского мезоблока (V) по линии Себеж-Карсава (316°). Северная граница Псковской зоны четкая, она фиксируется уменьшением интенсивности линейных магнитных аномалий и постепенным переходом к спокойному, близкому к нормальному, полю Нарвской зоны. По характеру физических полей в пределах Псковской структурной зоны выделяются внутренние зоны: Чудская (б), Псковская (г), Островецкая (д), Пыталовская (и) и Опочецкая (к). Магнитные поля Псковской (г) и Пыталовской (и) внутренних зон представлены сериями достаточно протя-

женных (до 20 км) интенсивных (до 1800 нТл) положительных магнитных аномалий, разделяемых линейными минимумами. Некоторое различие в азимутах осей положительных аномалий (290°) и линейных минимумов (306°), как правило, прослеживается в характере магнитного поля за пределами Псковской зоны, что, возможно, отражает проявление на рассматриваемой территории процессов регмагенеза. В гравитационном поле внутренних зон выделяется ряд линейных аномалий; простирающиеся их в северной части в основном субмеридиональное (80°), в южной — северо-западное (310 — 315°). Островецкая (д) подзона характеризуется меньшей интенсивностью магнитного поля и преобладанием отрицательных магнитных аномалий широтного простираения. Протяженность последних меньшая, по сравнению с северной и южной частями зоны, многие из них совпадают с гравитационными аномалиями, преимущественно отрицательного знака.

Крестцовско-Валдайская структурная зона (В) занимает в пределах рассматриваемой территории почти центральное положение, протягивается с юго-востока на северо-запад на 350 км и обрамляет с востока и юго-востока Новгородский мезоблок. Ширина зоны 120 км. На картах гравитационного поля, осредненного с радиусами 30 и 50 км, она уверенно выделяется как линейная зона положительного знака северо-восточного направления, разделяющая Новгородский и Бологоевский минимумы (Г. А. Завинская, 1975 г.). На картах с радиусами 80 км и более зона четко не выражена. На картах наблюдаемого поля Δg_a и ΔT_a Крестцовско-Валдайская аномальная зона представляет собой полосу интенсивных аномалий, вытянутых в северо-восточном направлении. Основной особенностью ее магнитного поля является линейный характер, при этом изолинии хорошо согласуются с общим северо-восточным простираением зоны. Западная граница уверенно фиксируется зоной высоких градиентов гравитационного и магнитного полей, восточная — переходом от положительного аномального поля значительной интенсивности к отрицательному, располагающемуся восточнее Нелидовского мезоблока. Наиболее отчетливо линейный характер зоны проявляется в ее центральной и северной частях, где выделяется Крестцовско-Холмская (е) и Валдайско-Селижаровская (ж) внутренние зоны, разделяемые Окуловской (в) и Демянской (л). Крестцовско-Холмская внутренняя зона представляет собой интенсивную (до 1400 нТл) положительную линейную магнитную аномалию, частично совпадающую с гравитационной аномалией такой же формы (контуры последней несколько смещены на юг относительно магнитной аномалии). Магнитное поле Валдайско-Селижаровской внутренней зоны представляет собой серию положительных магнитных аномалий овально-вытянутой формы, оси которых ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлениях (последнее преобладает). Магнитные поля внутренних зон, по-видимому, фиксируют интрузии основного-ультраосновного состава, возникшие в обстановке растяжения, характерной для зон рифтогенеза. Окуловская и Демянская внутренние зоны характеризуются более спокойным слабоотрицательным магнитным полем. В центральной части Крестцовско-Валдайской зоны полоса магнитных аномалий прерывается линейным минимумом северо-западного простираения (азимут 325°), фиксирующим так называемую Ржевско-Сланцевскую зону активизации. Разрывы и смещения магнито-активных тел вдоль этого направления указывают на сдвиговый характер проявившихся здесь тектонических движений. С юга интенсивные линейные положительные аномалии ограничиваются линией северо-западного простираения (азимут 310°). Это нарушение трассируется и далее на северо-запад в пределы Новгородского мезоблока и Псковской структурной зоны, особенно ярко проявляясь в последней. В северной части Крестцовско-Валдайской зоны линейные магнитные и гравитационные анома-

лии изменяют свое направление с меридионального на северо-восточное, а магнитное поле приобретает более сложный, мозаичный, характер. Здесь фиксируются еще две узкие полосы магнитных аномалий: одна из них трассируется максимумами магнитного поля по линии Валдай — Малая Вишера — Чудово (азимут 330°), вторая — линейным минимумом, проходящим в меридиональном направлении через г. Боровичи. Пересечение этих линейных аномалий образует в магнитном поле своеобразный «узел», после которого полоса линейных аномалий приобретает северо-восточную ориентировку — 45° и 52° , выходя за пределы Тихвинской зоны. Строение южной части Крестцовско-Валдайской зоны более гетерогенно: по характеру физических полей здесь выделяется ряд блоков, форма которых близка к изометрической. Губановский (6), Великолукский (9) и Жарковский (10) блоки характеризуются спокойными, слабоотрицательными полями. Торопецкий (7) и Пустошкинский (8) блоки, несколько вытянутые в северо-восточном направлении, характеризуются положительным магнитным полем с субширотной ориентировкой локальных аномалий, часть которых сопровождается локальными гравитационными аномалиями. К Крестцовско-Валдайской структурной зоне приурочен Крестецкий авлакоген, выполненный рифейскими образованиями. В современном рельефе дофанерозойского основания эта структурная зона выражена глубокой линейно-вытянутой впадиной с крутыми бортами, образованными серией высокоамплитудных ступенчатых сбросов (рис. 25). Эта структура приурочена к Ильменско-Онежской зоне (Д. И. Гарбар, 1987 г., 1981 г.), являющейся, в свою очередь, частью Ладожско-Невельской. Вместе они образуют трансрегиональную зону глубинных разломов. Супракрустальные образования Ладожско-Невельской зоны сопоставляются (Н. А. Волотовская, 1971 г.) с ладожской серией нижнего протерозоя, в составе которой карбонатные породы, пара- и орто-амфиболиты, амфиболовые сланцы, филлиты, кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты. Интрузии основных и ультраосновных пород, приуроченные к полосе наиболее интенсивных магнитных аномалий, протягивающейся из района г. Боровичи в направлении на северо-северо-восток, судя по структурной позиции и физическим характеристикам могут принадлежать к комплексу интрузивных образований рифтогенного типа и свидетельствовать о проявлении позднепротерозойской даже фанерозойской активизации.

Нелидовский мезоблок (III) на картах гравитационного поля, осредненного с радиусами 50 и 30 км, характеризуется пониженными значениями силы тяжести (существенную ее часть занимает так называемый Бологовский минимум). На фоне переменного поля Δg_a в пределах зоны выделяется ряд положительных гравитационных аномалий. Магнитное поле зоны однородно, хотя и является более простым и менее контрастным по сравнению с полями Тихвинской (Г) и Крестцовско-Валдайской структурных зон; здесь выделяется ряд крупных положительных и отрицательных аномалий небольшой интенсивности, форма которых близка к изометричной. Наиболее характерной чертой физических полей Нелидовского мезоблока является их гетерогенность, несоответствие в плане контуров гравитационных и магнитных аномалий, секущий характер зон высоких градиентов гравитационного поля по отношению к магнитным аномалиям. Северная и западная границы массива не столь определены и устанавливаются в магнитном поле по переходу от интенсивных линейных аномалий Тихвинской и Крестцовско-Валдайской структурных зон к спокойному, слабоотрицательному полю, а также по северной и западной границе минимума гравитационного поля, осредненного с радиусом 30 км. Далее на юг западная граница Нелидовского мезоблока контролируется зоной высоких градиентов гравитационного поля. С востока мезоблок ограничивается минимумом осред-

ненного гравитационного поля; в магнитном поле эти границы отмечаются переходом от положительного знака к отрицательному. По характеру физических полей в Нелидовском мезоблоке выделяются Бологовская (з) и Торжковская (м) внутренние зоны, а также Ржевский (11) и Лотошинский (12) блоки. В пределах Бологовской внутренней зоны находятся интенсивные минимумы гравитационного поля, осредненного с радиусом 30 км, и магнитного поля; линейный характер южной границы, четко выраженной в магнитном поле, возможно указывает на ее тектоническую природу. Торжковская зона характеризуется положительным магнитным полем с двумя крупными положительными аномалиями в районе городов Селижарово и Торжок, сопровождающимися гравитационными аномалиями. Магнитные аномалии разделены линейным минимумом магнитного поля, ориентированным в меридиональном направлении и, видимо, фиксирующим крупное тектоническое нарушение, которое трассируется в физических полях через всю рассматриваемую территорию по линии Ржев — Вышний Волочок — Ефимовский. Ржевский и Лотошинский блоки характеризуются преимущественно отрицательным магнитным полем, различаясь ориентировкой локальных положительных магнитных и гравитационных аномалий. В пределах Ржевского их ориентировка северо-западная, в пределах Лотошинского — северо-восточная.

К востоку от Нелидовского мезоблока располагается Кимровский мезоблок (IV), характеризующийся на картах гравитационного поля, осредненного с радиусами 30 и 50 км, глубоким минимумом изометричной формы. На рассматриваемую территорию эта структура выходит лишь своей северной незначительной частью, которой свойственны спокойные слабоотрицательные магнитные и гравитационные поля.

Прибалтийский мезоблок (У), расположенный в юго-западной части рассматриваемой площади, характеризуется отрицательным гравитационным полем. В центральной части мезоблока (район г. Резекне) выделяется обширная область спокойного, слабоотрицательного магнитного поля, которая с севера, запада и юга обрамляется серией малоинтенсивных вытянутых положительных магнитных и коррелирующихся с ними положительных и отрицательных локальных гравитационных аномалий преимущественно северо-восточного простирания.

В северо-восточной части территории в пределах Ладожского мегаблока выделяется Тихвинская структурная зона или узел (Г). На картах осредненного гравитационного поля ей отвечает обширный интенсивный максимум. На исходных картах она также характеризуется преобладанием положительного аномального поля. С уменьшением радиуса осреднения южная и восточная границы области смещаются на север и восток соответственно, приближаясь к границам, которые устанавливаются по характеру магнитного поля (переходом от спокойных, малоинтенсивных полей к интенсивным магнитным аномалиям). Магнитное поле этой зоны является наиболее сложным и неоднородным по своему характеру. В центральной части (Анциферовская внутренняя зона) четко просматривается северо-восточное продолжение аномалий Крестцовско-Валдайской структурной зоны, южное продолжение линейных аномалий Пашского грабена, а также протяженная полоса сложно построенных магнитных и гравитационных аномалий, протягивающаяся от г. Чудово в широтном направлении и уходящая на восток за пределы Тихвинской зоны (Чудовско-Сазоновская зона активизации). Эти три линейные полосовые аномалии пересекаются в центральной части зоны, севернее г. Анциферово, где фиксируется крупная (40×40 км) сложно построенная магнитная аномалия интенсивностью до 1800 нТл, и с ней совпадает наиболее интенсивная на этой территории гравитационная аномалия. В границах Тихвинской структурной зоны по характеру более спокойных гравитационных и магнитных полей выделяются

Тихвинский (1), Бабаевский (2) и Пестовский (4) блоки. Преимущественная ориентировка изолиний магнитного поля в пределах Тихвинского блока — субмеридиональная, Бабаевского — северо-западная и Пестовского — северо-восточная. Границы блоков контрастно выражены в смене характера магнитного и гравитационного полей, близки к линейным, что указывает на их тектоническую природу, и прослеживаются в характере магнитного поля далеко за пределами территории.

Рассмотрение общего структурного плана кристаллического основания территории позволяет сделать некоторые выводы относительно ее геотектонических особенностей и геодинамической активности. Определяющим для этой территории является история развития Новгородского мезоблока и Крестецкой зоны глубинных разломов. Собственно Новгородский мезоблок, сформировавшийся в архейское время в качестве срединного массива, в дальнейшем, по-видимому, играл роль наиболее жесткого элемента региона. Он обрамлялся зонами раннепротерозойской активизации, выполнявшимися обломочными и высокоглиноземистыми материалами и древними вулканитами. Можно предположить, что пройдя в раннекарельское время (2300—1900 млн. лет) стадию консолидации протоорогенного этапа развития, а в позднекарельское время (1900—1650 млн. лет) — стадию кратонозации субплатформенного этапа, рассматриваемая территория вступила в платформенный этап развития, начальной стадией которого была рифейская авлакогенная. В это время заложились Крестецкий авлакоген, приуроченный к древней зоне активизации, обрамлявшей с востока Новгородский срединный массив. Механизм формирования и история развития Крестецкой палеорифтогенной структуры (авлакогена) привели к смещению Новгородского мезоблока в западном направлении, что, в свою очередь, повлекло за собой повышение геотектонических напряжений в пределах Псковской структурной зоны и формированию серии линейно-вытянутых субпараллельных структур, несущих следы относительного сжатия, развальцевания и динамометаморфизма. В свою очередь в пределах Крестецкой рифтогенной структуры возникли условия, способствовавшие проникновению магматогенного материала и формированию серий интрузий различного состава. Перемещение Новгородского массива относительно Выборгского могло повлечь за собой повышение геодинамических напряжений в пределах Нарвской зоны и привести к переработке материала «рамы» и внедрению небольших интрузий кислого и основного состава. Более сложной представляется история развития Тихвинского структурного узла, расположенного на границе Ладожского и Выборгско-Новгородского мегаблоков и формировавшегося под влиянием геодинамических условий, возникавших на границе этих структур, о чем свидетельствует сложное строение самого узла и слагающих его элементов.

Формирование структурного плана кристаллического основания платформы продолжается и в плитную стадию развития Восточно-Европейской платформы в фанерозойское время. Об этом свидетельствуют как отмеченные выше проявления зон тектонической активизации, так и многочисленные следы трещиноватости в породах кристаллического основания и осадочного чехла. В породах кристаллического основания дизъюнктивные нарушения фиксируются, в основном, по геофизическим данным. В физических полях они проявляются в виде зон градиентов поля силы тяжести, зон потери корреляции изолиний магнитного поля и поля силы тяжести, линейного расположения оси магнитных аномалий, образующих в совокупности линейно-вытянутые зоны, отождествляемые с зонами тектонических напряжений. К этим зонам обычно приурочены многочисленные линейно-вытянутые аномалии, интерпретируемые, как трещинные интрузии. Как правило, по данным единичных скважин, пройденных в этих зонах, отмечаются проявления тре-

щиноватости, катаклаза, милонитизации, многочисленные прожилки и другие признаки проявления дизъюнктивной тектоники в породах кристаллического основания. Отмеченные зоны проявления дизъюнктивной тектоники в породах кристаллического основания приурочены к границам срединных массивов и разделяющих их структурных зон, образуя при этом систему регматических решеток глубинных разломов корового и мантийного заложения (Д. И. Гарбар и другие, 1984 г.), контролирующего расположение, морфологию и кинематику структур кристаллического основания.

СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Современный структурный план поверхности кристаллического основания находит отражение в основных особенностях строения платформенного чехла (рис. 25). Крупнейшими структурами на рассматриваемой территории являются северо-западное и западное крылья Московской (впадины) синеклизы и восточное крыло Латвийской седловины. На юге территории находится линейно-вытянутый Крестецкий прогиб, являющийся структурным элементом Среднерусского авлакогена. На крайнем юге он сочленяется через Торопецкий прогиб с северным окончанием Оршанской впадины.

Северо-западное крыло Московской синеклизы, простирающееся на север за пределы рассматриваемой территории, полого наклонено (3—4 м/км) на юго-восток к приосевой зоне. Абсолютные отметки поверхности кристаллического основания в его пределах снижаются от —100 — —150 м на южном побережье Финского залива до —1000 м юго-восточнее озера Ильмень, вдоль борта Крестецкого прогиба. Северная часть крыла синеклизы до абсолютных отметок —500 м, а то и —1000 м, некоторыми исследователями выделяется как южный погруженный склон Балтийского щита или Балтийская (Лужско-Ладожская) моноклиналь. На смежной с севера территории выделяется Ладожская впадина. Структурный элемент этой впадины — Пашский грабенообразный прогиб — по-видимому, продолжается и на север рассматриваемой территории в районе г. Тихвин. Западные крыло Московской синеклизы (впадины) условно ограничиваются по линии соединяющей города Опочка, Остров, Псков и Нарва. С внешней (западной) стороны расположены такие структуры, как Вырусская седловина и Локновский выступ в пределах Балтийской моноклинали, Гулбенская впадина и Виленский выступ в Латвийской седловине с амплитудами 200—300 м. Восточное крыло Латвийской седловины по поверхности кристаллического основания отражается изогипсами минус 600—800 м.

Крестецкий прогиб протягивается на 250 км от г. Торопец на северо-восток к г. Валдай и далее в субширотном направлении через Бологое до восточной границы площади, выходя за ее пределы и замыкаясь в непосредственной близости от нее. Глубина прогиба в приосевой зоне достигает 3000 м. Его борта, приуроченные к зонам глубинных разломов, крутые, ступенчатые с амплитудами до 1000—1500 м. Северо-западный борт осложнен Пестовским выступом с абсолютными отметками поверхности в своде —1450 — —1500 м. Морфология поверхности фундамента в приосевой зоне прогиба характеризуется чередованием выступов, ступеней, депрессий с амплитудами 200—500 м. К юго-востоку от Крестецкого прогиба выделяются Нелидовский и Торжокский выступы и разделяющая их Осташковско-Вышневолоцкая впадина с амплитудами 200—300 м.

Платформенный чехол рассматриваемой территории сложен шестью структурными ярусами: нижним и верхним байкальскими, каледонским, нижним и верхним герцинскими и альпийским (рис. 26). Они разделя-

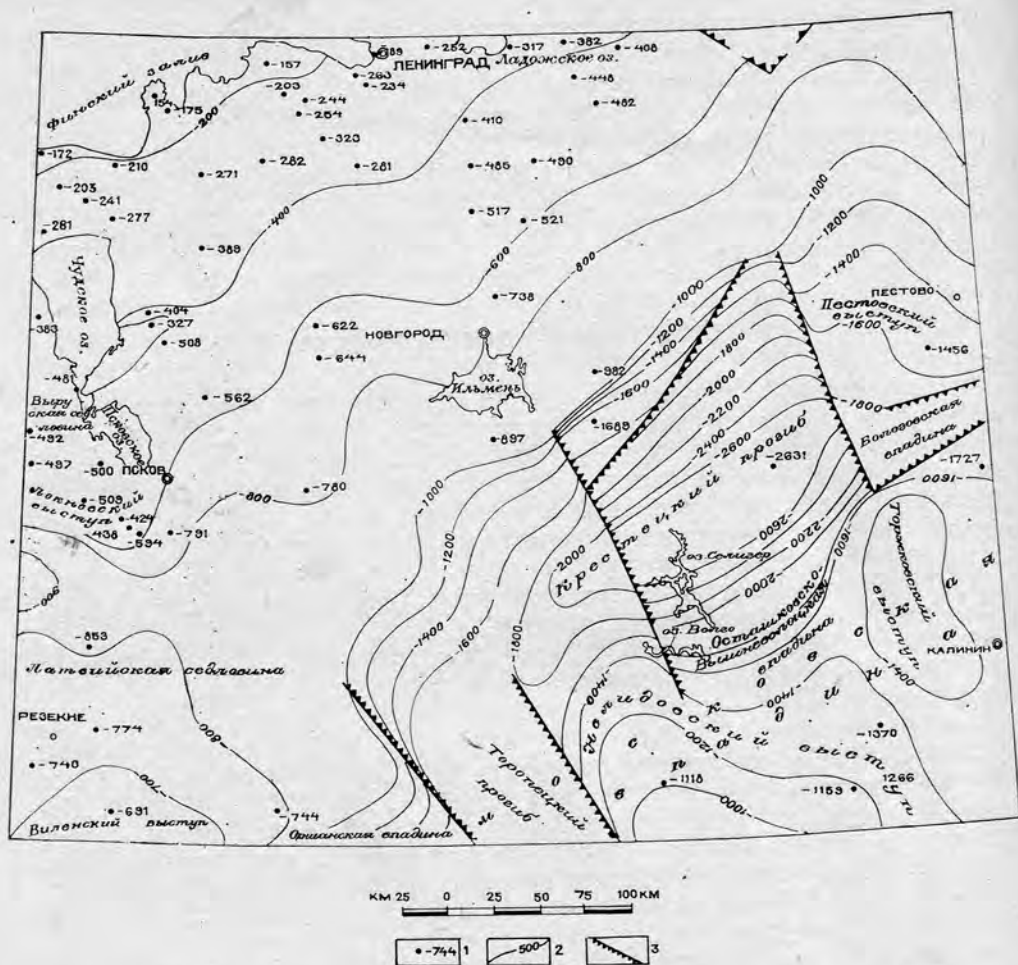


Рис. 25. Схема рельефа поверхности кристаллического основания. Составил Д. И. Гарбар.

1 — скважина и абсолютная отметка поверхности, м; 2 — изолинии, м; 3 — уступы поверхности.

ются отчетливыми стратиграфическими перерывами и различаются структурными планами. Менее значительные стратиграфические перерывы, фиксируемые внутри ярусов, не нарушают их структурной целостности.

Нижебайкальский структурный ярус сложен рифейскими и ранневендскими терригенными отложениями и вулканогенными образованиями, выполняющими линейно-вытянутые прогибы: Крестецкий, Пашский и Оршанскую впадину. Образования структурного яруса залегают резко несогласно на денудированной поверхности кристаллического основания. Мощность их от 600—700 м в северной зоне Оршанской впадины до 1000 м в Крестецком прогибе.

Верхнебайкальский структурный ярус образуют поздневендские (валдайская серия) и нижекембрийские (балтийская серия) отложения, повсеместно залегающие на породах кристаллического основания и нижебайкальском структурном ярусе в пределах Крестецкого, Пашского прогибов и в Оршанской впадине. Отложения, составляющие структурный ярус, в северной части территории выходят узкой полосой на дочетвертичную поверхность. Мощность их возрастает с северо-запада на юго-восток от 100 м на северо-западном крыле Московской синеклизы

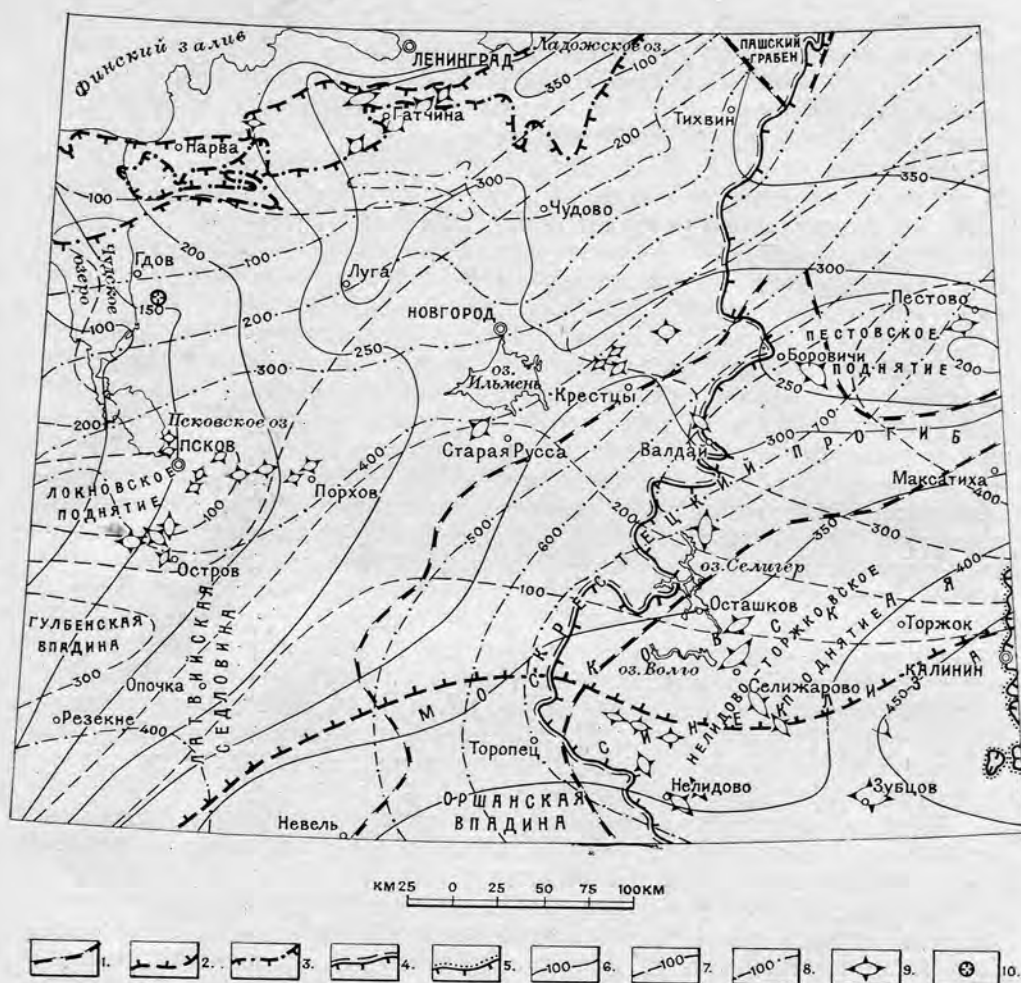


Рис. 26. Тектоническая схема. Составил А. С. Яновский.

1—5 — современные границы распространения структурных ярусов: 1 — нижнебайкальского, 2 — каледонского, 3 — нижнегерцинского, 4 — верхнегерцинского, 5 — альпийского; 6—8 — изопахиты, м, структурных ярусов: 6 — верхнебайкальского, 7 — каледонского, 8 — нижнегерцинского; 9 — локальные структуры; 10 — трубка взрыва (Мишинская).

до 400—500 м вблизи приосевой зоны. В своде Пестовского поднятия она сокращается до 200 м. Валдайская и балтийская серии разделены стратиграфическим перерывом.

Каледонский структурный ярус слагают постбалтийские кембрийские, ордовикские, силурийские и раннедевонские преимущественно карбонатные и терригенно-карбонатные отложения. Они залегают с перерывом на образованиях верхнебайкальского структурного яруса, обычно на коре выветривания синих глин. Образования структурного яруса распространены почти повсеместно, отсутствуя вследствие более поздней эрозии на севере территории и на юге, в районе городов Невель, Торопец, Нелидово, Зубцов. В приглинтовой зоне породы структурного яруса выходят на поверхность, слагая Ордовикское плато. Мощность яруса возрастает на юго-восток, достигая 400—500 м в приосевой зоне Московской синеклизы. В пределах восточной части Латвийской седловины она составляет 300—315 м, а в своде Локновского поднятия резко сокращается до 10 м и меньше.

Нижнегерценский структурный ярус сложен терригенными и карбонатными отложениями девона, от эйфельских и до фаменских включительно, и турнейскими нижнего карбона. Он простирается широко на рассматриваемой территории и выходит преимущественно на дочетвертичную поверхность. Образования этого яруса залегают с размывом на различных уровнях каледонского структурного яруса, а в пределах Нелидово-Торжковского и в своде Локновского поднятий — на породах верхнебайкальского структурного яруса. Мощность отложений увеличивается в юго-восточном направлении и достигает 300 м на северо-западном крыле Московской синеклизы — 700—800 м в ее приосевой зоне, и находится в пределах 400—500 м на Латвийской седловине.

Верхнегерценский структурный ярус объединяет посттурнейские каменноугольные и позднепермские отложения, по составу в основном карбонатные и реже терригенно-карбонатные. Седиментационный перерыв (от раннепермского до казанского времени) не нарушает структурной целостности яруса. Образования его распространены в восточной части территории, в пределах западного и северо-западного крыльев Московской синеклизы, где повсеместно выходят на дочетвертичную поверхность. Мощность слагающих его образований увеличивается на восток-юго-восток и достигает вблизи восточной границы 150—200 м.

В строении альпийского структурного яруса участвуют юрские (средний и верхний отделы) и меловые (нижний отдел) отложения, распространенные узкой прерывистой полосой вдоль юго-восточной границы территории, где мощность их колеблется от 10 до 40 м. Они залегают резко несогласно на поверхности размыва образований верхнегерцинского структурного яруса. В строении структурного яруса участвуют и четвертичные отложения, сплошным покровом залегающие на палеозойских и мезозойских образованиях.

На фоне крупнейших региональных структур на рассматриваемой территории выделяются структуры меньших порядков. К числу их относится Валмиерско-Локновское валообразное поднятие (синонимы: Валмиерское, Локновское, Ханьяско-Локновское), повторяющее в сглаженных формах структуру поверхности кристаллического основания. Оно отчетливо проявляется в верхнебайкальском и каледонском структурных ярусах. меньше — в нижнегерцинском. Валообразное поднятие ориентировано в субширотном направлении и восточнее дер. Локно вылаживается, не достигая р. Великая, на запад продолжается вдоль границы Латвии с Эстонией за пределы рассматриваемой территории. Поднятие ассиметричное с пологим северным и крутым южным крыльями, приурочено к зоне разломов в кристаллическом основании, ограничивающей с севера Латвийскую седловину. Амплитуда Валмиерско-Локновского поднятия по основанию балтийской серии достигает 200 м. В своде его сокращены мощности валдайской и балтийской серий, характерны более мелководные прибрежные терригенные отложения, полностью размыты ордовикские образования. В нижнегерцинском структурном ярусе поднятие отразилось лишь в образованиях мелких, локальных куполовидных складок. Описываемая структура, зародившись в валдайское время, испытала наиболее интенсивный рост в ордовикский и силурийский периоды.

В пределах северо-восточного окончания Латвийской седловины, к югу от Локновского поднятия, расположена Гулбенская впадина, отчетливо проявленная в верхнебайкальском, каледонском и герцинском структурных ярусах. На фоне депрессии этой впадины в нижнегерцинском структурном ярусе выделяется Вилякский вал, вытянутый с юго-востока на северо-запад на 50 км при ширине 10—12 км.

В Московской синеклизе, юго-восточнее Крестецкого прогиба, выделяются Нелидово-Торжковское поднятие, повторяющее в общих чертах структуру поверхности кристаллического основания. В его сводовой

части отсутствуют вследствие предэйфельской эрозии кембрийские и ордовикские отложения и на валдайской серии венда залегают с размывом осадочные образования верхнего девона. Последние, как и вышележащие каменноугольные отложения, смяты в пологие локальные куполовидные и вытянутые складки. На северо-западном склоне Московской синеклизы в северо-восточной прибортовой части Крестецкого прогиба в верхнебайкальском структурном ярусе проявлено Пестовское поднятие. Абсолютная отметка поверхности структуры составляет в своде (скв. Пестовская) — 1298,5 м (по кровле яруса). Увеличенная мощность каледонского структурного яруса в пределах структуры свидетельствует об инверсии вертикальных движений в это время. Повторился подъем участка в позднегерцинский этап развития. Структура выражена в форме вала, вытянутого на северо-восток с наклоном оси в том же направлении (до 2,5—3,0 м/км) — обратном наклону поверхности кристаллического основания. Северное крыло поднятия пологое, южное относительно крутое (2,5—3,0 м/км). В его своде на дочетвертичную поверхность выходят каширские, а на западном окончании — верейские отложения. На крайнем северо-востоке описываемой территории по верхнегерцинскому структурному ярусу выделяется юго-западное окончание Кильозерского вала, протягивающегося за ее пределы (см. рис. 20) в северо-восточном направлении. Ширина структуры 10—15 км, амплитуда подъема 70—80 м, с крутым северо-западным (уклоном 15—20 м/км) и пологим юго-восточным (до 8 м/км) крыльями.

Наряду с перечисленными структурами II и III порядков на разных уровнях в осадочном чехле имеются локальные изгибы слоев, приуроченные, в основном, к зонам нарушений в кристаллическом основании. На северо-западном крыле Московской синеклизы локальные структуры выявлены в нижних горизонтах венда. Это в основном куполовидные поднятия площадью 10—35 км² с амплитудой 10—20 м, выполаживающиеся к верхним слоям верхнебайкальского структурного яруса (Гатчинское, Павловское, Колпинское, Озерецкое, Мгинское, Будогошское). Они обычно симметричны: пологие юго-восточное и восточное крылья и более крутые северо-западное и западное.

Другая группа поднятий, расположенная в западных районах территории, вблизи городов Псков, Порхов, Печора, Остров, а также в Приильменье, проявились в слоях ордовика и девона. Форма и размеры их изменяются от горизонта к горизонту. Занимаемая площадь колеблется от 5 до 100 км², амплитуды — от 10 до 40 м. Некоторые из них (Ханьская, Печорская, Сутокская, Волковская, Лопатовская) отражаются в рельефе современной поверхности. На юго-востоке территории на склонах обширного Нелидово-Торжковского поднятия выделяются локальные куполовидные и вытянутые складки в слоях девона и карбона. По правобережью Волги, от г. Ржев до г. Осташков, и в районе г. Селижарово выделяется ряд локальных асимметрических поднятий малой амплитуды (10—15 м) по алексинскому горизонту. В районе Нелидово наблюдается по слоям верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений зона небольших поднятий северо-западного простирания. На юго-восточном склоне Нелидово-Торжковской структуры встречаются локальные поднятия в районе городов Ржев и Старица. Для них характерны пологие крылья и амплитуды (по верейскому горизонту) от 10 до 50 м. Вдоль западной границы распространения верхнегерцинского структурного яруса наблюдаются пологие складки в нижнекаменноугольных слоях, ориентированные на запад и северо-запад (Борисовское, Тальбовичское и др.) с амплитудами по алексинскому горизонту 50 м. Юго-восточное крыло Пестовского поднятия осложнено Клиновским локальным поднятием, вытянутым на северо-восток почти на 15 км, при ширине 2,5—3 км с амплитудой до 10 м по верейскому горизонту.

Дизъюнктивные нарушения в осадочном чехле проявлены слабо. Они затухают снизу вверх и проявляются в осадочном чехле образованием куполовидных и валообразных складок, а также флексурных перегибов слоев. К последним приурочены трещинные зоны и проявления карста, линейноориентированные вдоль основных разломов в кристаллическом основании. Линейные зоны повышенной трещиноватости имеют меридиональное, северо-восточное и редко близширотное направление (Гдовская, Котловская, Гатчинская, Мгинская, Волховская). Их протяженность колеблется от 20 до 150 км, ширина от нескольких (двух-трех) сотен метров до 5 км. А. П. Саломон (1971 г.) отождествляет эти зоны с разрывными нарушениями в осадочном чехле. Однако прямых геологических данных, свидетельствующих о заметных смещениях слоев по тектоническим разрывам сравнительно немного. Геологическими построениями с использованием данных бурения разрывные нарушения выявлены в отложениях силура и нижнего девона.

На северной оконечности Гдовской зоны на Ленинградском и Кохтла-Ярвенском месторождениях горючих сланцев в слоях ордовика нарушения сплошности пород имеют ступенчатый характер с амплитудами смещений от нескольких сантиметров до 2—5 м, а в целом по зоне до 15—20 м. Зоны нарушений, ориентированные в северо-восточном, меридиональном и реже широтном направлениях прослежены на расстоянии от 5 до 25 км, при ширине 2—5 км.

На продолжении Гдовской зоны протягивающейся вдоль восточного берега Чудского озера, расположена Мишиногорская дислокация трубчатого типа, в пределах которой на глубину до 900 м вскрыт агломерато-брекчиевый комплекс пород чехла и фундамента, окруженный зоной кольцевых разрывов со смещенными блоками пород коренного залегания и увеличенными углами наклона слоев к центральной части структуры. В современном эрозионном срезе она имеет грушевидную форму и размеры 4×2,5 км. В составе цементирующего перетертого материала в небольшом количестве присутствуют туфы и туфо-лавы. В обрамляющей зоне в некоторых блоках выходят верхнедевонские отложения, отсутствующие в агломерато-брекчиевом комплексе. Поле распространения верхнедевонских отложений отстоит от описываемой структуры на 35—40 км к юго-востоку. Характерные особенности ее строения и приуроченность к линейной зоне разрывных нарушений в кристаллическом фундаменте позволили рассматривать Мишиногорскую дислокацию трубкой взрыва, время образования которой — поздний девон (Шмаенок, Д. Б. Малаховский, 1974 г.). Как конечный результат криптовулканической деятельности рассматривал гдовские дислокации Б. П. Асаткин (1938 г.) впервые их изучивший. Только недостаточная изученность структуры на тот период привели к широкому распространению мнению о ее ледниковой природе: гигантском отторженце, захороненном в долине выпавания (Чихачев, 1936 г.).

В последние годы получены новые данные, позволившие по-новому представить импактное происхождение Мишиногорской структуры как древнего (палеозойского) метеоритного кратера (В. Л. Масайтис, 1973 г., 1974 г.; Шаденков, 1980 г.). Здесь обнаружены планарные элементы, конусы разрушения, диаплектовые минералы, стекла. Однако авторы настоящей записки, анализируя тектоническую обстановку территории, морфологию структуры, значительную (более 900 м) глубину нарушений, придерживаются эндогенной природы Мишиногорской структуры, т. е. трубки взрыва.

Котловское куполовидное локальное поднятие, в основании которого ломоносовская свита относительно опущена, а мощность лонтоватской свиты аномальна увеличена, также может рассматриваться, по мнению авторов, как структура центрального типа (трубка взрыва).

На Веймарском участке Ленинградского месторождения горючих сланцев установлены в карьере и в разведочных выработках сбросы пласта с кукерситом на 6—12 м.

Исходя из существующих представлений о геологическом строении территории, возможно предположить тектоническую природу известного выхода каменноугольных образований на р. Робья (правый приток р. Ловать) среди сплошного распространения девонских отложений. Ранее этот выход описан Н. Н. Сколовым и Ю. В. Трошневым (1957 г.) как ледниковый отторженец. Однако северо-восточному направлению переноса ледником глыб каменноугольных отложений с Карбонового уступа противоречит весь комплекс данных по ледниковому литоморфогенезу (наличие ледниковых трогообразных долин северо-западной ориентировки, замеры длинных осей ледниковых валунов). Объяснение этого выхода может быть найдено, вероятно, при допущении сброса блока каменноугольных отложений с амплитудой около 250 м, ранее, по-видимому, распространенных в этом районе и впоследствии денудированных. Такое возможно еще и потому, что выход каменноугольных пород на р. Робья приурочен к относительно активной тектонической зоне, находящейся в пределах северо-восточного борта Крестецкого прогиба.

Разрывные нарушения фиксируются также в каменноугольных отложениях на Карбоновом уступе. Разрывной тектоникой, возможно, вызвано образование локального выхода среднекаменноугольных пород на ручье Бобровец, в районе г. Бокситогорск, на поле нормально залегающих нижнекаменноугольных пород, по данным разведочного бурения, амплитуда сброса составляет 70 м. До появления этих данных нарушение рассматривалось как отторженец или древний карст.

Собственно гляциодислокация на рассматриваемой территории распространена широко. Одним из основных районов проявления гляциотектоники является Балтийско-Ладожский глинт. Наиболее изученными в этом отношении являются Дудергофские дислокации. Они выражены в рельефе в виде изолированных «гор», возвышающихся на 60 м и резко контрастирующих с окружающей плоской равниной. Корреляция разрезов около 250 скважин и обнажений, а также изучение рельефа привело к выводу о том, что Дудергофские дислокации представляют собой парагенетический единый комплекс образований, возникших у края активного ледника.

В районе г. Павловск на реках Поповка, Славянка, Ижора и Тызва наблюдаются выходы кембрийских, ордовикских и девонских пород, смятых в крутые складки, брекчированных, перевернутых и подстилаемых мореной. Отторженцы выявлены бурением в районе совхоза «Федоровское», вблизи г. Петродворец. Они видны и в карьере у станции Мартышкино. В доледниковой долине, расширенной ледником и заполненной его насосами, близ оз. Копанского, буровой скважиной вскрыт отторженец кембрийской глины. Хорошо изучены гляциодислокации Вайварских (Синих) гор, расположенных западнее Нарвы (Мийдел и другие, 1969 г.). Здесь зафиксированы опрокинутые складки с мореной в ядре и крупные отторженцы. Вблизи бровки глинта известны многочисленные гляционарушения у поселков Удолосово, Керстово, Глядино, Ропша, Пулково, Саблино, у деревень Колоколья, Дубровка, вблизи г. Кингисепп (аллохтонная глыба кемброордовикских пород площадью 3,5 км², мощностью около 35 м), отторженец кембрийских песков около Иван-Города. Давно известны дислокации у станции Серебрянки, где на протяжении 1,5 км среди сплошного поля развития девонских отложений обнажаются породы кембрия и ордовика, ближайшие выходы которых в нормальном залегании находятся в 130 км севернее. В Южном Приильменье среди верхнедевонских отложений в обнажениях по берегам рек Ловати, Полисти, Порусь, у деревень Большие Куницы,

Сопки, Белебека, Трупехина, Долга, Кривец имеются мощные блоки дислоцированных пород кембрия и ордовика объемом от 0,5 до 8 млн. м³. На южном обрывистом берегу оз. Ильмень еще Г. П. Гельмерсен описал многочисленные дислокации в девонских породах. По мнению В. С. Кофмана (1971 г.), они различны по происхождению. Ледниковый генезис имеет разрывные нарушения, а куполовидные складки — тектоническую природу. Здесь же описаны ледниковые валуны, вдавленные в глины ильменских слоев. Своеобразны ледниковые нарушения в девонских породах по левобережью р. Великой, получившие название горошек. Здесь отторженцы «насажены» на гляциоскладки.

В пределах Вышневолоцко-Новоторжковского вала многочисленные отторженцы, заключенные в толще морены, образуют цепь холмов и гряд высотой до 70 м, протягивающуюся в меридиональном направлении на расстояние 120 км от оз. Мстино до г. Старица (В. Г. Сименков, 1933 г.; А. П. Москвитин, 1938 г.). Среди среднекаменноугольных образований известны глыбы раздробленных известняков и глин нижнего карбона, подстилаемых мореной, а также отторженцы пород ордовика и кембрия. Мощность их достигает 36,5 м.

Известны проявления гляциотектоники также в плейстоценовых отложениях, в большинстве своем ледникового генезиса, вследствие чего обнаружение их затруднено, особенно в керне буровых скважин, в связи со спецификой вмещающих отложений (наличие гляциодинамических структур в морене, сходства сорены с вмещающей мореной). На Сойкинской возвышенности и Синявинских высотах встречаются блоки мгинских отложений, заключенные в морене. В некоторых местах отторженцы мгинской толщи перенесены ледником на расстояния, исчисляемые сотнями километров (отторженцы мгинских глин у хутора Эдази близ пос. Крестцы).

Таким образом, ледниковые нарушения весьма характерны для рассматриваемой территории, а для некоторых ее районов (Балтийско-Ладожский глинт, Вышневолоцко-Новоторжковский вал) их присутствие является больше правилом, чем исключением.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория характеризуется общностью геологического развития в четвертичное время и единством генезиса рельефа; здесь представлено все разнообразие ледниковых форм, свойственное областям развития покровных оледенений. Вместе с тем для нее характерна зависимость облика современного рельефа от состава и формы поверхности дочетвертичных пород. В связи с этим анализу наблюдаемого рельефа необходимо предпослать общие сведения о подстилающем субстрате (рис. 27).

В целом эта поверхность представляет собой денудационную пластово-моноклиальную равнину. В связи с тем, что она сложена полого-наклонно залегающими пластами палеозойских пород различной устойчивости против денудации, здесь обособились куэстовые возвышенности — плато, которые чередуются с низинами. Плато и низины сложены соответственно карбонатными и песчано-глинистыми породами. Сформировались они на месте единой исходной поверхности, главным образом, морской аккумуляции в континентальный период развития, продолжавшийся в течение мезозоя и раннего кайнозоя.

Обособление этих макроформ дочетвертичного субстрата протекало в условиях селективной экзарации, проявившейся особенно интенсивно во время первых оледенений, которые занимали значительно большую площадь, чем последнее, валдайское. Это обусловило длительную ледниковую денудацию территории, расположенной ближе к центру оледенения. По расчетам А. Н. Маккавеева и В. И. Исаченкова она была неравномерной, но в среднем составляет не менее 60 м. Некоторые исследователи (В. А. Матвеев, Р. А. Баева) считают, что одним из факторов, оказавших влияние на ориентировку форм рельефа субстрата явились господствующие направления трещиноватости его пород.

Наиболее низкое гипсометрическое положение занимает так называемая Кембрийская низина, выработанная в котлинских и лонтоваских глинах венда и нижнего кембрия. Ее плоская поверхность располагается вдоль южного побережья Финского залива, Ладожского озера и Карельского перешейка. Абсолютные отметки в пределах этой ступени меняются от -25 до $+50$ м (см. рис. 27).

Следующая ступень, получившая название Ордовикского плато, сложена известняками и отделена от предыдущей уступом, известным под названием глинта. Глинт ориентирован в субширотном направлении, согласно общему простираанию ордовикских пород, меняя на участке Копорье — Кингисепп свое простираание на субмеридиональное. Высота и ширина глинта различны. На участке Красное Село — Копорье его высота составляет 60—80 м при ширине 4,5—7 км. Хуже всего глинт выражен на междуречьях Нарвы и Луги, Мги и Тосны, где его высота не превышает 17—20 м при ширине 1—2 км. Поверхность Ордовикского плато полого наклонена к югу, на востоке района к юго-востоку, а также в сторону уступа и имеет максимальные отметки до 125—150 м



Рис. 27. Схематическая карта рельефа дочетвертичных отложений.
Составили В. Г. Ауслендер и Е. С. Эпштейн.

1 — изогипсы поверхности дочетвертичных отложений, м; 2 — древние долины; 3 — абсолютные отметки дочетвертичных пород, м.

в районе пос. Котлы (г. Гатчина), откуда она плавно снижается к западу и востоку до абсолютной высоты 30—60 м.

В юго-восточном направлении карбонатные породы ордовика сменяются песчано-глинистой толщей нижнего и среднего девона. Эта полоса тянется от восточного побережья Псковско-Чудского озера до низовьев р. Волхов, слагая северо-западную окраину обширной ступенчатой низины, получившей название Девонской и занимающей центральную, наиболее значительную часть рассматриваемой территории. Ее абсолютные высоты изменяются от 0 до 75 м. Низина вытянута в целом с юго-запада на северо-восток в соответствии с общим простираанием девонских отложений. К ее наиболее пониженной части приурочены долины современных рек Волхов и Шелонь, а также котловина Псковско-Чудского озера, имеющая близмеридиональную ориентировку. Юго-восточная часть низины выработана в песчано-глинистых и чередующихся с ними карбонатных породах верхнего девона. Карбонатные породы девона выходят под четвертичной толщей на западе и юго-западе территории, в полосе между оз. Ильмень, южным берегом Псковского озера и бассейном среднего и нижнего течения р. Великая. В пределах этой по-

лосы выделяются два уступа, протягивающиеся вдоль южного берега оз. Ильмень (Бурегский), и уступ, ограничивающий с севера Стругокрасненскую и Локновскую возвышенности (так называемая Девонская куэста). Высота первого из них составляет около 20—25 м, второго — до 50 м. Обе эти возвышенности располагаются на месте размытых платформенных структур. Абсолютные отметки в пределах Стругокрасненской возвышенности достигают 105—110 м, а Локновской — 150—160 м. Юго-восточная часть Девонской низины характеризуется повышением абсолютных отметок от 50 до 150 м, что не всегда связано с наличием более устойчивых пород. В целом представляется, что рельеф поверхности дочетвертичных пород в пределах Девонской низины не отражает наличие имеющихся здесь структур; неотектонический этап не создал здесь сколько-нибудь значительных неровностей рельефа.

Поверхность дочетвертичных пород наиболее приподнята вдоль восточной границы территории, образуя верхнюю ступень рельефа — Карбоновое плато, сложенное в основном устойчивыми против денудации известняками, а в южной части верхнедевонскими доломитами, чередующимися с песчано-глинистыми породами. Его поверхность наклонена к юго-востоку согласно общему падению пород западного крыла Московской синеклизы. Наибольшие высоты, расположенные вдоль западной окраины плато, составляют на севере 150—170 м, а в южной части 200—225 м, доходя в отдельных точках до 240—277 м. На востоке они плавно снижаются до 100—75 м. Край плато расчленен древними и современными долинами и ледниковыми ложбинами. Наиболее значительное заливообразное понижение, именуемое Мстинской впадиной, ориентировано с северо-запада на юго-восток и глубоко вдается в пределы плато.

С запада плато ограничено уступом, выработанным в каменноугольных и девонских породах. Ориентировка Карбонового уступа соответствует общему простираанию каменноугольных пород — северо-северо-восток. На юге (в районе городов Андреаполь и Нелидово) она меняется на юго-восточную. Относительная высота уступа колеблется от 75 до 125 м, ширина его обычно составляет 10—15 км, так что термин «уступ» фактически не отражает морфологию этого довольно пологого перепада высот.

Неотъемлемой частью рельефа дочетвертичных отложений являются так называемые «древние» долины, глубокие и узкие врезы, выявленные бурением в различных частях рассматриваемой территории. Особенно густая речная сеть обнаружена у подножья Карбонового уступа, в Ильменской и Псковско-Чудской котловине, а также в районе верхнего течения р. Луга. Тальвеги многих долин находятся на низких, минусовых, абсолютных отметках (—128 оз. Копанское, —106 г. Ленинград, —119 железнодорожная станция Неболичи, —130 пос. Любытино, —117 и —113 в бассейне р. Полометь, —48 в районе Новгорода, —73 в пос. Ляды, —70 у подножья Локновского поднятия). Следует отметить, что на тех участках, где имеется достаточно большое количество буровых скважин, можно говорить о малой их ширине (1—2 км) при глубине вреза до 200 м и более. При этом многие долины врезаны в песчано-глинистые отложения. Все это говорит об интенсивном и кратковременном врезе, связанном с падением базиса эрозии. Согласно существующим представлениям образование древних долин относится к среднему плиоцену. Анализ рисунка древней гидрографической сети говорит о том, что он в значительной степени был обусловлен орографическим планом более древнего куэстового рельефа.

Современный, наблюдаемый, рельеф обязан своим происхождением аккумуляции последнего (валдайского) и предпоследнего (московского) оледенения и в общих чертах является в известной мере унаследованным от дочетвертичного рельефа.

С точки зрения возраста и отчасти морфологии (степени «свежести» рельефа) наблюдаемый ледниковый рельеф территории может быть подразделен на две геоморфологические провинции; провинцию ледникового рельефа времени московского оледенения и провинцию ледникового рельефа времени валдайского оледенения.

Рельеф времени московского оледенения развит в юго-восточной части территории в пределах Карбонового плато и Верхневолжской низины (рис. 28) и отличается сглаженностью форм за счет большой длительности последующих склоновых, эрозионных, перигляциальных и других процессов. Для этой территории характерно почти полное отсутствие озер, последние спущены пятащейся эрозией; их котловины обычно заполнены осадками или заторфованы. Оставшиеся озера занимают обычно лишь небольшую часть своих котловин. Речная сеть сильно разветвлена, основные реки имеют широкие долины, широко развиты длинные зандры.

Большая, западная, часть провинции включает Бельскую и Цнинскую возвышенности, Вышневолоцкую и Торжковскую гряды, Свиные и Ильи Горы, имеющие абсолютные высоты 200—300 м. Здесь же находится и наивысшая абсолютная отметка территории листа — 347 м. Для возвышенной части провинции характерен крупнохолмистый и холмисто-грядовый моренный рельеф с превышениями до 20—30 м. Холмы в плане округлые или овальные с диаметром от нескольких сотен метров до 1—2 км, вершины плоские, склоны длинные и пологие. Среди беспорядочно разбросанных холмов протягиваются холмисто-грядовые формы, фиксирующие положение небольших ледниковых языков. Наиболее четко выраженные и протяженные гряды отмечены к востоку от Лихославля и Молодого Туда, а также в полосе между Старицей и Калининским. Н. С. Чеботарева, Э. Е. Лехт и другие [63] выделяют здесь два ледниковых языка — Угранский и Москворецкий, разделенные Боровско-Вышневолоцкой ледораздельной зоной, к которой приурочен Вышневолоцко-Новоторжский вал [25, 63], протягивающийся в меридиональном направлении на расстояние свыше 100 км. Он представляет собой одну или несколько цепей массивных гряд и холмов, относительной высотой до 70 м. Ширина вала 5—15 км. В его строении большую роль играют крупные ледниковые отторженцы четвертичных пород.

Значительные площади провинции занимают моренные равнины, расположенные здесь на абсолютных отметках 150—250 м. Озерно-ледниковые аккумулятивные равнины приурочены к наиболее пониженным участкам (район г. Калинина).

Современные реки используют иногда ледниковые ложбины (Волга от пос. Ельцы до устья Итомли, Медведица в верхнем течении). Надпойменные террасы (до трех), прослеживаемые в долинах большинства крупных рек, датируются валдайским оледенением [25]. В пределах возвышенностей они узкие (несколько сотен метров), а в низинах значительно расширяются. Верхняя терраса в долинах крупных рек достигает высоты 20—25 м, а в долинах малых рек 10—15 м. Для долин таких крупных рек, как Волга, Западная Двина, Тверца, характерно расширение этой террасы вверх по течению, где она сливается с долинными, а еще выше с водораздельными зандрами. Нижняя терраса развита в долинах всех рек, но сохранилась главным образом в излучинах; ее высота от 6—8 до 10—15 м. Широко и повсеместно развита пойма с ее характерным микрорельефом — старицами и гривами. В пределах Верхневолжской низины пойма кокольная: под современным аллювием выступает морена, что свидетельствует о невыработанности долины Волги и ее верховьев [25].

Развитие карста связано с распространением карбонатных подстилающих пород. Карст здесь закрытый, он приурочен к придолинным понижениям с небольшой мощностью четвертичных отложений. В окре-





КМ 25 0 25 50 75 100 КМ

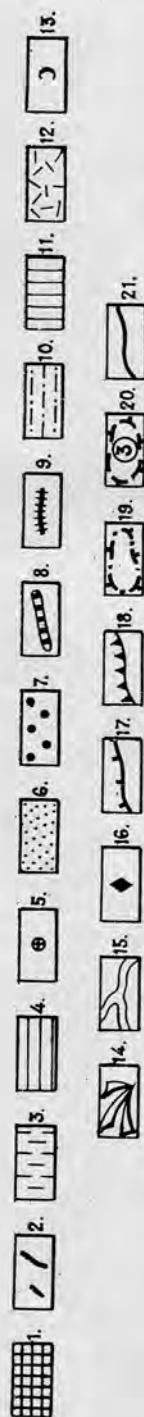


Рис. 28. Схематическая геоморфологическая карта.

1 — холмисто-моренный рельеф; 2 — моренные гряды; 3 — моренные равнины; 4 — озерно-ледниковые равнины; 5 — звонцы; 6 — занды; 7 — камовый рельеф; 8 — камовые гряды; 9 — озы; 10 — озерные и озерно-аллювиальные равнины; 11 — морские равнины; 12 — болотные равнины; 13 — эоловые формы рельефа (дюны, гряды, бугристые массивы); 14 — речные дельты; 15 — речные долины; 16 — ледниковые отторженцы, выраженные в рельефе; 17 — Балтийско-Ладожский уступ (Глинт); 18 — Карбоновый уступ; 19 — межлопастная денудационная возвышенность (Ижорская); 20 — межлопастные ледниково-аккумулятивные возвышенности: 1 — Ханья, 2 — Латгальская, 3 — Лужская, 4 — Судомская, 5 — Бежаницкая; 21 — граница валдайского оледенения.

стностях Андреополя, Нелидова, Селижарова, Торжка, Старицы и в других районах Калининской области встречены поноры, воронки, исчезающие реки [25]. Так, в верховьях Межи известны крупные карстовые провалы. Приток Межи р. Паникля исчезает в закарстованных известняках и течет под землей на протяжении более 3 км.

Рельеф времени валдайского оледенения на западе, северо-западе и севере региона занимает преобладающую часть территории, отличаясь «свежестью» ледниковых форм, вследствие относительной молодости рельефа, претерпевшего сравнительно слабые изменения в послеледниковое время. Несомненно, что в образовании валдайского рельефа определенную роль играла экзарация, о чем свидетельствует крайняя неполнота геологического разреза (в пределах проксимальных равнин развит лишь один горизонт морены небольшой мощности), наличие большого количества ледниковых отторженцев, ложбин ледникового выпавивания. Однако основная рельефообразующая деятельность последнего ледника связана с аккумуляцией. Подавляющую часть разреза составляет морена, но разнообразие форм рельефа связано главным образом с водно-ледниковой аккумуляцией и инверсией рельефа.

С точки зрения преобладания того или иного процесса рельефообразования и по отношению к краю последнего ледника провинция подразделяется на три зоны [24, 28, 83]: проксимальную (внутреннюю), главный конечно-моренный пояс и дистальную (внешнюю).

Проксимальная зона занимает преобладающую часть территории. Она ограничена с востока главным конечно-моренным поясом (Валдайской возвышенностью). Рельефу этой зоны при всем его разнообразии свойственны общие черты: широкое развитие моренных и озерно-ледниковых равнин, возникших в ходе деградации валдайского ледника и поступления значительных объемов талых вод, подпертых плотиной главного конечно-моренного пояса; спорадическое распространение аккумулятивного холмистого и грядового ледникового и водно-ледникового рельефа как в виде крупных изолированных возвышенностей, так и небольших гряд и массивов. На эти общие для всей зоны закономерности оказывали влияние местные условия и прежде всего характер поверхности субстрата. В связи с этим в пределах проксимальной зоны выделяются три геоморфологические области со специфическим обликом как современного [28], так и древнего рельефа: Предглинтовая, Волхово-Ловатская и Ижорско-Бежаницкая.

Первая из них располагается в понижении доледниковой поверхности (Кембрийской низине). Низкое гипсометрическое положение кровли субстрата и его интенсивная эрозионная расчлененность способствовали консервации мощной толщи четвертичных, главным образом водных отложений. Современный рельеф отличается равнинностью и представляет собой комплекс абразионно-аккумулятивных террас поздне-последледникового времени, наклоненных к Финскому заливу и Ладожскому озеру, которые отделяются друг от друга абразионными уступами, сопровождаемыми сериями береговых валов.

Вдоль Финского залива протягивается аккумулятивная трасса Лигурийского моря с абсолютными отметками поверхности от 5 до 25 м. Остальная территория области занята озерно-ледниковой равниной, среди которой встречаются небольшие участки, сложенные мореной. Поверхность ее ровная, террасированная. Лишь в пределах Лужско-Наровского понижения и на Карельском перешейке имеются изолированные возвышенности Сойкинской, Семейской, Колтушской и Всеволожской относительной высотой до 60—100 м. Возвышенности, представляющие собой аккумулятивные образования, сложены целиком четвертичными отложениями и имеют крутые террасированные склоны. Наиболее высокие террасы (до 60—100 м) распространены спорадически вдоль глини-

та и на склонах указанных возвышенностей и, видимо, сформировались в разобщенных локальных водоемах. Нижележащие поверхности имеют региональное распространение. Наиболее широко развита терраса с отметками тылового шва 25—28 м, уступы ее достигают высоты 20 м и более, а серии береговых валов высотой 2—3 м прослеживаются на 15—20 км. Низина ограничена с юга глинтом. Последний является унаследованной формой, в пределах Эстонии он «подновляется» за счет современной абразии. Уступ характеризуется извилистыми очертаниями, обусловленными расчленением ледниковыми ложбинами (Ропшинской, Красносельской) и современными эрозионными формами, отчленяющими от него иногда эрозионные останцы (гора Колокольня).

Волховско-Ловатская область является самой крупной во всей проксимальной зоне валдайского оледенения. Мало расчлененная поверхность доледникового субстрата способствовала равномерному отступанию ледникового края, сохраняющего активное состояние, в связи с чем ледниковые отложения большей частью не создавали значительных холмистых образований, а облегали дочетвертичную поверхность чехлом донной морены небольшой мощности. Благодаря этому элементы древнего рельефа часто выражены в современном рельефе и определяют общий орографический план территории.

Современная поверхность в целом представляет собой равнину полого наклоненную от периферии, где она имеет высоту 90—100 м, к центру — Ильменской и Грузинской низинам, характеризующихся минимальными отметками (до 20—25 м). Несмотря на то, что рельеф ее выработывался под воздействием позднеледниковых бассейнов, отчетливо выраженные и хорошо прослеживающиеся террасы наблюдаются на ограниченных участках (например, на правобережье р. Шелонь).

В генетическом отношении равнины подразделяются на абрадируемые моренные и аккумулятивные озерно-ледниковые. В их распределении обнаруживается определенная закономерность. Центральные и северные низменные районы (Ильменская, Грузинская котловины, Приволховское, Нижнешелонское, Тихвинское и Притосненское понижения) заняты аккумулятивными озерно-ледниковыми равнинами низких уровней (от 20 до 40—50 м, реже до 60 м). Внутренние их части имеют плоскую поверхность и сложены ленточными глинами, а более высокие, периферические, сложенные песками, обладают волнистым рельефом. Наиболее пониженные участки Ильменской и Грузинской котловин заняты современными озерными и озерно-аллювиальными равнинами. На северо-западном побережье оз. Ильмень наблюдается редкая форма рельефа — дельта вреза. Наличие дельты в верховьях Волхова, встречное направление течения ряда притоков при ничтожном уклоне русла, а также случаи обратного его течения при заторах льда, — все это говорит о том, что в недавнем прошлом Волхов тек в обратную сторону.

Озерно-ледниковые равнины окаймляются с запада на юг и восток поясом абрадируемых моренных равнин, имеющих отметки от 50—60 м до 90—100 м. Они имеют выравненную поверхность, на которой местами наблюдаются скопления валунно-галечного материала («валунные мостовые»), пятна озерно-ледниковых песков, а на отдельных участках береговые валы и абразионные уступы небольшой протяженности. Здесь встречаются обширные водораздельные болотные массивы, площадь которых достигает нескольких десятков тысяч гектаров. Моренные равнины обычно подступают к проксимальным склонам Валдайской гряды, иногда же они отделены от нее участками аккумулятивных озерно-ледниковых равнин высоких (70—100 м) уровней, протягивающихся в виде прерывистой полосы (Холмская, Приловатская низины). Здесь обычно встречаются абразионные террасы, береговые валы, дельты. Все эти образования фиксируют последовательные стадии сокра-

щения приледниковых озер, располагавшихся на уровнях 110—100, 85—80, 75—72, 70—67 м. У подножья проксимальных склонов возвышенностей расположены озерно-аллювиальные равнины, образованные в результате замедления скорости течения и интенсивной аккумуляции материала русла крупных рек Мста, Полометь, Ловать при выходе на равнину.

Краевые образования в пределах Волховско-Ловатской области занимают незначительную площадь и представлены главным образом линейными формами: моренными грядами и маргинальными озами, имеющими обычно размытый, выположенный облик. К югу и юго-западу от оз. Ильмень, в бассейнах рек Ловать, Полисть, Порусья, Псижи развиты многочисленные цепочки гряд высотой не более 3—5 м, ориентированные главным образом по дуге, идущей с севера на юго-запад или радиально от оз. Ильмень. Севернее г. Великие Луки наблюдаются радиальные (меридиональные) моренные гряды длиной 5—8 км, хорошо выделяющиеся на фоне болот, несмотря на свою малую высоту (до 5 м). Более крупные гряды (высотой до 10—15 м, шириной 1—2 км и протяженностью 5—15 км) расположены вдоль р. Волхов. Часть из них перекрыта ленточными глинами. В верхнем течении р. Луга и на междуречье Луги и Мшаги в северо-восточном направлении протягивается полоса размытого и выположенного холмисто-грядового ориентированного моренного рельефа с относительными превышениями порядка 10—15 м, фиксирующего максимальное распространение льдов в лужскую стадию оледенения. Западнее эта краевая зона смыкается с обширными камовыми массивами, окаймляющими с северо-востока Лужскую (Стругокрасненскую) возвышенность. На востоке области в среднем течении рек Паша и Тихвинка к лужской краевой зоне относится полоса полого-холмистого моренного рельефа и камовые возвышенности, вытянутые в северо-восточном направлении.

В нижнем течении рек Мга и Тосна располагается группы моренных и флювиогляциальных гряд (Ромболовская, Шапки-Кирсинская), имеющих форму дуг, обращенных выпуклой стороной к югу и востоку. Наиболее значительным является Шапки-Кирсинский межлопастной камовый массив, представленный двумя грядами высотой 40—50 м, шириной от 1—2 до 8 км и общей протяженностью около 60 км. Поверхность гряд, располагающаяся на абсолютных отметках 50—90 м, характеризуется сложным холмистым рельефом.

Ижорско-Бежаницкая область существенно отличается от остальных областей проксимальной зоны сложным и разнообразным сочетанием холмистого и равнинного рельефа (см. рис. 28). Ее своеобразие прежде всего связано с наличием широкой полосы изолированных холмистых возвышенностей межлопастного (ледораздельного) типа, на 150—200 м поднимающихся над окружающими их равнинами. Абсолютные высоты в пределах этих возвышенностей достигают значений в 170—338 м.

Рельеф поверхности дочетвертичных отложений этой области также отличается большой контрастностью. Так, на фоне равнин, имеющих абсолютные отметки 25—75 м, выделяются возвышенные участки с высотами до 150—160 м, являющиеся цоколями упомянутых возвышенностей. Распределение мощностей четвертичного покрова на Ижорско-Бежаницкой области является крайне неравномерным: наибольшие приурочены к ледораздельным аккумулятивным возвышенностям и древним долинам (80—220 м), на равнинах же являются обычными для всей проксимальной зоны (10—15 м); на Ижорском плато — минимальные (до 2—5 м). Изолированные островные возвышенности группируются в две меридиональные цепи: восточную (Ижорская, Лужская или Стругокрасненская, Судомская, Бежаницкая) и западную (Пандивера*, Ка-

рула*, Отепя*, Ханья, Латгальская), между которыми располагаются Чудско-Великорецкая гляциодепрессия. На юге последняя замыкается Себежской дугой краевых ледниковых образований, соединяющей Бежаницкую и Латгальскую возвышенности. Возвышенности Ижорская, Пандивере, Ханья и отчасти Лужская с севера ограничены уступами ордовикской и девонской куэст.

Северные возвышенности обеих цепей (Ижорская и Пандивере) являются денудационными. Ижорская возвышенность представляет собой плато, поверхность которого плавно снижается от центра к периферии. Абсолютные высоты составляют 125—150 м, максимальные достигают 160—168 м. Здесь развита первичная (не абрадированная) моренная равнина, на ней имеются участки холмисто-моренного рельефа, отдельные моренные гряды, а также крупные морены напора — Дудергофские высоты. Развита карстовые формы рельефа.

Все остальные возвышенности представляют собой изометрические или слегка вытянутые массивы холмистого рельефа, возникшего на стыке ледниковых языков благодаря избыточной локальной аккумуляции внутриледникового материала приподнятой на поверхности дочетвертичных пород. В пределах этих образований обычно наблюдается определенная зональность рельефа, обусловленная последовательным изменением гляциодинамических условий [57]. Здесь имеется сложный комплекс ледникового и водно-ледникового рельефа. К максимальным отметкам приурочены озерно-ледниковые плато, сложенные глинами, получившие название звонцев. Помимо элементарных звонцев, располагающихся обычно группами, встречаются более сложные образования, занимающие площадь до 20 км² и более. Они представляют собой комплексы соединенных между собой систем плато различных уровней, окружающих или причлененных к высоким моренным холмам, реже камам и озам. К звонцевым комплексам относятся и расположенные между плато глубокие, часто занятые озерами или заболоченные котловины. Склоны звонцев, имеющие высоту от 15 до 60 м, нередко террасированы и расчленены оврагами. Больше всего звонцев находится в восточной части Бежаницкой и на Латгальской возвышенностях.

Помимо звонцев на максимальных абсолютных отметках встречаются и шишаки — изолированные одиночные куполообразные флювиокаммы. Наиболее широко развит холмисто-моренный и камовый рельеф, отличающийся значительным разнообразием. Линейные формы значительной протяженности не характерны. Они чаще встречаются в пределах краевых зон, соединяющих Бежаницкую возвышенность с Латгальской (Себежская дуга) и Валдайской (Ловатская дуга). Здесь описаны протяженные извилистые гряды камов, ориентировка которых близка к меридиональной. Особого внимания заслуживает так называемый Шкяунский вал, расположенный в районе Освейского озера. Он представляет собой плосковершинную гряду высотой 30—40 м при ширине 1,5—2 км, протягивающуюся в северо-восточном направлении на 16 км. Вал сложен 50-метровой толщей ленточных глин и, видимо, возник в результате заполнения трещины в теле ледника.

В пределах Ижорско-Бежаницкой области также, как в проксимальной зоне в целом широким развитием пользуются аккумулятивные озерно-ледниковые и абрадированные моренные равнины с участками холмистого рельефа и грядами. Их абсолютные отметки снижаются от склонов возвышенностей к котловине Псковско-Чудского озера от 110—90 до 40—30 м. Абрадированные моренные равнины развиты, главным образом, на севере территории; значительно шире распространены песчаные аккумулятивные равнины. Абразионные уступы наблюдаются главным образом вблизи возвышенностей и на склонах холмистого

* Расположены за пределами рассматриваемой территории.

рельефа, их высота достигает 10—15 м, а крутизна составляет 15—20°. В бассейне р. Великой и на восточном берегу Чудского озера широко развиты береговые валы, которые фиксируют следующие уровни аккумуляции: 90, 85—80, 75—70, 60, 57—55, 42—40, 38—35 м. Наиболее детально изучена поздне- и послеледниковая история замкнутого Псковско-Чудского бассейна, причем многими авторами отмечается перекося береговых образований, связанный с гляциостатическим поднятием его северного берега [26, 28, 35]. Вблизи побережья имеются участки золотого рельефа (дюны и бугристые пески).

Холмистые образования, представленные главным образом лимно-камами свежего облика, развиты повсеместно. Они отсутствуют лишь в пределах самого низкого уровня. Так, на восточном берегу Псковского озера на абсолютных отметках 38—45 м развит контрастный холмисто-грядовой рельеф с бессточными впадинами глубиной до 15—20 м и склонами крутизной до 25—30°. Наиболее значительные площади камы занимают вблизи возвышенностей и между ними. Иногда они слагают линейные полосы, протягивающиеся на значительные расстояния. Среди них выделяется своим контрастным рельефом гряда Липовые горы, протягивающаяся в широтном направлении от г. Луга до пос. Ляды на расстояние около 50 км [28]. Она имеет относительную высоту до 70 м при ширине 2—3 км. Помимо камов в различных частях области встречаются массивы холмисто-моренного типа.

Среди линейных форм преобладают озы, особенно широко развитые в бассейне нижнего и среднего течения р. Великая. Они имеют близмеридиальную, реже северо-восточную ориентировку, извилисты в плане. Длина гряд изменяется от 2—3 до 10 км, высота 5—20 м, склоны до 25°. Наиболее крупным является оз, северная оконечность которого находится около г. Остров. Его общая протяженность составляет около 60 км, высота гряды 25—30 м, ширина 0,25—1 км. У дер. Демешкино она увеличивается до 3 км за счет причленения массива камов. Поверхность оза неровная, осложнена многочисленными вытянутыми вдоль его оси термо-карстовыми котловинами различного размера, местами расчленяющими единую гряду на ряд гребней. В ряде этих котловин сохранились реликтовые озера, часть их заторфована. Причем Д. Б. Маляховским и другими (1983 г.) установлено, что торфонакопление происходило в течение всего голоцена.

Моренные гряды встречаются реже. В центральной части Велико-репской низины прослеживается серия гряд меридиональной и северо-восточной ориентировки. Гряды сильно размыты, имеют высоту не более 8—10 м, их длина достигает 15 км. Более крупные массивные гряды, высотой до 40—50 м и длиной до 10 км, наблюдаются к югу от Лужской возвышенности, восточнее возвышенности Ханья, на междуречье Исссы и Великой.

Главный конечно-моренный пояс на данной территории представлен Валдайской возвышенностью, занимающей ее восточную часть. Она составляет основную зону краевых ледниковых образований последнего оледенения и состоит из ряда холмистых возвышенностей и гряд, не имеющих четких орографических границ: Осташковской, Торопецкой, Тихвинской; Ревенецких и Воробьевых гор; Шереховичских высот. К Валдайской возвышенности приурочен главный водораздел Русской равнины, разделяющий бассейны Балтийского и Каспийского морей. На возвышенности преобладают высоты свыше 150—200 м, которые в отдельных пунктах достигают 300 м и более. Она представляет собой наиболее мощную и выдержанную полосу холмистого ледникового рельефа, состоящую из краевых образований велеской и крестецкой стадий, сближенных между собой.

Валдайская возвышенность отделена от равнин проксимальной зоны пологим скатом. Основные черты современного рельефа возвышен-

ности и ее склона являются унаследованными, однако наблюдаемый рельеф отличается мелкой пересеченностью за счет неравномерной ледниковой аккумуляции. Строение четвертичного покрова в зоне краевых образований характеризуется большой сложностью, частой сменой генетических типов и литологического состава, изменчивостью мощностей слоев. Общая мощность четвертичной толщи составляет здесь 40—60 м, доходя нередко до 100 м. Преобладает морена, содержащая линзы песков различной зернистости, реже встречаются алевроиты и глины. До-валдайские отложения обнаружены бурением, как правило в древних долинах.

Зона краевых ледниковых образований представляет собой интенсивно пересеченный холмисто-озерный ландшафт (так называемый Озерный край). Наибольшие площади заняты холмисто-моренным рельефом, преобладает крупнохолмистый и холмисто-грядовый. Диаметр холмов изменяется от 200 до 1 км, относительная высота составляет 15—30 м, форма холмов часто неправильная, крутизна склонов 10—20°. Моренные гряды обычно разбросаны среди холмов и не имеют определенной ориентировки. Межхолмные понижения заболочены или заняты озерами разнообразной формы и размера, реже (вблизи уступа) освоены речной сетью, подчеркивающей контрастность рельефа. Доминирующие высоты часто занимают звонцы, обычно мелкие и разнообразные по форме. Районами наибольшего их распространения являются Шереховичские высоты (район деревень Внута и Звонец), а также участок вблизи железной дороги между станциями Тербино и Угловка. Озы характеризуются разнообразной ориентировкой и встречаются в виде отдельных гряд длиной до 10—12 км. В районе озер Городно и Видимир они образуют грядовый рельеф. Участки камов распространены по всей территории, особенно широко в районе г. Валдай и станции Окуловка, а также на водоразделе Ловати и Куньи. Встречаются также озерно-ледниковые равнины (последние наибольшую площадь занимают в Мстинской впадине), участки камов и моренных равнин.

Наиболее крупные ледниковые ложбины развиты на проксимальном склоне возвышенности. Они имеют северо-западную ориентировку и возникли в результате преобразования тех участков древних долин, которые были направлены против движения ледника. Нижняя часть их была заполнена осадками, а верхняя спрямлена и расширена. Такие трогообразные ложбины обычно используются современными реками — Ретешей, Тихвинкой, Воложкой, Мстой, Полометью, Явонью. В районе поселков Любытино и Шереховичи имеется разветвленная система таких ложбин, наиболее крупная из которых имеет ширину до 2—2,5 км при глубине до 80—90 м.

На Валдайской возвышенности и особенно вблизи уступа широко распространены проявления карста, представленные воронками от 5 до 20—30 м в диаметре, глубиной от 2—3 до 8 м. Реже встречаются карстово-эрозионные ложбины, суходолы с уходящими под землю реками (Понеретка, Рагуша, Суглица, Куйсара). К числу карстовых озер, значительно изменяющих свой уровень, относятся Боровно, Городно, Ямное, Пирос, Шерегодра.

Дистальная (внешняя) зона валдайского оледенения в пределы описываемой территории заходит лишь частично. Она представлена прерывистой полосой зандров, примыкающей к основной краевой зоне. Граница зандрового и моренного рельефа является весьма неровной и нередко нечеткой. Наличие зандров обусловлено общим наклоном подстилающего рельефа от основной зоны краевых образований. Мощность четвертичных отложений здесь уменьшается до 20—30 м.

Абсолютные отметки рельефа снижаются в восточном направлении от 180 до 120 м. Поверхность зандров волнистая, более контрастная вблизи контакта с краевыми образованиями. Местами зандры превеяны.

Кроме зандров во внешней зоне встречаются отдельные конечно-моренные гряды и участки холмисто-моренного рельефа, образованные во время едровской и бологовской стадий оледенения. Наиболее значительны они в районе поселков Удомля и Пестово (Лесная Гряда), а также на правобережье Западной Двины (Торопецкие гряды), где вершины холмов достигают абсолютных отметок 200 м и более. Часто острова холмисто-моренного рельефа «тонут» среди зандров. Рельеф характеризуется сглаженными, плавными очертаниями, что объясняется последующим размытием водами, стекавшими с края ледника вепсовской стадии. Значительные площади на севере заняты волнистыми моренными равнинами. На востоке региона в Молого-Шекснинской (западная окраина) и Среднемоложской низинах зандры постепенно переходят в озерно-ледниковые равнины, которые в наиболее пониженных участках междуречий Мологи, Чагодоши и Кобожи, в свою очередь, сменяются однообразными песчаными озерно-аллювиальными равнинами полесского типа.

В пределах дистальной зоны встречаются флювиогляциальные ложбины, отличающиеся от ледниковых ложбин большей протяженностью, извилистостью, меньшей глубиной и шириной. Широкое развитие получили крупные водораздельные торфяники. Развит карст. Для области характерны крупные озера неправильных очертаний (озера Меглино, Великое).

Речные долины области распространения последнего оледенения молоды и не разработаны. Сказанное относится и к долине наиболее крупной реки Волхов, который представляет собой протоку между Ильменским и Ладожским озерами. Долины таких значительных рек, как Мста, Ловать, Великая, Луга, Плюсса, пересекают несколько геоморфологических районов и часто состоят из разновозрастных участков, характеризующихся различной морфологией. Заложение речной сети определялось общим уклоном поверхности к северу и северо-западу, который значительно увеличился во время деградации валдайского оледенения за счет возникновения главного конечно-моренного пояса. Первоначально этот уклон был использован талыми водами, выработавшими ложбины стока, к которым нередко приурочены участки современных рек. Формирование долин и высоких террас было связано с историей развития приледниковых водоемов. Так, комплексы высоких (второй, третьей) надпойменных террас в крупных речных долинах хорошо увязываются между собой, что объясняется существованием единого озера, занимавшего Псковско-Чудскую, Шелонскую и Ильменскую депрессии. Набор и высота более низких террас является индивидуальным, что связано с распадением единого водоема на ряд более мелких, имевших различные уровни. Образование первой надпойменной террасы и поймы регулировалось колебанием уровней Балтики и реликтовых озер — Ладожского, Ильменского и Псковско-Чудского.

Исчезновение такого мощного рельефообразующего фактора, каким являлся ледник и его талые воды, сделало более заметным влияние геологического строения на рельеф. Сказанное относится в первую очередь к гидрографической сети, развитой в пределах равнин с малой мощностью четвертичных отложений. В различных частях территории рисунок гидрографической сети в общих чертах совпадает с простиранием тех или иных горизонтов дочетвертичных пород, наличием перпендикулярных систем трещин или разломов в кристаллическом фундаменте (бассейн среднего течения рек Луга и Плюсса). Общая протяженность систем прямолинейных участков рек и долин достигает иногда сотен километров (Волхов — Перехода — Северка — Шелонь — Уда). Новейшие (в том числе и изостатические) движения сказались на характере береговой линии Великих европейских озер. Так, северное побережье Ильменя и южный берег Псковского озера имеют трансгрес-

сивный облик [26, 28, 35], что подтверждается и геологическими данными (дно Псковского озера сложено наземным торфом суббореального возраста). Широко известны следы ладожской трансгрессии [28, 48], развитой на севере района.

Современный рельеф представляет собой результат длительной геологической истории, в течение которой могут быть выделены следующие этапы рельефообразования: мезозойско-раннекайнозойский (возникновение структурно-денудационного куэстового рельефа); среднелищенский (образование глубоких и узких «древних» долин, связанных с быстрым падением базиса эрозии); плейстоценовый (ледниковая аккумуляция в раннем и среднем плейстоцене и ледниковая аккумуляция во время московского и валдайского оледенений; этот этап был наиболее результативен и фактически привел к образованию наблюдаемого рельефа); голоценовый (эрозионное освоение территории, образование торфяников, морских и озерных террас, склоновые и эоловые процессы, возникновение карстовых форм рельефа).

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория входит в состав северо-западной части Среднерусского артезианского бассейна. Согласно принципам структурно-гидрогеологического районирования И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина [38] границы этого бассейна определены Б. Н. Архангельским и примерно совпадают с границами Московской синеклизы [6].

Среднерусский артезианский бассейн делится на два артезианских бассейна второго порядка [45], совпадающие с гидрографическими бассейнами: Ленинградский — на южном склоне Балтийского щита со стоком в Балтийское море и Московский — со стоком в гидрографическую сеть Верхней Волги. Граница их водораздела проводится по Вепсовской и Валдайской возвышенностям. Водосборные площади подземного и поверхностного стока практически совпадают.

Территория в целом изучена достаточно хорошо, но неравномерно; она почти на две трети покрыта геолого-гидрогеологической съемкой масштаба 1 : 200 000, проведенной в 1957—1982 гг., на остальной части территории геологической съемкой масштаба 1 : 200 000. Кроме того, вокруг Ленинграда и других крупных промышленных городов и сельскохозяйственных объектов в эти же годы были проведены комплексные инженерно-геологические и гидрогеологические съемки масштаба 1 : 50 000 и крупнее для целей строительства и мелиорации земель, сопровождавшиеся составлением карт общего и специального назначения. На отдельных участках проведены детальные работы по разведке подземных питьевых и минеральных лечебных вод. В 1983 г. Государственная комиссия по запасам СССР (ГКЗ СССР) утверждены региональные эксплуатационные запасы подземных вод Ленинградского артезианского бассейна (В. В. Селадына, Л. И. Гохберг и др., 1982 г.). Для Прибалтийского и Московского артезианских бассейнов эти запасы утверждены ГКЗ СССР в 1978 г. (В. И. Иодказис, А. П. Зузявичус и др., 1977 г.; В. С. Плотников, 1977 г.).

Систематическое изучение режима подземных вод в регионе осуществляется гидрорежимными партиями ПГО «Севзапгеология» и «Центргеология», а также Управлений геологии Эстонской и Латвийской ССР. Распределение наблюдательных точек по площади неравномерное: наибольшая их плотность на Ижорском плато, в зоне Балтийско-Ладожского уступа, в сланцевом горно-промышленном районе Северо-Восточной Эстонии и Ленинградской области и в районе г. Калинин. Наблюдательные скважины имеются на действующих водозаборах, в зоне их влияния, и на участках с естественным, ненарушенным эксплуатацией, режимом подземных вод.

Значительная часть территории представляет собой залесенную и заболоченную волнистую равнину с характерным моренным ландшафтом, с абсолютными высотами поверхности до 350 м, чаще 50—100 м. Западная и северо-западная части территории заняты Прибалтийской низменностью, восточная — Валдайской возвышенностью с максимальной

ными для данной территории высотами. Кроме этих основных орографических элементов на описываемой территории расположен ряд более мелких гряд среди равнинного пространства: Латгальская, Хаанья, Судомская, Бежаницкая возвышенности. Понижения в рельефе заняты Финским заливом, Ладожским озером, служащими базисом эрозий северной, западной и центральной частей территории. Базисом эрозии юго-восточной части территории является глубоко врезанная долина р. Волги. Значительными понижениями на территории также являются Приильменская низина с оз. Ильмень (абсолютная отметка 17 м) и Псковско-Чудская низменность с одноименными озерами (абсолютная отметка 30 м). Некоторые реки имеют погребенные древние долины, являющиеся крупными коллекторами подземных вод. В области неглубокого залегания карбонатных пород на Ордовикском и Карбоновом плато широко развит карст. Средняя заболоченность территории 10 %. Климат умеренно-континентальный с чертами морского в западной части. Вся территория входит в зону избыточного увлажнения, что при положительных среднегодовых температурах воздуха (3,7—4,7 °C) создает благоприятные условия для продолжительного инфильтрационного питания подземных вод. Средний модуль естественных ресурсов подземных вод зоны активного водообмена составляет 1—3 (л/с) км².

Геологическая история Московской синеклизы и ее современное строение определяют основные особенности существующих здесь гидрогеологических условий. В осадочном чехле дочетвертичных образований выделяются два структурно-гидрогеологических яруса: нижний, включающий рифейский и вендский водоносные комплексы с порово-трещинно-пластовыми водами, и верхний, представленный чередованием терригенных и карбонатных водоносных комплексов от нижнекембрийского до мелового с разными типами скоплений вод — порово-пластовыми, трещинно-пластовыми и карстовыми. Гидрогеологические ярусы разделены региональным водоупором, представленным мощной толщей глин котлинского горизонта. Нижний ярус гидравлически связан с трещинно-жильными водами кристаллических пород фундамента. Оба гидрогеологических яруса имеют связь с поверхностью артезианского бассейна благодаря моноклинальному залеганию пород. Современная поверхность фундамента осложнена двумя глубокими прогибами — Оршанским и Крестецким, выполненными наиболее древними осадочными и эффузивно-осадочными образованиями рифея.

В соответствии с геологическим строением и гидродинамическими условиями территории в гидрологическом разрезе в стратиграфической последовательности снизу вверх выделены 23 водоносных горизонта и комплекса, которые характеризуются скоплениями подземных вод одинакового типа, и разделяющие их водоупорные горизонты:

архейско-нижнепротерозойский водоносный комплекс с трещинно-жильными водами в изверженных и метаморфических породах (AR—PR₁);

рифейский водоносный комплекс с трещинно-пластовыми водами в терригенных и вулканогенных породах (R);

вендский водоносный комплекс с порово-трещинно-пластовыми водами в песчаниках и конгломератах с прослоями глинистых и вулканомиктовых пород (V₁, V_{2rd}, V_{2kt});

котлинский водоупор, представленный толщей глин, V_{2kt};

нижнекембрийский (ломоносовский) водоносный горизонт с порово-трещинно-пластовыми водами в песках и песчаниках (E_{1lm});

сиверский (лонтоваский) водоупор, представленный толщей глин (E_{1sv});

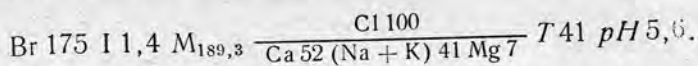
кембро-ордовикский водоносный горизонт с порово-трещинно-пластовыми водами в песках и песчаниках (E_{1lk+ts}, E₂₊₃, O_{1pk});

ордовикско-силурийский водоносный комплекс с трещинно-карстово-пластовыми водами в карбонатных отложениях (O_1 , O_2 , O , S_1);
 ниже-среднедевонский водоносный горизонт с порово-пластовыми водами в песчаных породах (D_{1tl} , $D_{2r\check{z}}$, D_{2pr});
 наровский водоносный горизонт с трещинно-пластовыми водами в доломитах и других карбонатных породах (D_{2nr});
 старооскольско-швентойский водоносный комплекс с порово-трещинно-пластовыми водами в песках и песчаниках (D_{2ar} , D_{2br} , $D_{3\check{s}v}$);
 саргаевско-даугавский водоносный комплекс с трещинно-пластовыми водами в известняках и доломитах (D_{2sr} , D_{3dg});
 снежско-данковский водоносный комплекс с трещинно-пластовыми и порово-пластовыми водами в карбонатных, чередующихся с терригенными, породах ($D_{3s\check{z}}$, D_{3pr} , D_{3sl} , D_{3tv} , D_{3zd} , D_{3el} , D_{3lb} , D_{3dn});
 лихвинско-михайловский водоносный комплекс с трещинно-пластовыми и порово-пластовыми водами в карбонатных, чередующихся с терригенными, породах (C_{1ln} , C_{1bb} , C_{1tl} , C_{1al} , C_{1mh});
 веневско-протвинский водоносный комплекс с трещинно- и карстово-пластовыми водами в известняках и доломитах (C_{1vn} , C_{1tr} , C_{1st} , C_{1pr});
 верейский водоупор, представленный толщей глин (C_{2vr});
 каширско-мячковский водоносный комплекс с трещинно-карстово-пластовыми водами в известняках и доломитах ($C_{2k\check{s}}$, C_{2pd} , $C_{2m\check{c}}$);
 касимовский водоносный горизонт с трещинно-карстово-пластовыми водами в доломитах и других карбонатных породах (C_{3kr} , C_{3hm} , C_{3dr});
 клязьминский водоносный горизонт с трещинно-карстово-пластовыми водами в доломитах и других карбонатных породах (C_{3kl});
 горизонт спорадического обводнения в песчано-глинистой толще нижнетатарского яруса верхней перми (P_{2t_1});
 горизонт спорадического обводнения в песчано-глинистых отложениях средней-верхней юры ($J_{2-3bt-k}$, J_{3k} , J_{3o});
 нижнемеловой водоносный горизонт с порово-пластовыми водами в песчаных породах (K_{1a});
 водоносный комплекс порово-пластовых вод в песчано-глинистых отложениях четвертичного возраста.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Архейско-нижнепротерозойский водоносный комплекс (AR—PR₁). Водоносность кристаллического фундамента на рассматриваемой территории почти не изучена. Подземные воды приурочены к трещинам в кристаллических породах и к их выветрелой верхней части, развитой локально. Трещиноватость пород неравномерная. Различаются трещины выветривания, образующие кору выветривания, и тектонические, характер которых зависит от тектонической активности региона в целом, ведущей к образованию разрывных нарушений. Мощность коры выветривания изменяется от 1—2 м до нескольких десятков метров. Водовмещающие породы представлены гнейсами, гранитами, мигматитами и кристаллическими сланцами, реже габбро и габбро-поритами. Скопления подземных вод трещинного и трещинно-жильного типа ввиду отсутствия разделяющего водоупора образуют единый водоносный комплекс с вендским и рифейским водоносными комплексами. К тектоническим зонам приурочена повышенная трещиноватость, ведущая к накоплению трещинно-жильных вод в породах фундамента. В целом породы классифицируются как локально обводненные. Водобильность низкая, удельный дебит скважин измеряется тысячными долями литра в секунду. Трещинные воды напорные, статистический уро-

вень при неглубоком залегании фундамента располагается близко к поверхности, в понижениях рельефа наблюдается самоизлив — в Северной Эстонии уровень воды в скважинах устанавливается на метр выше поверхности земли. Химический состав и степень минерализации подземных вод близки к соответствующим характеристикам вышележащих водоносных комплексов осадочной толщи. В зоне неглубокого залегания воды хлоридные натриевые с минерализацией 1—3 г/кг (Северо-Восточная Эстония). В юго-восточном направлении с погружением фундамента растет величина напора и степень минерализации трещинно-жильных вод. В г. Гатчина в скважине уровень воды установился на абсолютной отметке +90 м при глубине залегания пород фундамента — 428 м; воды хлоридные натриевые с минерализацией 11,5 г/кг. В скв. Пыльва опробованы трещинные воды гнейсов, вскрытые в интервале 550—610 м. Статический уровень — 58,4 (абсолютная отметка), дебит — 0,05 л/с при понижении уровня воды на 48,5 м; минерализация хлоридных натриевых вод — 15,6 г/кг. В г. Старая Русса наблюдалось фонтанирование с глубины 964 м с дебитом 0,7 л/с; минерализация вскрытых рассолов — 69,7 г/кг. В Бологоевской скважине опробованы совместно воды кристаллических пород и песчаников рифея в интервале 2799—2851 м, здесь минерализация рассолов достигла 189,3 г/кг, содержание брома 175 мг/кг и йода — 1,4 мг/кг. Рассолы на этой глубине становятся хлоридными натриево-кальциевыми, выражаемые формулой химического состава:



Температура трещинных вод в местах неглубокого залегания фундамента 15—20 °С, с глубиной она растет и достигает 30 °С в городах Старая Русса и Максатиха, 41 — в Бологое и 60 °С — в г. Валдай. На карте подземных вод дана граница гидротермических поясов с максимальной температурой подземных вод по поверхности кристаллического фундамента. Сведений о растворенных газах в водах пород фундамента нет, имеются только данные по Смоленской скважине: состав газа преимущественно азотный (%): N₂ — 71,5, содержание безаргонного азота составляет 59 % от всего азота, CH₄ — 2,6; CO₂ — 1,9). В скважинах Хилово и Череха при совместном опробовании вод вендских песчаников и трещинных вод гранитов в составе растворенного газа определен углекислый газ в количестве 37,4—47,4 %, наличие которого можно объяснить тектонической активизацией в рассматриваемом районе. Практического значения трещинно-жильные воды фундамента в описываемом районе не имеют.

Рифейский водоносный комплекс (R) распространен в грабенообразных впадинах кристаллического фундамента — Оршанском, Крестцовском и Пашском. Водовмещающие породы — плотно сцементированные песчаники, гравелиты, туфопесчаники, туфобрекчии с пластовыми телами диабазов, долеритов. Мощность комплекса в скв. Бологое — 1075 м. Вскрытая мощность рифейских пород в скважинах Торопец и Нелидово — 26,2 и 24,0. Трещинно-пластовые воды рифея опробованы в скв. Бологое в интервалах глубин 1768—1778, 2326—2356 и 2799—2851 м, в последнем — совместно с трещинными водами пород фундамента. Воды рифея высоконапорные, с напором 1450 м. Дебит скважины 0,23—0,25 л/с. Скважиной вскрыты крепкие хлоридные натриевые рассолы в верхнем интервале, хлоридные и кальциево-натриевые — в среднем и хлоридные натриево-кальциевые — в нижнем. Минерализация рассолов 193—217 г/кг с содержанием брома до 526 мг/кг и йода 14 мг/кг. Температура рассолов в интервале 2326—2356 м достигла 41 °С.

$$1\ 14\ \text{Br}\ 516\ M_{217,2} \frac{\text{Cl}\ 1100}{(\text{Na} + \text{K})\ 64\ \text{Ca}\ 24\ \text{Mg}\ 10} T\ 41\ pH\ 6,2.$$

Состав растворенного газа в интервале 2325—2356 м (%): N_2 —94,2; H_2 —3,4; CH_4 —0,538; углеводороды тяжелые—0,03. В интервале 2799—2851 м увеличивается содержание CH_4 до 4,96 % и тяжелых углеводородов до 2,71 %. Отсутствие аргона свидетельствует, что весь азот органического происхождения, и эти воды не имели контакта с атмосферой. Высокоминерализованные хлоридные натриево-кальциевые воды рифея больших глубин являются водами очень древними, сильно метаморфизованными процессами катионного обмена. Характерной особенностью этих рассолов является повышенное содержание йода (14 мг/кг), что нетипично для рассолов вендской песчанниковой толщи Среднерусского артезианского бассейна. Катионный состав этих вод существенно зависит от состава водовмещающих пород. Эта зона наиболее изолированная от влияния дневной поверхности. Основные гидрогеологические закономерности здесь контролируются условиями растворимости солей катионного обмена, конвекции и диффузии. Здесь, на глубине более 2500 м, начинается замещение хлоридов натрия и магния хлоридами кальция, и рассолы хлоридные кальциево-натриевые замещаются хлоридными натриево-кальциевыми. Рифейский водоносный комплекс по преобладающему азотному составу растворенного газа рассматривается Ю. В. Мухиным (1969 г.) как малоперспективный для поисков нефти и газа.

Вендский водоносный комплекс (V) объединяет водоносные слои вильчанской и волинской серий нижнего венда, редкинской свиты и котлинского горизонта валдайской серии верхнего венда. Распространен комплекс повсеместно, за исключением Локновского поднятия в западной части территории. На большей части площади он залегает на поверхности кристаллического фундамента, в пределах Оршанского и Крестецкого прогибов и Пашского грабена — на размытой поверхности рифея. В кровле водоносного комплекса повсеместно залегает мощный котлинский водоупор. Водовмещающие породы представлены песчаниками, алевролитами с прослоями алевролитов и глин, с гравелитами и грубозернистыми песчаниками в основании (10 м). Глубина залегания водоносного комплекса увеличивается от 90—100 м (Северо-Восточная Эстония, Ленинград) до 1558 м (скв. Болгое) и 1830 м (скв. Максатиха) в направлении погружения кристаллического фундамента. В юго-западной части Среднерусского артезианского бассейна комплекс залегает на глубине 850—872 м (скважина Малта, Лудза). Общая мощность водоносного комплекса изменяется от 40—70 м в северо-западных районах до 200—250 м в юго-восточных за счет присоединения нижневендских осадков. Мощность перекрывающих котлинских глин увеличивается от 41,5 (Ленинград) до 204 (Максатиха) и 238—258 м (Старица, Зубцов). В районе Локновского поднятия мощность водоупора уменьшается до 27—12 м и до полного его выклинивания. Пачки глин и аргиллитов разделяют комплекс на несколько водоносных горизонтов. В предглинтовой низменности, к югу от Ленинграда, выделяются два водоносных горизонта. Нижний, так называемый стрельнинский, залегает на глубине 270—440 м и отделяется от верхнего (гдовского) толщей глин мощностью 5—20 м. Воды порово-трещинно-пластовые, высоконапорные. Напор увеличивается с погружением комплекса от 80—130 м в северных районах до 600—800 м в центральных и до 1300—1400 м в юго-восточных районах. Статистический уровень на большей части территории устанавливается на глубине 50—70 м. На побережье Финского залива и Ладожского озера в ненарушенных эксплуатацией условиях скважины фонтанирует. В области

глубокого погружения комплекса статистический уровень устанавливается на глубине 143 м (города Пестово, Нелидово) и 152—152,5 м (города Бологое, Валдай). Область питания комплекса находится на юге в районе Белорусско-Литовского выступа за пределами рассматриваемой территории. Область дренажа — Финский залив и Ладожское озеро, в направлении к которым и движутся подземные воды с юга и юго-востока из области питания и области гидравлического воздействия. Схема пьезоизогипс, построенная разными исследователями в разные годы (М. А. Гатальский, 1954 г.; Б. Н. Архангельский, 1963 г.; А. Е. Гуревич, 1969 г.; Г. П. Якобсон, 1976 г.) показывает одно направление движения подземных вод — с юго-востока на северо-запад. Установлено повышение абсолютных отметок пьезометрической поверхности от верхних горизонтов к нижним и восходящий характер фильтрационного потока в области разгрузки. Кроме основной области дренирования на пути движения подземных вод имеются местные области разгрузки — Ильменско-Волховская впадина (абсолютная отметка 18—50 м) и Псковско-Чудско-Наровская впадина (абсолютной отметкой 10—30 м), где наблюдается самоизлив подземных вод с напором над поверхностью земли от 1,5 до 100 м. Следствием этой разгрузки является образование в районе городов Старая Русса и Сольцы минеральных источников. Здесь напорные воды по тектоническим трещинам поднимаются в выше-лежащие водоносные горизонты ордовика и девона, засоляют их и прорываются на поверхность. Водообильность комплекса пестрая, значительная в северных районах. Удельный дебит скважин Северо-Восточной Эстонии и в районе Ленинграда — 1—2 л/с, иногда — достигает 3,8 л/с. Дебит эксплуатационных скважин — 10—17 л/с. Наиболее достоверные гидрогеологические параметры получены для комплекса в районе Ленинграда и Кохтла-Ярве по данным опытно-эксплуатационных наблюдений, выполненных в 1964—1966, 1970—71 и в 1976 гг., и по результатам анализа длительной эксплуатации подземных вод групповыми водозаборами. Величина водопроводимости для Ленинграда составляет 320 м²/сут., для г. Кохтла-Ярве — 300 м²/сут. Коэффициент пьезопроводимости 1—2,6·10⁶ м²/сут. Величина водопроводимости уменьшается с севера на юг и юго-восток до 50—5 м²/сут. В Северо-Восточной Эстонии и на западе Ленинградской области воды слабо-минерализованные. Западнее линии Тарту-Йыхви воды комплекса пресные (до 1 г/кг), в восточном и южном направлении минерализация постепенно увеличивается, так в Ленинграде она составляет 2—5 г/кг. С погружением комплекса на юго-восток и юг появляются соленые воды (в г. Гатчина — 7,8 г/кг, пос. Роппа — 11,6 г/кг, пос. Мехикорма — 13,5 г/кг, а от района г. Луга распространены рассолы (36,1 г/кг). На глубине более 1000 м появляются крепкие рассолы с минерализацией до 209—217 г/кг (города Старица, Зубцов). В Юго-Восточной Латвии, по данным В. Я. Карпицкого и др. (1978 г.), в вендских песчаниках вскрыты рассолы с минерализацией 99,8—106,6 г/кг (города Малта, Шкяуне). По химическому составу пресные воды венда гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные, реже хлоридные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые. Соленые воды и рассолы — хлоридные натриевые с высоким содержанием брома, которое закономерно увеличивается от 5—15 мг/кг в слабосоленых до 25—60 мг/кг в соленых и до 470—534—873 мг/кг в рассолах (города Пестово, Торопец, Бологое). Максимальное содержание брома в рассолах приурочено к наиболее погруженной части водоносного комплекса (Оршанский и Крестецкий прогибы). Содержание йода не превышает 2 мг/кг. Растворенные в воде газы азотные с повышенным содержанием гелия характеризуются незначительной упругостью. В глубоких скважинах в городах Порхов и Валдай эти газы в 2—3 раза обогащены биогенным азотом и почти не содержат углеводородов. В скв. Бологое отсутствует аргон, содержание

углеводорода повышается до 1,09 %; тяжелых углеводородов — 0,775 %. Это свидетельствует об отсутствии связи подземных вод с поверхностью. Азот биогенного происхождения содержится в количестве 89,28 %. Состав газа по другим скважинам (%): N_2 + редкие — 77,2—100, H_2S + CO_2 — 1,4—4,1, CH_4 — 0,01. В районе Ленинграда отмечено высокое содержание CH_4 от 8—18,8 до 55,6 % (Ю. В. Мухин, 1964 г.), что объясняется поступлением метана из четвертичных отложений, содержащих горючий газ. В скважинах Череха, Хилово и Лудза в составе растворенного газа содержится углекислый газ (до 47,4 % на глубине 700—900 м). Температура подземных вод в Северо-Восточной Эстонии и Ленинграде 10—12 °С, в 10 км к югу от Ленинграда она повышается до 18 °С, в г. Луга — 22 °С, в г. Порхов — 30 °С, в г. Валдай — 41 °С. Зона максимальных температур приурочена к глубоким прогибам в кристаллическом фундаменте. Напорные воды вендских песчаников имеют большое практическое значение на значительной площади распространения. В результате усиленной эксплуатации режим этого комплекса нарушен в районе городов Ленинград, Кохтла-Ярве и окружающей местности. Эксплуатация пресных вод для хозяйственно-питьевых нужд, соленых вод для технических целей в Ленинграде привели к созданию обширной пьезометрической депрессии. К 1983 г. снижение пьезометрической поверхности наблюдается на площади 20 тыс. км² и прослеживается на расстоянии 120 км с запада на восток и 60—80 км с севера на юг. На западе она сливается с депрессией, образованной на территории ЭССР радиусом более 50 км с запада на восток и до 25 км с севера на юг. Общее снижение уровня от первоначального до среднего в 1982 г. на большей части площади составило 59,3—72,5 км. Минеральные воды могут использоваться для бальнеологических целей как лечебно-столовые, лечебно-питьевые и лечебные для наружного применения. В некоторых пунктах (Сестрорецк, Петродворец, Нарва-Йыэсу) они уже применяются, в других (Луга, Череха, Хилово, Вярска III) скважины также пробурены, планируется ввести в эксплуатацию в текущей пятилетке. Глубокозалегающие горизонты вендских отложений могут быть использованы и для захоронения плохо очищаемых промышленных стоков. Изменение напоров в гдовском горизонте обусловлено только воздействием эксплуатации этого горизонта в Ленинграде. Северо-Западная гидрогеологическая партия ПГО «Севзапгеология» и гидрорежимная партия Управления геологии ЭССР проводят стационарные наблюдения за режимом эксплуатации с целью охраны этого горизонта от истощения и загрязнения, а также рационального использования подземных вод.

Нижнекембрийский (ломоносовский) водоносный горизонт (E_{1lm}) приурочен, в основном, к одноименной свите нижнего кембрия; на территории ЭССР — к нижней части разреза лонтоваской свиты и к верхней части котлинского горизонта (воронковская свита). Под маломощным покровом четвертичных отложений он прослеживается узкой полосой вдоль южного побережья Финского залива на глубине 1,3—14 м. Под акваторию Финского залива выходит на территорию ЭССР и здесь выклинивается. На остальной части территории он перекрыт лонтоваскими водоупорными глинами, мощность которых увеличивается от 2—10 м на севере (побережье Финского залива) до 60—80 м — на юге и 120—130 м — на востоке. Глубина залегания водоносного горизонта увеличивается до 225 м — в г. Сланцы и 300 м — в пос. Столбово. Мощность горизонта увеличивается от 4,6—12,6 м на побережье Финского залива до 35—43 м в г. Сланцы и 50—65 м в г. Кингисепп. На Локновском выступе мощность горизонта уменьшается до 6 м (пос. Петсери) и до полного его выклинивания к западу от этого пункта. В пределах Юго-Восточной Латвии горизонт залегает на

глубине 614—778 м (скважины Малта, Шкяуне) и его мощность здесь составляет 45—71 м. В зоне наибольшего погружения (Валдай, Пестово, Максатиха) глубина залегания горизонта достигает 1400—1500 м, мощность 20—30 м. В юго-восточной части территории (Нелидово, Зубцов, Старица) горизонт выклинивается. В подошве горизонта повсеместно залегают водоупорные котлинские глины. Горизонт сложен мелко- и среднезернистыми песчаниками, переслаивающимися с тонкими прослоями алевролитов и глин. Эффективная мощность горизонта уменьшается к востоку и югу за счет увеличения глинистости осадков. Воды напорные, напор возрастает от побережья Финского залива к югу — от 60—70 (пос. Котлы) до 450—530 м (г. Петсери). В центральной части и на востоке территории листа напор увеличивается до 870—1250 м (Крестцы, Пестово, Валдай, Кувшиново). Пьезометрическая поверхность снижается на север и северо-запад к Финскому заливу (рис. 29): Первоначальные уровни подземных вод горизонта устанавливались на глубине от 5,5 м (г. Кингисепп) до 21 м (г. Сланцы) и 54 м (пос. Котлы). Глубина залегания уровня увеличивается к югу и юго-востоку от 26—36 м (скважины Лудза, Диговоша) до 60—146 м (скважины Пестово, Шалахово) и 182 м (скв. Кувшиново). В пределах Чудской, Псковской и Волховско-Ильменской впадин скважины фонтанируют. Водообильность ломоносовского горизонта пестрая, преимущественно незначительная. Удельный дебит скважин в северных районах 0,8—4,0 л/с, в среднем составляет 1,5 л/с. Эксплуатационный дебит в районе Кохтла-Ярве — 5—6 л/с, по отдельным скважинам до 10 л/с. К югу и востоку удельный дебит резко снижается и составляет десятки доли литра в секунду (Кингисепп, Котлы). Преобладающий удельный дебит в восточных районах 0,2—0,4 л/с. Максимальная водопроницаемость 100—140 м²/сут характерна для северо-западных районов, в центральной части территории она снижается до 5—10 м²/сут и менее. Коэффициент пьезопроводимости для городов Сланцы, Кингисепп, Кохтла-Ярве — $5 \cdot 10^5$ — $2 \cdot 10^6$ м²/сут. В северо-западной части территории до линии пос. Стрельна — г. Сланцы горизонт содержит пресные воды гидрокарбонатного и хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава с минерализацией 0,1—0,6 г/кг. Здесь горизонт усиленно эксплуатируется. К югу и востоку повышается общая минерализация подземных вод и изменяется их химический состав. Хлоридные натриевые воды с минерализацией 1,2—2,5 г/кг встречаются к югу от Ленинграда — в пос. Ново-Паново, Александровка, Глинка. В районе г. Колпино минерализация вод достигает 3,5 г/кг, в городах Печоры и Петсери — 9,8—13,5 г/кг, а к востоку от оз. Ильмень, в деревнях Тютюцы и Подберезье — 21,1 г/кг. Далее к юго-востоку соленые воды сменяются рассолами, минерализация которых на глубине более 600—800 м достигает 85—110 г/кг (скважины Шалахово, Невская, Диговоша), а на глубине более 1100—1400 м появляются крепкие рассолы с минерализацией 137—184 г/кг (скважины Кувшиново, Пестово). Содержание брома увеличивается с глубиной и с ростом минерализации подземных вод от 30—38,5 мг/кг (при минерализации 9,8—13,5 г/кг) до 115—140 мг/кг при минерализации 46—80 г/кг. В глубоком прогибе Московской синеклизы, в Крестецкой и Пестовской скважинах, рассолы ломоносовского горизонта имеют промышленные концентрации брома — 257,6 и 442 мг/кг, содержание йода не превышает 2 мг/кг. Состав растворенного газа (%): N₂ — 87,8—92,5; CH₄ — 0,9; CO₂ — 0,8—3,1. В скв. Бологое в крепких рассолах (148,7 г/кг) на глубине 1330—1335 м состав газа (%): N₂ — 78,93; O₂ — 18,16; H₂ — 0,21; He — 0,123; CH₄ — 0,144; тяжелые углеводороды — 2,8; Ar отсутствует; по-видимому, азот органического происхождения. Температура подземных вод при неглубоком залегании (15 м) зависит от климатических факторов и изменяется от 6,1 до 7,6 °С (среднегодовая температура — 6,6 °С). На глубине 28 м



Рис. 29. Схема гидроизогипс и пьезоизогипс каширско-мячковского, лихвинско-михайловского, саргаевско-даугавского, ордовикского и нижнекембрийского водоносных комплексов.

1—5 — гидроизогипсы и пьезоизогипсы водоносных комплексов: 1 — каширско-мячковского с трещинно-карстово-пластовыми водами в известняках и доломитах, 2 — лихвинско-михайловского с трещинно-пластовыми и порово-пластовыми водами в карбонатных породах чередующихся с терригенными, 3 — саргаевско-даугавского с трещинно-пластовыми водами в известняках и доломитах, 4 — ордовикско-силурийского с трещинно-карстово-пластовыми водами в песчаных породах, 5 — нижнекембрийского с порово-трещинно-пластовыми водами в песках и песчаниках; 6 — границы распространения водоносных комплексов; 7 — изолинии среднеголетних модулей подземного стока, (л/с) км².

среднегодовая температура — 8,2 °С. С погружением горизонта на глубину 650—830 м (Порхов, Лудза) температура воды возрастает до 20—21 °С. В скв. Бологое на глубине 1330 м температура пластовых вод достигает 24 °С. В районе скв. Пестово на глубине 1400 м в соответствии с общей геотермической зональностью она возрастет до 40—45 °С. Водоносный горизонт усиленно эксплуатируется в Северо-Восточной Эстонии, в Кингисеппском и Сланцевском промышленных районах. В результате этого здесь образовалась региональная пьезометрическая депрессия, площадь которой в западной части Ленинградской области достигла 6 тыс. км². Общее понижение уровня от первоначального составило в Кингисеппском районе 35,2 м и в Сланцевском 58,8 м.

Центр депрессионной воронки в Эстонии находится в г. Силламяэ, где первоначальный уровень воды понижен на 40 м, а в Кохтла-Ярве — на 36 м. Минеральные хлоридные воды с содержанием брома более 25 мг/кг, минерализацией более 10—30 г/кг и температурой более 20 °C могут использоваться как лечебные в пос. Череха, городах Лудза, Порхов, Новгород и к югу и юго-востоку от этих пунктов. Промышленные бромные рассолы в глубоководной части артезианского бассейна (скважины Диговоша, Бологое, Пестово) могут быть использованы для извлечения из них брома. Ломоносовский горизонт является основным источником водоснабжения Северо-Восточной Эстонии и западной части Ленинградской области. В связи с этим необходимо осуществлять мероприятия по регулированию эксплуатации подземных вод, для чего целесообразно переводить некоторые населенные пункты (Нарва, Ивангород) на использование поверхностных вод р. Нарва.

Кембрий-ордовикский водоносный горизонт ($E_{1lk} + ts, E_{2+3}, O_{1pk}$) приурочен к разновозрастным песчано-глинистым породам нижнего, среднего и верхнего кембрия и к тосненской свите пакерортского горизонта нижнего ордовика. Под четвертичными отложениями горизонт залегает на глубине 1—10 м в пределах узкой (2—10 км) полосы Ордовикского глинта. К югу и юго-востоку от этой полосы горизонт погружается под карбонатную толщу ордовика и девона на глубину более 400 м (район г. Старая Русса). В пределах Оршанской и Крестецкой впадин глубина залегания горизонта достигает 1000 м и более (скважины Валдай, Кувшиново, Пестово). Горизонт выклинивается на Локновском поднятии и на юго-востоке, в Калининской области. Водоупорной кровлей горизонта служат диктионемовые сланцы пакерортского и алевролиты леэцкого горизонтов мощностью 0,5—3 м, реже 4,5—5,0 м, представляющие собой локальный относительный водоупор. В Эстонии и Латвии в кровле горизонта залегает мощный ордовикско-силурийский водоупор. Подошвой горизонта повсеместно служит толща лонтоваских синих глин, являющаяся региональным водоупором, мощностью от 110—130 в зоне Ордовикского глинта до 160 м в юго-восточной части территории (Пестово). Мощность водоносного горизонта изменяется от 2—5 м в области глинта до 45—60 м в центральной части территории, а в районе Пестово, Бологое она достигает 140—180 м. Водовмещающие породы представлены песками и слабоцементированными песчаниками тонко- и мелкозернистыми с маломощными прослоями глин и алевролитов. Глинистость в разрезе увеличивается к востоку и юго-востоку. Воды горизонта, в основном, напорные и высоконапорные; безнапорные и слабонапорные наблюдаются лишь в пределах приглытовой полосы. К югу и востоку от глинта напор увеличивается до 300—400 м, а в Юго-Восточной Латвии — до 650 м. На юго-востоке территории, в области прогиба фундамента напор достигает 900—1000 м и более (скважины Валдай, Кувшиново, Пестово, Бологое). Уровень подземных вод устанавливается на глубине от 0,7—2,7 до 21—25 м и до 50—60 м на возвышенности Пандивере. В долинах рек Волхов, Луга, а также в Приильменской, Псковско-Чудской впадинах и Волховской низине пьезометрический уровень устанавливается на 1,2—60,0 м выше поверхности земли. Пьезометрическая поверхность снижается на северо-западе. На Ижорской возвышенности в Ленинградской области, и Пандиверской в ЭССР, в основной области питания горизонта, наблюдается самое высокое положение пьезометрической поверхности (70—120 м — рис. 30). Питание осуществляется путем протекания вод из вышележащего ордовикского водоносного комплекса. В пределах узкой полосы вдоль глинта питание происходит путем инфильтрации атмосферных осадков через четвертичные отложения. Вблизи основных рек и озер абсолютные высоты пьезометрической по-

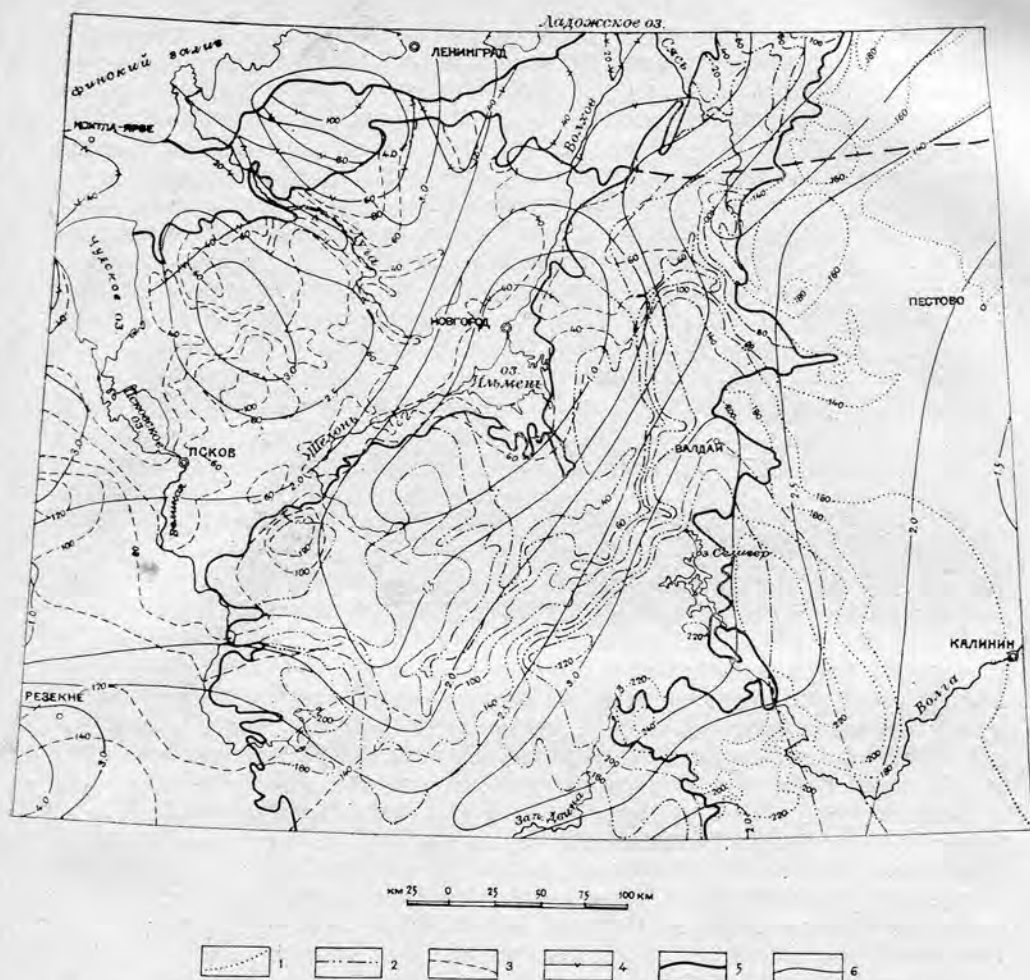
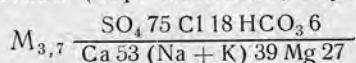


Рис. 30. Схема гидроизогипс и пьезоизогипс веневско-протвинского, снежско-данковского, старооскольско-швентойского и кембро-ордовикского водоносных комплексов.

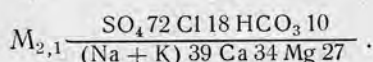
1—4 — гидроизогипсы и пьезоизогипсы водоносных комплексов: 1 — веневско-протвинского с трещинно-карстово-пластовыми водами в известняках и доломитах, 2 — снежско-данковского с трещинно-пластовыми и порово-пластовыми водами в карбонатных чередующихся с терригенными, породах, 3 — старооскольско-швентойского с порово-трещинно-пластовыми водами в песках и песчаниках, 4 — кембро-ордовикского с порово-трещинно-пластовыми водами в песках и песчаниках; 5 — границы распространения водоносных комплексов; 6 — изолинии среднегоголетних модулей подземного стока, (л/с) км².

верхности снижаются до 20—40. Глинт и речные долины являются основными областями естественной разгрузки горизонта — здесь наблюдаются нисходящие, реже восходящие, родники с дебитом от 0,06 до 4 л/с. В пределах Грузинской котловины в долине р. Волхов происходит перетекание вод горизонта в вышележащий ордовикский водоносный комплекс. Искусственная разгрузка вод горизонта происходит путем шахтного водоотлива в районе г. Сланцы. Водообильность невысокая, но стабильная. Удельный дебит скважин в Эстонии изменяется от 0,05 до 1,5 л/с, в среднем составляет 0,3—0,5 л/с, коэффициент фильтрации 0,4—5,0 м/сут., чаще 1,0—1,5 м/сут.; водопроводимость 25—80 м²/сут., коэффициент пьезопроводимости $1 \cdot 10^4$ — $1 \cdot 10^6$ м²/сут. Фильтрационные свойства пород горизонта изучались на Кингисеппском месторождении фосфоритов, на Ленинградском месторождении горючих

сланцев, а также в районе г. Тосно при детальной разведке подземных вод. Удельный дебит скважин изменяется от 0,23 до 2,9 л/с, в среднем составлял 0,7—1,0 л/с; средний коэффициент фильтрации — 3 м/сут., коэффициент пьезопроводности — $1-2 \cdot 10^6$ м²/сут. Водопроницаемость изменялась от 36 до 378 м²/сут. На большей части площади распространения водопроницаемость горизонта — 100—200 м²/сут. В зоне глинта и на Ордовикском плато развиты пресные гидрокарбонатные кальциевые воды. С погружением пород на юго-востоке появляются хлоридные натриевые воды, сначала солоноватые и соленые, а в районе Крестцов, Валдая, Пестово, Бологое, Кувшиново и на юго-западе территории (ЛатвССР) распространены рассолы с минерализацией 100—173 г/кг с содержанием брома до 200—670 мг/кг. В нижнем течении рек Волхов и Сясь распространены солоноватые воды (1—4 г/кг) сульфатного натриево-кальциевого состава (дер. Столбово, глубина 79,2—98,6 м)



и сульфатного магниевно-кальциево-натриевого состава (дер. Иконово, глубина 115,2—210,35 м)



В составе растворенного газа преобладает азот. Температура подземных вод в приповерхностной зоне зависит от метеорологических факторов и изменяется от 4,5 до 7 °С. С погружением горизонта к югу температура вод возрастает: в Порхове на глубине 600 м она достигает 16 °С, такую же температуру на той же глубине имеют воды в скважинах Малта и Шкяуне, несколько выше — в скв. Лудза (20 °С) на глубине 700 м и скв. Бологое (22 °С) на глубине 1170 м. Максимальные температуры (40—50 °С) подземных вод, очевидно, приурочены к наиболее погруженной части горизонтов в районе Валдая и Пестово. Как источник водоснабжения горизонт наибольшее значение имеет в приглинтовой полосе, где распространены пресные воды с минерализацией 0,1—0,9 г/кг, чаще 0,3—0,5 г/кг гидрокарбонатного магниевно-кальциевого состава. Горизонт эксплуатируется для водоснабжения городов, поселков, совхозных и колхозных ферм. В результате дренажа водозаборами и шахтным водоотливом вокруг г. Сланцы в пьезометрической поверхности горизонта образовалась обширная депрессионная воронка радиусом 25—30 км с понижением уровня воды в центре до 74 м. В перспективе планируется водопотребность частично удовлетворить за счет вод р. Плюсса. Среди пресных вод представляют интерес слаборадиоактивные воды, связанные с выщелачиванием диктионемовых сланцев пакерортского горизонта. Воды родников дер. Лопухинка содержат радон (160—200 эман), но дебит их незначителен (0,1—0,3 л/с). Температура — 6 °С. Родники у дер. Путилово с дебитом 0,1—0,3 л/с содержат в воде радон до 114 эман. Соленые хлоридные натриевые бромистые воды могут быть рекомендованы к использованию в качестве минеральных лечебных вод (города Порхов, Череха, Печоры). Минеральная вода с минерализацией 2,2 г/кг и с меньшим содержанием брома (9,6 мг/кг) используется в Эстонии (месторождение Вярска II). Она по составу близка воде «Миргородская». Вода «Вярска-II» разливается в бутылки на Тартуском пивоваренном заводе. Сульфатные натриево-кальциевые воды с минерализацией 2,7—3,7 г/кг распространены на глубине 35—100 м в районе Волховстрой — Колчаново — Столбово. Они могут быть рекомендованы для использования в качестве лечебно-столовой минеральной воды. Хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 130—170 г/кг с содержанием Br — 307—670 мг/кг (скважины Серебряники,

Пестово, Валдай, Бологое) относятся к промышленным минеральным водам и могут быть использованы с целью извлечения из них брома.

Ордовикско-силурийский водоносный комплекс (O_1 , O_2 , O_3 , S_1) приурочен к горизонтам ордовика и нижнего силура. На поверхность под четвертичные отложения он входит полосой почти широтного простирания и залегает на глубине 0,5—30,0 м. В районе Локновского поднятия и в юго-восточной части территории водоносный комплекс выклинивается. К югу и юго-востоку комплекс погружается под относительно водоупорную наровскую толщу мощностью до 50—100 м на глубину 550—650 м в районе городов Валдай, Крестцы и 1000—1100 м в районе городов Кувшиново, Пестово, Максатиха. В Латвии в кровле комплекса залегают породы нижнего девона. Водоносными породы являются только в северной приповерхностной зоне (Северо-Восточная Эстония, Ленинградская область). На остальной части площади они практически безводны. В основании комплекса залегают песчано-глинистые глауконитовые мяэкульские слои и диктионемовый глинистый битуминозный пласт мощностью от 2—5 м на Ордовикском плато до 40—50 м в юго-восточных районах территории. Мощность комплекса изменяется от 10—20 м в северной части до 270—317 м на площади глубокого залегания. В толще карбонатных пород выделяется целый ряд локальных водоносных горизонтов и слоев. Водовмещающие породы представлены доломитизированными и глинистыми известняками с прослоями горючих сланцев с подчиненными им доломитами и глинами. Вся толща известняков разбита системой трещин разного генезиса. Наиболее интенсивно трещиноватость и закарстованность проявились в приповерхностной зоне в Северной Эстонии и на Ижорском плато, где сочетание трещин различного происхождения создало благоприятные условия для развития карста двух типов — древнего, додевонского, и современного. Выявлена горизонтальная этажность закарстования (А. И. Коротков, 1967 г.). По мере погружения комплекса к юго-востоку степень трещиноватости и закарстованности водовмещающих пород уменьшается. В Прибалтике ордовикско-силурийские отложения юго-восточнее линии Тарту-Калласте рассматриваются как практически водоупорные (удельный дебит скважин — менее 0,001 л/с). В приповерхностной зоне воды безнапорные или слабонапорные, к югу и юго-востоку напор увеличивается до 700—800 м в районе городов Валдай — Кувшиново — Бологое. Глубина залегания статистического уровня изменяется от 1—5 до 20—30 м, максимальная глубина залегания уровней приурочена к возвышенностям Пандивере и Ижорской. Общее направление движения подземных вод радиальное от возвышенностей к областям разгрузки (см. рис. 1). В долинах рек Волхов, Луга, Оредеж, на побережье Чудского и Псковского озер, в Приильменской низине пьезометрический уровень устанавливается на высоте 1,0—17,5 м выше поверхности земли. В долине р. Шелонь уровень воды в отдельных скважинах устанавливался на 37 м выше поверхности земли. На фоне падения пьезометрической поверхности к северо-западу выделяются обширные области питания на Ордовикском плато и Пандиверской возвышенности с абсолютными отметками пьезометрической поверхности 100—140 м. Дренаруется комплекс Ордовикским глинтотом с образованием большого количества родников в Северной Эстонии и Ленинградской области. В центральной части территории областью разгрузки является Чудское и Псковское озера, Приильменская низина, долины многих рек. Искусственная разгрузка вод комплекса осуществляется шахтным и карьерным водоотливом на Ленинградском месторождении горючих сланцев и Кингисеппском месторождении фосфоритов. В районе г. Сланцы в результате водоотлива образовалась крупная депрессионная воронка радиусом до 25—30 км. Водообильность комплекса довольно пестрая.

Наиболее водообильные участки расположены в местах выхода комплекса на поверхность и в тектонически ослабленных зонах, отмечаемых по геофизическим данным в долинах рек Луга, Плюсса, в низовье Волхова. Неоднородность карбонатной толщи по степени трещиноватости, закарстованности и обводненности была установлена на Ленинградском месторождении горючих сланцев, где коэффициент фильтрации изменялся от 1 до 21 м/сут., и на Кингисеппском месторождении фосфоритов, где коэффициент фильтрации варьировал в пределах от 0,15 до 95 м/сут. Удельный дебит скважин здесь изменялся от 0,1 до 5,5 л/с, в среднем составил 1,1 л/с. По данным многочисленных эксплуатационных скважин удельный дебит изменяется от 0,03 до 2—13 л/с. Резкое увеличение дебита (более 10 л/с) отмечалось вблизи зон тектонических нарушений (Северная Эстония). Наиболее высокая водопроницаемость (1000—8000 м²/сут.) характерна для Ижорского плато, а в долине р. Луга и в районе Псковско-Чудской котловины она составляет 213—377 м²/сут. На остальной большей части площади распространения комплекса водопроницаемость не превышает 30—70 м²/сут. Коэффициент пьезопроводимости, определенный на участках разведки, изменялся от $2 \cdot 10^3$ м²/сут. (Танцкий водозабор) до $1 \cdot 10^7$ м²/сут. (г. Луга). В северной части территории воды комплекса пресные (0,2—0,7 г/кг) гидрокарбонатные магниевые-кальциевые или кальциевые-магниевые. На площади залегания комплекса под девонскими отложениями минерализация вод постепенно нарастает, меняется и химический состав вод. К востоку от Волховского плато, в Киришском районе, распространены сульфатные натриевые, хлоридно-сульфатные магниевые-кальциевые-натриевые и сульфатные натриево-кальциевые воды с минерализацией 1,1—4,8 г/кг на глубине от 33 до 145 м (поселки Кусино, Витка, Кириши, Бор, Крапивно, Бестологово). К югу и юго-востоку подземные воды становятся хлоридными натриевыми с минерализацией 1—8 г/кг (города Тосно, Бабино, Чудово, Печоры). В районе городов Валдай—Кувшиново—Пестово на глубине 946—1067 м распространены хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 129,8—156 г/кг с содержанием брома в промышленных концентрациях—213—427 мг/кг. Содержание йода не превышает 1,7 мг/кг. Температура подземных вод при неглубоком залегании зависит от климатических факторов и колеблется от 6 до 8 °С (поселки Столбово, Большой Бор, Малукса, Померанье, Будогощь). С погружением комплекса растет и температура—в г. Порхов—15 °С, дер. Дигово—25 °С, г. Пестово—30—35 °С, в г. Редкино—40—50 °С. Состав растворенных газов преимущественно азотный, и лишь в скв. Череха при относительно неглубоком залегании водоносного комплекса (291—391 м) состав газов углекисло-азотный (%): N₂—65,09; CO₂—32,34; CH₄—0,04; O₂—0,8; Ar—1,68; He—0,0447; H₂—0,001. Пресные воды комплекса широко используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения в ЭССР и Ленинградской области. Наиболее интенсивно воды эксплуатируются на Ижорском плато, которое является громадным естественным аккумулятором подземных вод с их выходами на поверхность в виде мощных родников (до 600 л/с и более). Водоснабжение городов Ломоносов, Большие Ижоры, Стрельна, Петродворец, Кронштадт осуществляется водопроводами от каптажей, оборудованных на крупных родниках (Вильповицких, Варваринских, Перелесинских и др.), и подпруженных озер, питаемых родниками из ордовикских отложений. Для водоснабжения Петродворца и Стрельны используются воды рек Шингарка и Стрелка, сток которых формируется родниками, выходящими на Ордовикском глинте вблизи поселков Кипень и Ропша. Широко эксплуатируются подземные воды отдельными буровыми скважинами и водозаборами из нескольких скважин. Кроме того, воды комплекса дренируются горными выработками, карьерами, и шахтами на Эстонском, Ленинградском месторождениях горючих

сланцев и на Кингисеппском месторождении фосфоритов. Силурийско-ордовикский водоносный комплекс, в основном, не защищен от поверхностного загрязнения, которое имеет площадный характер. На территории населенных пунктов, промышленных и горных предприятий происходит загрязнение подземных вод бытовыми и промышленными сточными водами. В сельской местности большую угрозу чистоте подземных вод создают навозохранилища, силосные ямы, ядохимикаты и удобрения, которыми обрабатываются пашни и поля. Малая мощность четвертичного покрова, аквальные участки, широко развитый поверхностный карст и тектонические нарушения создают благоприятные условия для проникновения загрязнителей в подземные воды. Поэтому при эксплуатации необходимо особое внимание уделять вопросам охраны и предупреждения загрязнения подземных вод. Кроме хозяйственно-питьевых целей воды комплекса представляют интерес как минеральные лечебные и промышленные. Бромистые хлоридные натриевые воды с минерализацией от 2 до 10 г/кг распространены в полосе южнее городов Печоры — Порхов — Новгород — Чудово. Сульфатные кальциевые и хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые воды с минерализацией 2—4 г/кг распространены в Волховском и Киришском районах, а в районе Пскова (дер. Череха) — хлоридно-сульфатные со смешанным катионным составом. В центральной и юго-восточной частях территории водоносный комплекс перспективен на промышленные бромные воды (Валдай, Диговища, Бологое, Кувшиново, Пестово).

Нижне-среднедевонский водоносный горизонт (D_{1tl} , D_{2vz} , D_{2pr}) приурочен к отложениям тильжеского горизонта нижнего девона, резекненского и пярнуского горизонтов среднего девона. Под четвертичными отложениями он залегает в узкой полосе (3—4 км) близширотного простираения в Восточной Эстонии и на отдельных участках в Ленинградской области. Породы его выполняют эрозионные ложбины широтного направления в додевонской поверхности — южнее Нарвского водохранилища, в верхнем течении р. Мга, восточнее пос. Шапки. Подстилают горизонт ордовикские породы. В кровле горизонта залегают практически неводоносные породы наровского горизонта. Глубина залегания кровли варьирует от 15—27 м в полосе его выхода на дочетвертичную поверхность до 400—500 м в Юго-Восточной Латвии, 750—775 м на юге (города Торопец и Нелидово) и 910—1073 м на юго-востоке (скважины Серебряники, Кувшиново, Зубцов, Старица). Мощность горизонта в полосе выхода изменяется от 1—2 до 25—30 м. С погружением слоев мощность увеличивается до 53 м (скважины Печоры, Паниковичи) и 60—79 м (скважины Нелидово, Торопец и Зубцов). На Локновском поднятии мощность горизонта уменьшается до 42—32 м. Водоремещающие породы в северной и северо-западной частях территории листа представлены мелко- и среднезернистыми слабосцементированными песчаниками и песками с подчиненными прослоями глин, алевролитов, доломитов и мергелей. В районе городов Нелидово, Торопец, Зубцов пярнуский горизонт сложен в основном монолитными карбонатными породами и образует вместе с наровскими глинисто-карбонатными породами водоупор. Водоносный горизонт опробован, в основном, в приповерхностной зоне. В долинах рек Мга, Тосно, Тигода он опробован несколькими скважинами, удельный дебит их — 0,1—0,4 л/с. В Северной Эстонии водообильность горизонта значительная, но непостоянная — удельный дебит колеблется от 0,3 до 5,2 л/с, средний — 2 л/с. Воды напорные, напор изменяется от 1 до 44 м на севере до 260—365 м на юго-западе (Выру, Краснодудово, Алуксне) и 700—900 м в восточной и юго-восточной частях территории (Серебряники, Зубцов, Торопец и Кувшиново). Глубина залегания уровня воды зависит от современного рельефа: на водораздельных пространствах уровень устанавливается на глубине 15—21 м (Шапки-Кирсиновский ка-

мовый массив), 20—35 м (возвышенности Отепя, Хаанья); в понижениях сважины фонтанируют — уровень воды устанавливается на 1—4 м выше поверхности земли (долины рек Мга, Березовка). По химическому составу на большей части Северо-Восточной Эстонии воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые или магниевые-кальциевые с минерализацией 0,2—0,6 г/кг. На локальном участке вблизи Ордовикского плато в Ленинградской области горизонт также содержит пресные гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые воды с минерализацией 0,16—0,28 г/кг. На юго-востоке Эстонии воды хлоридные с минерализацией до 1 г/кг и более; в г. Выру — сульфатно-хлоридные с минерализацией 2,0 г/кг. В Ленинградской области, в районе г. Тосно, воды имеют минерализацию 1,2 г/кг и гидрокарбонатно-хлоридный состав. Нарастание минерализации подземных вод идет с увеличением глубины залегания. В Юго-Восточной Латвии, в скв. Алуksне, на глубине 370 м она достигает 10,6 г/кг, в районе городов Малта и Шкяуне на глубине 280—390 м составляет 20—31 г/кг с содержанием брома 39,5—56,7 мг/кг. На юге и юго-востоке территории листа (скважины Серебряники, Торопец) минерализация увеличивается до 177,5 г/кг, а содержание брома возрастает до 381 мг/кг. Удельный дебит этих скважин незначителен — 0,02—0,17 л/с. Естественное восполнение запасов подземных вод путем инфильтрации атмосферных осадков и перетекания вод вышележащих горизонтов происходит в области неглубокого залегания на северо-западе территории. Поток подземных вод направлен от Белорусско-Мазурского выступа фундамента к Балтийскому морю. Воды горизонта разгружаются также в местные понижения рельефа. Используются подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения в Прибалтике в ряде населенных пунктов, маслозаводами и другими предприятиями. В Ленинградской области горизонт эксплуатируется ограниченно ввиду малой площади распространения и слабой водообильности. Минеральные воды горизонта пригодны для бальнеологических целей и как промышленные с целью извлечения брома. В Эстонии на месторождении «Вярска-I» добываются минеральные воды хлоридно-сульфатного натриево-кальциевого типа с минерализацией 4,6 г/кг. Утвержденные запасы — 1460 м³/сут. В районе г. Выру скважиной с дебитом 10 л/с при понижении уровня воды 11 м вскрыты воды с минерализацией 2,0 г/кг сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого состава, пригодные как лечебно-столовые при хроническом колите, заболеваниях печени и желчевыводящих путей.

Наровский водоносный горизонт (D_{2nr}) приурочен к одноименному горизонту среднего девона. Под четвертичными отложениями он прослеживается узкой полосой (15—25 км), протягивающейся из Северо-Восточной Эстонии вдоль северного побережья Чудского озера до р. Волхов. На остальной площади листа горизонт погружается под более молодые отложения среднего и верхнего девона. Горизонт залегает на размытой поверхности ордовика и, реже, пярнуского горизонта среднего девона. Глубина залегания кровли увеличивается с севера и юга на юго-восток от 2—3 м до 370—380 м (Алуksне, Шалахово), 453 м (Крестцы) — 757 м (Валдай) и 930—940 м (Зубцов, Кувшиново, Старица). Мощность горизонта в приповерхностной зоне изменяется от 5 до 30 м, возрастая в южном направлении до 85—130 м (Кувшиново, Крестцы). Горизонт сложен слаботрешиноватыми доломитами, переслаивающимися с мергелями и глинами, с редкими прослоями алевролитов и песчаников. На значительной части территории породы огипсованы, а в районе Нелидово и Зубцова содержат прослойки каменной соли и ангидрита. В области неглубокого залегания горизонт характеризуется умеренной водообильностью: удельный дебит скважин не превышает 0,1—0,5 л/с с возможным эксплуатационным дебитом до 3—5 л/с. В бассейне рек Тосно и Тигода удельный дебит скважин

достигает 1 л/с. С погружением под старооскольско-швентойский водоносный комплекс породы наровского горизонта становятся практически водонепроницаемыми, удельный дебит составляет тысячные, реже сотые доли литра в секунду. Повышенная водообильность в периферийной части объясняется трещиноватостью и закарстованностью пород. Воды наровских отложений имеют свободную поверхность в приповерхностной зоне со статическим уровнем от 2—4 до 15—44 м ниже поверхности земли. С погружением горизонта воды приобретают напор до 200—400 м. Пьезометрический уровень устанавливается в зависимости от рельефа на высоте до 5,25 м на глубине до 37 м. Скважины фонтанируют в Приильменской впадине. Основное питание горизонт получает в пределах площади распространения под четвертичными отложениями путем инфильтрации атмосферных осадков и за счет перетекания из смежных с ним водоносных толщ в соответствующей гидродинамической обстановке. Дренирование горизонта в зоне его неглубокого залегания осуществляется долинами рек. В зоне выхода на поверхность воды горизонта пресные с минерализацией 0,2—0,6 г/кг, преимущественно гидрокарбонатные магниевые-кальциевые. С глубиной минерализация подземных вод повышается, и состав меняется от сульфатного кальциево-натриевого до хлоридного кальциево-натриевого. В области глубокого залегания минерализация вод возрастает до 59,3 г/кг (Кувшиново) и 62,5 г/кг (Шалахово) с содержанием брома соответственно 83,7 и 110 мг/кг. В скв. Зубцов на глубине 944—977 м минерализация воды достигла 136,9 г/кг. Эксплуатация воды горизонта весьма ограничена. На большей части площади наровский горизонт является относительным водоупором, разделяющим водоносные комплексы девона и ордовика, служит переходной зоной между зонами активного и застойного водообмена, обуславливая резкое изменение гидродинамического режима и химического состава подземных вод.

Старооскольско-швентойский водоносный комплекс (D_{2ar} , D_{2br} , $D_{2\delta v}$) приурочен к арукюласскому и буртниекскому подгорizontам старооскольского горизонта среднего девона и швентойскому горизонту верхнего девона. Распространен он в Юго-Восточной Эстонии, Восточной Латвии и на значительной площади в Приильменской низменности, где водоносный комплекс залегает под четвертичными отложениями; на остальной территории перекрывается снеогорскими глинистыми породами мощностью 8—15 м, служащими относительным водоупором, отделяющим его от вышележащих водоносных горизонтов. Подстилается комплекс относительно водоупорной толщей наровских мергелей, глин и доломитов мощностью до 140—150 м. Глубина залегания кровли изменяется от 2 до 20 м в северных районах, к югу и юго-востоку она возрастает до 200 м — в погребенных долинах Восточной Эстонии, 420 м — Юго-Восточной Эстонии, 420 м — в Юго-Восточной Латвии и до 700—800 м на востоке и юго-востоке территории листа, в районе городов Пестово, Максатиха, Старица. Мощность комплекса растет от 5—10 м на севере до 200—260 м на юге и юго-востоке, чаще составляет 100—150 м. Водовмещающие породы представлены выдержанной толщей песков и слабосцементированных песчаников, переслаивающихся с глинами и алевролитами. В восточном и юго-восточном направлениях отмечается увеличение глинистости и появляются редкие прослои мергелей. Воды комплекса в пределах площади неглубокого залегания под четвертичными отложениями безнапорные и слабонапорные, величина напора 2—10 м. К югу и юго-востоку напор возрастает до 100 м и более. Статический уровень обычно залегает на глубине, не превышающей 50—60 м от поверхности земли; в долинах рек, озерных впадинах обычно устанавливается на 10—16 м выше ее поверхности (Приильменская низина, Псковско-Чудская впадина). Пьезометрическая поверхность падает к северо-западу в сторону Балтийского

моря (см. рис. 2). Наивысшее ее положение фиксируется на возвышенностях (Хаанья — 120 м, Отепя — 140 м, Видземская — 140 м, Лужская, Бежаницкая и Невельская — 120—140 м). С этих возвышенностей сток направлен к долинам рек. Крупным очагом разгрузки является Приильменная низина, где пьезоизогипсы снижаются до абсолютной отметки 25 м, здесь наблюдаются соленые восходящие источники в долинах рек Шелонь, Мшага, Равань, являющиеся следствием подтока вод по тектонически ослабленным зонам. Примером их являются минеральные воды городов Сольпы и Старая Русса. Водообильность комплекса обычно сравнительно высокая. Удельный дебит скважин составляет 0,2—2,2 л/с, чаще 0,5—1,5 л/с. Дебит эксплуатационных скважин 3—10 л/с, иногда достигает 30—40 л/с. Дебит родников 0,1—5,0 л/с, реже — 15—20 л/с. Водопроницаемость изменяется от 50—100 до 1000 м²/сут., зависит в основном от мощности водоносного комплекса, поэтому величина водопроницаемости растет с увеличением мощности к югу и юго-востоку. Наиболее характерна водопроницаемость 100—200 м²/сут. Коэффициент пьезопроводимости по данным разведочных работ составляет 3—5·10⁴ м²/сут. (города Любань, Печоры) и 4·10⁵—1·10⁶ м²/сут. (г. Порхов). В открытой части комплекс содержит обычно пресные воды, представляющие особую ценность при практическом использовании и в связи с надежной защищенностью от поверхностного загрязнения. Минерализация пресных вод — 0,2—0,6 г/кг, воды гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые. Выделяются участки с водами гидрокарбонатно-сульфатного и хлоридно-сульфатного состава (к северо-востоку от г. Остров и к северо-западу от г. Порхов). В Приильменной низине и в долине р. Шелонь соленые воды с минерализацией 5—14 г/кг вскрыты на глубине 20—30 м, что связано, вероятно, с тектоническими нарушениями в районе городов Порхов, Сольцы, Старая Русса, Крестцы. В водах комплекса наблюдается повышенное содержание железа (от 1 до 64 мг/кг). Среди солоноватых вод выделяются хлоридный тип (в долине р. Волхов и к западу от оз. Ильмень, в долине р. Шелонь), сульфатно-хлоридный (Порховский район Псковской области), хлоридно-сульфатный и сульфатный (район городов Волховстрой и Кириши). В катионном составе солоноватых вод преобладает ион натрия. Повышение минерализации указывает на смешение его вод с минерализованными водами выше — и ниже лежащих горизонтов. Перетекание происходит в сводовых частях локальных структур, связанное с интенсивной трещиноватостью пород, и в бортах погребенных эрозионных врезов. А. И. Коротков [50] указывает на два фактора формирования химического состава подземных вод песчаниковой толщи девона: поступление снизу рассолов, обогащающихся сульфатами в процессе своего движения через толщу наровского горизонта и движение рассолов по восстанию пласта и постепенное их смешение с инфильтрационными пресными водами гидрокарбонатного кальциевого состава. Основные очаги поступления рассолов фиксируются по аномально высоким значениям минерализации подземных вод в бассейне р. Шелонь, в низовье р. Полисть, под оз. Ильмень. С погружением комплекса к центральной части Московской синеклизы появляются соленые хлоридные натриевые воды с повышенным содержанием брома (курорт Старая Русса: минерализация рассолов — 19,7 г/кг, Br — мг/кг). В районе городов Валдай и Кувшиново минерализация увеличивается до 42,5 г/кг (глубина 760 м) и 46,4 г/кг (глубина 690 м) с бромом соответственно 97 и 111 мг/кг. Далее к востоку и юго-востоку картируется зона развития хлоридных натриевых рассолов, которые вскрыты в скважине на территории дома отдыха «Голубые озера» в Калининской области. Здесь на глубине 722—803 м минерализация рассолов — 74,7 г/кг, брома — 187,9 мг/кг. Более слабые рассолы вскрыты Пестовской скважиной на глубине 661 м (минерализация 58,5 г/кг, Br — 142,7 мг/кг). Состав рас-

творенного газа азотный (N_2 — 92,4 %). Области инфильтрационного питания приурочены к современным возвышенностям. Питание комплекса осуществляется также за счет перетекания вод выше- и нижележащих водонесных горизонтов (ордовикского и верхнедевонского), о чем говорит соотношение пьезометрических поверхностей этих горизонтов. Воды комплекса интенсивно дренируются долинами рек, тем самым принимают основное участие в питании рек. На площади развития пресных вод мощность этой зоны достигает 500 м. Пресные воды широко эксплуатируются для водоснабжения крупных городов в Прибалтике, являются основным источником централизованного водоснабжения Южной Эстонии, основной части территории Латвии. В пределах Ленинградской, Псковской и Новгородской областей насчитывается более 1500 скважин, эксплуатирующих комплекс, с суммарным водоотбором более 33 тыс. м³/сут. Ресурсы хлоридных минеральных вод комплекса значительные. Соленые бромистые воды используются курортом Старая Русса. Сульфатные и хлоридно-сульфатные натриевые и кальциево-натриевые воды с минерализацией 2—5,3 г/кг, распространенные на площади между г. Волхов и пос. Будогощь, могут использоваться как минеральные лечебно-столовые. Воды песчаников обогащены железом: в долине р. Оредеж в скважинах обнаружено повышенное содержание железа — от 28 до 64 мг/кг, что позволяет отнести их к минеральным железистым водам типа «Полюстрово» (В. В. Селадына, 1977 г.).

Саргаевско-даугавский водоносный комплекс (D_3sr , D_3dg) приурочен к саргаевскому и даугавскому горизонтам верхнего девона. Картируется под четвертичными отложениями полосой шириной до 100 км с юго-запада на северо-восток. В кровле горизонта залегают снежские глинистые водоупорные слои, в подошве водоупором служат глины и мергели нижней части саргаевского горизонта и глинисто-алевроитовая пачка швентойского горизонта. В зоне распространения комплекса под четвертичными отложениями глубина залегания кровли изменяется от 0,5—10 м до 20—40 м в Новгородской и Псковской областях, от 40—50 до 90 м на северо-востоке Ленинградской области и в Юго-Восточной Латвии от 20—30 до 50—80 м. По мере погружения водоносного комплекса на восток и юго-восток глубина залегания кровли увеличивается до 143 м (г. Крестцы), 179 м (пос. Кунья), 247 м (пос. Шимово). Мощность комплекса изменяется от 3—20 м в приповерхностной зоне до 124—135 м на глубине. В составе комплекса преобладают карбонатные породы — известняки, доломитизированные известняки, доломиты с подчиненным развитием мергелей и глин (мощность прослоев 0,1—2,3 м). К северо-востоку и востоку по laterали происходит фациальное замещение пород — мощность и количество прослоев глин и мергелей возрастает от 5—15 м. К востоку и северо-востоку от оз. Ильмень количество глинистых и мергелистых прослоев резко увеличивается, появляются известковистые алевролиты и песчаники, сокращается мощность известняковых слоев. В районе городов Порхов, Изборск, в долине р. Шелонь в составе слоев присутствуют прослои гипса мощностью 0,2—2,0 м. Благодаря наличию прослоев слабопроницаемых глин и мергелей в водоносном комплексе выделяется ряд отдельных водоносных горизонтов. Карбонатные породы, слагающие саргаевско-даугавский водоносный комплекс, трещиноваты и закарстованы. Вся толща известняков и доломитов разбита системой трещин различного направления, благоприятствующих скоплению подземных вод. Наибольшая трещиноватость отмечается в обнажениях в долинах рек Пскова, Великая, Кудеб и Веда. Развита трещиноватость, связанная с тектоническими нарушениями в районе городов Пыталово, Себеж, Великие Луки. Фиксируются гидрохимические аномалии, выражающиеся в повышенном содержании в водах хлоридов, не характерных для вод этого комплекса. Кроме того, очень характерна кавернозность в ре-

гиональном плане. Наиболее интенсивная трещиноватость и закарстованность пород наблюдается в известняках, залегающих неглубоко от поверхности, перекрытых песчаными разностями четвертичных отложений (г. Псков). С погружением комплекса трещиноватость и закарстованность (кавернозность) затухают. Наличие зон с повышенной трещиноватостью здесь будет связано только с тектонической активностью. Это выявлено в районе г. Великие Луки при разведке подземных вод.

Водоносный комплекс содержит безнапорные и слабонапорные воды в полосе выхода под четвертичные отложения (долины рек Волхов, Великая). Напорный режим характерен для Латгальской, Судомской и Бежаницкой возвышенностей, в районе пос. Кунья. Пьезометрическая поверхность располагается чаще всего на глубине 30—50 м, варьируя от 10—15 м до 60—70 м. В долинах рек Великая, Волхов, в озерных котловинах скважины фонтанируют — уровень устанавливается на 10—15 м выше поверхности земли. Направление движения подземных вод — от возвышенностей, являющихся областями питания к местным очагам разгрузки — озерным впадинам и долинам рек (см. рис. 29). На возвышенностях пьезометрический уровень комплекса устанавливается на 5—10 м выше уровня старооскольско-швентойского комплекса, в долинах рек и озерных впадинах соотношение обратное. Такое же соотношение наблюдается и с вышележащим снежско-данковским водоносным комплексом. Для водоносного комплекса характерна резкая изменчивость фильтрационных свойств, объясняющаяся неравномерной трещиноватостью и пестрым литологическим составом водовмещающих пород. В целом, водообильность невысокая, удельный дебит скважин не превышает десятых долей литра в секунду. Наиболее водообилён даугавский горизонт, распространённый к югу от оз. Ильмень, удельный дебит скважин достигает нескольких литров в секунду (города Старая Русса, Великие Луки). В Восточной Латвии водообильность горизонта довольно высокая, удельный дебит изменяется от 0,2 до 2,5 л/с. Дебит эксплуатационных скважин — до 10—12 л/с, чаще 2—6 л/с. Водопроницаемость изменяется от 100 до 1200—1400 м²/сут. Коэффициент пьезопроводимости изменяется от $1,0 \cdot 10^5$ (г. Дно) до $2,2 \cdot 10^7$ м²/сут. (участок Ильменский). Питание водоносного комплекса осуществляется путём инфильтрации атмосферных осадков и особенно весной за счёт талых вод через карстовые воронки. Основные области питания — возвышенности Хаанья, Латгальская, Судомская, Бежаницкая, Лужская, где абсолютные отметки пьезометрической поверхности достигают 120—150 м. Питание комплекса осуществляется и за счёт перетекания вод выше- и нижезалегающих водоносных горизонтов в соответствующих гидродинамических условиях. Дренаживание осуществляется гидрографической сетью и озерными впадинами. Водоносный комплекс на площади выхода под четвертичные отложения содержит обычно пресные воды гидрокарбонатного кальциевого и магниево-кальциевого состава с минерализацией 0,2—0,9 г/кг. Среди пресных вод выделяются участки хлоридных и сульфатных вод с повышенной минерализацией, которые приурочены к гипсоносным слоям саргаевского горизонта и прослеживаются от района г. Порхова на юго-запад к г. Остров. Минерализация этих вод возрастает до 3,7 г/кг, местами с сероводородом — до 23 мг/кг (курорт Хилово). В Приильменской впадине, в низовье р. Шелонь и в верховье р. Волхов (Сольцы — Шимск — Новгород — Чудово) распространены хлоридные воды, а в районе г. Кириши — сульфатные натриевые воды с повышенной минерализацией, поднимающиеся по тектоническим трещинам из нижележащих водоносных горизонтов. С погружением комплекса под пестроцветную толщу верхнего девона минерализация подземных вод быстро нарастает. В зоне глубокого залегания комплекса на юго-востоке территории (г. Кувшиново, глубина 600 м) минерализация вод возрастает до 22,6 г/кг, воды содержат бром в коли-

честве 68,8 мг/кг, температура воды — 14 °С. Пресные воды комплекса представляют особую ценность в связи с тем, что на большей части территории они надежно защищены от поверхностного загрязнения. Соленоватые воды с минерализацией 1—3 г/кг преимущественно хлоридного натриевого состава используются для технических и хозяйственных нужд, а также в сельском хозяйстве для водопоя скота (города Новгород, Порхов). Для бальнеологических целей в г. Старая Русса используются соленоватые воды комплекса. В среднем течении р. Волхов повышенная сульфатность вод связана с подтоком соленоватых вод аналогичного состава из нижележащих водоносных горизонтов. Для хозяйственно-питьевого водоснабжения комплекс является основным для западной и центральной части территории (Юго-Западная Эстония и Восточная Латвия, западная и центральная части Псковской области, западная часть Новгородской области).

Снежско-данковский водоносный комплекс ($D_{3s\check{z}}$, D_{3prl} , D_{3sl} , D_{3tv} , D_{3zd} , D_{3el} , D_{3lb} , D_{3dn}) приурочен к отложениям снежского, речинско-евлановского, ливенского, задонского, елецкого, лебядинского и данковского горизонтов верхнего девона. Под четвертичными отложениями комплекс картируется полосой шириной до 150 км от верхнего течения р. Ловать до оз. Ильмень и р. Волхов и далее на северо-восток к Онежскому озеру. В восточном и юго-восточном направлении водоносный комплекс перекрывается песчано-глинистыми отложениями нижнего карбона, в подошве комплекса залегают глины и алевролиты бурежской свиты мощностью 12—18 м. Глубина залегания комплекса колеблется от 10—20 м на низменных участках в открытой зоне до 40—100 м на Валдайской, Бежаницкой и других возвышенностях, увеличиваясь до 300 м в районе Карбонового плато. Мощность комплекса изменяется от 10—15 в зоне выклинивания до 200—340 м на остальной большей части территории. Он представляет собой сложную слоистую песчано-глинистую толщу с прослоями карбонатных пород, реже карбонатную с прослоями песчано-глинистых пород. Неоднородность строения разреза, чередование водо-вмещающих и водоупорных слоев обуславливает наличие нескольких водоносных горизонтов, невыдержанных по мощности и простираению. Водоупорные слои также не выдержаны в пространстве и не нарушают гидравлическую связь водоносных слоев и горизонтов. Доля водовмещающих пород (песков, песчаников, известняков и доломитов) в разрезе комплекса составляет от 10—20 до 60—80 %. На всей площади распространения он имеет единую пьезометрическую поверхность, повторяющую рельеф поверхности земли (см. рис. 30). Наиболее низкие ее абсолютные отметки (30—50 м) приурочены к Приильменьской, Приловатской, Волховской низинам, а также к долинам крупных рек. На возвышенностях пьезометрическая поверхность находится на абсолютной отметке 100—180 м. Глубина залегания уровней варьирует от плюс 10 до 52 м, чаще составляя 20 м. Самоизлив наблюдается в долинах рек. Наибольшие напоры (от 60 до 100 м) приурочены к возвышенностям. Основное питание водоносный комплекс получает путем инфильтрации атмосферных осадков через толщу четвертичных отложений. Незначительная доля в питании комплекса принадлежит нижележащему саргаевско-даугавскому водоносному комплексу. Естественная разгрузка вод комплекса происходит в долинах рек, в котловине оз. Ильмень, являющихся основными дренами данного комплекса, что подтверждается выходами подземных вод на поверхность в виде многочисленных родников. Значительная часть подземных вод комплекса разгружается в нижележащей саргаевско-даугавский водоносный комплекс в соответствующей гидродинамической обстановке. Водообильность комплекса неравномерная, но в основном невысокая. Условия для накопления вод весьма неблагоприятные в связи со сложным слоистым строением

толщи и преобладанием глин в разрезе на большей части территории. Удельный дебит скважин обычно не превышает десятых долей литра в секунду. Максимальный удельный дебит — 0,5—1,0 л/с характерен для карбонатного типа разреза в южной части территории. Распределение значений водопроводимости по площади находится в прямой зависимости от литологического состава, коэффициента песчаности, глинистости, степени трещиноватости и мощности водовмещающих слоев. Максимальные значения водопроводимости 100—300 м²/сут., в единичных случаях — до 500 м²/сут. Коэффициент пьезопроводимости, определенный по данным опытных откачек, составил в г. Бокситогорск — 0,7—1,2·10³ м²/сут., в пос. Крестцы — 1,61—1,99·10⁵ м²/сут. На большей части территории под четвертичными отложениями водоносный комплекс содержит пресные гидрокарбонатные кальциевые воды и только на незначительной территории — солоноватые воды (1—3 г/кг) сульфатные натриевые и кальциевые, в пределах участков загипсованных пород. Мощность зоны пресных вод составляет 50—120 м. На юге и юго-западе территории контуры солоноватых вод в кровле выделяются в районе г. Великие Луки, на участках поселков Куркино-Усвяты, Бурщина и Забелье. В дер. Шарапово и в г. Нелидово Калининской области в пестроцветной толще верхнего девона вскрыты сульфатные воды с минерализацией 1,2—3,0 г/кг, близкие к сульфатным водам, связанным с гипсоносностью. С сульфатными водами связаны и проявления сероводородных вод (г. Великие Луки, дер. Назимово), с содержанием H₂S до 136 мг/кг [37]. Формирование хлоридных, гидрокарбонатно-хлоридных и хлоридно-гидрокарбонатных вод связано с подтоком хлоридных из нижних горизонтов по зонам тектонических нарушений и древним речным долинам (поселки Макуши, Бояры-Ямник), где наблюдается восходящее движение подземных вод. С погружением водоносного комплекса под более поздние отложения, минерализация вод быстро растет. В городах Торонец, Кувшиново она составила 11—17,7 г/кг (глубина 262—400 м), воды сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые. С погружением комплекса на глубину до 500 м появляются хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 76 г/кг (г. Зубцов). Водоносный комплекс на площади глубокого залегания изучен слабо. Пресные воды комплекса эксплуатируются большим количеством скважин в Ленинградской, Новгородской, Псковской и Калининской областях. Минеральные сероводородные воды используются бальнеолечебницей в г. Великие Луки.

Лихвинско-михайловский водоносный комплекс (C_{1ln}, C_{1bb}, C_{1tl}, C_{1al}, C_{1mh}) приурочен к лихвинскому, бобриковскому, тульскому, алексинскому и михайловскому стратиграфическим горизонтам нижнего карбона. Выход комплекса на поверхность прослеживается узкой полосой вдоль Валдайской возвышенности с юга на север к оз. Онежское. В кровле комплекса залегают глины и алевролиты веневского горизонта нижнего карбона мощностью 3—5 м, в подошве — отложения верхнего девона. Глубина залегания комплекса возрастает с запада на восток и юго-восток от 10—50 до 200—300 м в районе городов Пестово, Кувшиново, Зубцов. Общая мощность водоносного комплекса изменяется от нескольких метров в открытой части до 100—160 м на остальной площади. Водоносный комплекс представляет собой сложную слоистую систему, где прослои глин чередуются с песчаными и карбонатными породами. На большей площади распространения доля водовмещающих пород в разрезе колеблется от 5 до 50 %. Наибольшей эффективной мощностью обладает комплекс в центральной и юго-восточной частях территории, где нарастает общая мощность комплекса и в разрезе появляются алексинские и тульские пески значительной мощности. Водоносный комплекс на всей площади распространения имеет единую пьезометрическую поверхность, повторяющую релье-

еф поверхности (см. рис. 29). Пьезометрическая поверхность снижается в сторону карбонатного уступа и к долинам рек, дренирующим водоносный комплекс. На востоке снижение пьезометрической поверхности происходит в сторону Молого-Шекснинской низменности. Безнапорные и слабонапорные воды распространены вдоль карбонового уступа. Нарастание напора происходит с северо-запада на юго-восток в направлении общего погружения комплекса под вышележащие горизонты. Статический уровень подземных вод устанавливается на глубине от 1 до 54 м, чаще — 10—20 м. В долинах рек скважины самоизливаются. Питание водоносного комплекса происходит путем инфильтрации атмосферных осадков и перетекания вод из вышележащего веневско-протвинского водоносного комплекса, пьезометрическая поверхность которого часто залегает выше, и водоупорные породы в кровле комплекса часто бывают размыты. Незначительную долю в питании водоносного комплекса составляют воды нижележащего снежско-данковского комплекса. Естественная разгрузка вод комплекса происходит в долинах рек, врезающихся в отложения лихвинско-михайловского комплекса (реки Пяльница, Тихвинка, Мста). Здесь же наблюдаются выходы подземных вод в виде источников. Значительная разгрузка вод происходит в нижележащий и в вышележащий водоносные комплексы. Водообильность комплекса пестрая, в основном, невысокая. Достаточно хорошо водоносность изучена в пределах неширокой полосы вдоль карбонового уступа. Удельный дебит скважин изменяется от 0,001 до 10 л/с, чаще не превышает 0,5 л/с, зависит от гранулометрического состава песков, трещиноватости и кавернозности известняков и бокситовых пород. На более высокие значения водопроводимости приурочены к южной части территории (200—500 м²/сут.). На остальной площади водопроводимость колеблется в пределах от 50 до 100 м²/сут. и менее. На площади залегания под четвертичными отложениями комплекс содержит пресные гидрокарбонатные кальциевые воды, реже гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые. Хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные воды с минерализацией до 1,8—10 г/кг встречаются в области развития огипсованных пород и связаны с подтоком более минерализованных вод нижнего комплекса в зонах тектонических нарушений. С погружением комплекса растет минерализация подземных вод: от солончатых к соевым (в скв. Максатиха на глубине 323 м минерализация подземных вод достигла 10 г/кг, воды имели сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый состав). Пресные воды комплекса эксплуатируются водозаборами городов Валдай, Осташков, Нелидово. Кроме того, производится значительный водоотлив при осушении действующих месторождений огнеупорных глин и бокситов.

Веневско-протвинский водоносный комплекс (*C_{1vn}*, *C_{1tr}*, *C_{1st}*, *C_{1pr}*) приурочен к веневскому, тарусскому, стешевскому и протвинскому горизонтам нижнего карбона, характеризующимся общностью литологического состава; распространен в пределах Карбонового плато. Под четвертичными отложениями он залегает в узкой полосе, протягивающейся с юга на север вдоль Карбонового уступа. К востоку от этой полосы комплекс перекрывается водоупорными верейскими глинами среднего карбона мощностью 5—20 м. В подошве комплекса залегают веневские или михайловские глины мощностью от 1 до 25 м, чаще 5 м. Глубина залегания комплекса изменяется от 7—8 м в открытой части до 100—180 м в восточной части территории, где он погружается под толщу более молодых отложений. С запада на восток увеличивается и мощность водоносного комплекса от 2—15 м до 800—100 м. Водовмещающие породы представлены известняками и доломитизированными известняками, переслаивающимися с песчано-глинистыми породами. Каждый горизонт имеет двучленное строение — верхняя часть (большая) сложена карбонатными породами, нижняя

часть — песками и глинами. В целом, в разрезе комплекса уменьшается доля песчано-глинистых пород с запада на восток до полного замещения их карбонатными породами. Характерной особенностью комплекса является закарстованность карбонатных пород. Наиболее закарстованы они в западной части в области выхода комплекса под четвертичные отложения. Широко развит поверхностный и глубинный карст. Наибольшим распространением пользуются воронки, поноры, котловины, овраги, карстовые озера и реки. Широко развит карст в бассейне р. Мста. В полосе шириной до 2,5 км вдоль уступа Карбонового плато породы сдренированы. Безнапорные и слабонапорные воды распространены в пределах площади выхода комплекса под четвертичные отложения, с погружением его под более молодые отложения карбона воды комплекса становятся напорными (100—150 м). Статистический уровень подземных вод залегает на глубине от 0,5 до 70 м, чаще — 10—30 м. Пьезометрическая поверхность, в основном, повторяет рельеф поверхности земли (см. рис. 30). Главный подземный водораздел проходит примерно в меридиональном направлении и является границей между Ленинградским и Московским артезианскими бассейнами стока. Питание комплекса осуществляется путем инфильтрации поверхностных вод в толщу закарстованных известняков и инфильтрации атмосферных осадков через толщу четвертичных отложений, а также за счет перетекания вод выше- и нижележащих водоносных комплексов. Разгрузка вод комплекса осуществляется гидрографической сетью, где наблюдается большое количество восходящих и нисходящих источников. Водобильность комплекса довольно высокая, зависит от трещиноватости и закарстованности известняков. Удельный дебит скважин изменяется от 0,1 до 27 л/с. Дебит источников колеблется от десятых долей литра до сотен литров в секунду, чаще 5—20 л/с. Водопроводимость изменяется в широких пределах — от 10—30 до 7000 м²/сут. и более. Наибольшая водопроводимость наблюдается в долине р. Волга и ее притоков, где она составляет — 200—500 м²/сут. Водораздельные и междуречные пространства характеризуются невысокими значениями водопроводимости (до 100 м²/сут.). Повышенные значения водопроводимости характерны для закарстованных известняков (район городов Пикалево, Бокситогорск, Угловка), трещиноватых зон в долинах р. Мста и ее притоков. Эти районы являются наиболее перспективными для водоснабжения. Почти на всей территории распространения комплекса воды пресные гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые с минерализацией 0,1—0,7 г/кг, чаще 0,2—0,4 г/кг. В некоторых пунктах встречена вода с повышенной минерализацией (1,1—6,6 г/кг) гидрокарбонатно-сульфатного и хлоридно-сульфатного состава, что объясняется подтоком более минерализованных вод из нижележащего водоносного комплекса. Подземные воды комплекса широко используются для водоснабжения городов, поселков и мелких населенных пунктов путем каптажа источников, проходки скважин и колодцев. В районе г. Калинин образовалась глубокая депрессионная воронка (70 м от первоначального уровня). Воды комплекса принимают участие в обводнении карьеров известняков (г. Пикалево) и бокситов (район г. Бокситогорск). Установлено, что протвинский горизонт подвержен поверхностному загрязнению, особенно в районах промышленных объектов. Нижележащие стешевский, тарусский, веневский горизонты менее подвержены загрязнению благодаря процессам самоочищения при фильтрации загрязненных вод протвинского горизонта.

Каширско-мячковский водоносный комплекс ($C_2k\delta$, C_2pd , $C_2m\delta$) приурочен к каширскому, подольскому и мячковскому стратиграфическим горизонтам. Он распространен на Карбоновом плато на востоке территории, где выходит на поверхность в полосе шириной до 100 км, протягивающейся от Верхней Волги до г. Бокситогорск. Верх-

ним водоупором комплекса служат кревьянинские глины верхнего карбона мощностью 5—8 м, которые не имеют сплошного распространения. Нижним водоупором водоносного комплекса служат глины верейского горизонта среднего карбона мощностью 10—20 м. Глубина залегания комплекса в открытой части изменяется от 0,5 до 15 м, увеличивается на возвышенностях до 70—80 м. По мере погружения комплекса глубина залегания кровли возрастает до 35—50 м. Мощность водоносного комплекса изменяется от 0,5—10 м в периферийной западной части до 51—90 м в восточной. Комплекс сложен карбонатными породами — доломитами и известняками в различной степени огипсованными. Известняки и доломиты трещиноваты и закарстованы, местами разрушены до мучнистого состояния. По всей толще карбонатных пород встречено несколько прослоев пестроцветных водоупорных глин мощностью от 0,1 до 1,85 м (чаще 0,1—0,3 м). Наибольшая трещиноватость пород наблюдается в долинах рек и по берегам озер, меньшая — на водораздельных площадях. С глубиной трещиноватость и закарстованность затухают. Широкое развитие поверхностных форм карста приурочено к долинам рек Чагода, Колпь, Волга и других. Глубина залегания статического уровня на водораздельных площадях — 10,0—40,0 м, в долинах рек скважины фонтанируют. Воды безнапорные и слабонапорные. Поверхность гидроизогипс и пьезоизогипс повторяет рельеф поверхности и имеет уклон к востоку и юго-востоку (см. рис. 29). На более высокие абсолютные отметки уровня установлены в пределах Вепсовской, Тихвинской, Вышневолоцкой и Валдайской возвышенностей (210—230 м). Общее направление движения подземных вод — в сторону Молого-Шекснинской и Верхне-Волжской низин. Местное снижение напоров наблюдается в сторону глубоких речных долин. На водораздельных площадях пьезометрический уровень каширско-мячковского комплекса располагается на 5—15 м выше уровня веневско-протвинского комплекса. В долинах рек разность уровней уменьшается до нуля и устанавливается обратное соотношение уровней подземных вод этих комплексов. По Вепсовской и Валдайской возвышенностям проходит граница между Ленинградским и Московским бассейнами стока, соответствующая подземному водоразделу каширско-мячковского водоносного комплекса и совпадающая с главным водоразделом гидрографической сети бассейнов стока Балтийского моря и Волги. Область питания комплекса совпадает с площадью распространения. Разгрузка происходит гидрографической сетью, в долинах рек фиксируются многочисленные родники с дебитом от долей до сотен литров в секунду. Большую роль в питании комплекса играет карст, где происходит интенсивная инфильтрация вод из карстовых озер через поглощающие поноры. Водоносный комплекс характеризуется значительной, но неоднородной водообильностью, что обусловлено неравномерной трещиноватостью и кавернозностью карбонатных пород. Сильная водообильность отмечается в понижениях рельефа, вблизи речных долин и озерных впадин. Удельный дебит скважин изменяется от 0,2 до 6,0 л/с. Величина водопроницаемости также очень изменчива — от 10—30 до 2230 м²/сут. Наибольшие значения водопроницаемости (300—600 мг/сут.) определены в области разгрузки в долинах рек. В долине Волги водопроницаемость достигает 1100 м²/сут. В области погружения под вышележащий водоносный комплекс водопроницаемость снижается до 100—50 м²/сут. Воды каширско-мячковского водоносного комплекса на всю его мощность пресные с минерализацией до 500 мг/кг, гидрокарбонатные кальциевые, реже хлоридно- и сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые и натриево-кальциевые. В скв. Максатиха в известняках вскрыты сульфатные магниевые-кальциевые воды с минерализацией 2,5 г/кг, являющиеся минеральными лечебными. Повышение минерализации вод объясняется подтоком минерализованных напорных вод из нижнего ве-

невско-протвинского комплекса, имеющего здесь минерализацию 6,6 г/кг. В водах комплекса отмечено аномальное содержание фтора, что объясняется повышенным содержанием флюорита в отложениях каширского горизонта. Воды комплекса широко используются для водоснабжения. На глубине 3—5 м они вскрываются колодцами индивидуальных хозяйств. Интенсивно эксплуатируются воды комплекса в Калининской области целым рядом водозаборов. В результате эксплуатации в районе г. Калинин образовалась депрессионная воронка глубиной до 50 м.

Касимовский водоносный горизонт (C_3kr , C_3hm , C_3dr) приурочен к касимовскому ярусу верхнего карбона в составе кревкинского, хамовнического и дорогомилевского горизонтов. Он распространен в северо-восточной части территории и в узкой полосе, протягивающейся от г. Максатиха до г. Волоколамск. В кровле горизонта на севере залегают четвертичные отложения, а на юге — глины дорогомилевского горизонта. От нижележащего водоносного комплекса он отделяется красноцветными глинами и мергелями кревкинского горизонта. Глубина залегания под четвертичными отложениями не превышает 10 м, с погружением под более молодые осадочные породы глубина залегания увеличивается до 30—40 м. Мощность горизонта в открытой части — 20—30 м, с погружением слоев увеличивается до 50 м (Редкино). Водовмещающие породы представлены закарстованными трещиноватыми доломитами и известняками, переслаивающимися с доломитизированными мергелями и пестрыми глинами. Воды безнапорные и слабонапорные в пределах выхода горизонта под четвертичные отложения и приобретают напор (30—40 м) в области погружения горизонта. Уровень подземных вод устанавливается на глубине 5—10 м, в долинах рек скважины самоизливаются. Пьезометрическая поверхность снижается к востоку и юго-востоку. Область питания горизонта совпадает с площадью его распространения под четвертичными отложениями. Дренаруется горизонт гидрографической сетью. Искусственное дренирование осуществляется крупными водозаборами в Калининской области. Водообильность горизонта значительная, удельный дебит скважин колеблется в пределах 0,1—17,0 л/с, чаще 0,5—2,5 л/с. Дебит родников 10—15 л/с. Водопроницаемость на водозаборах Калининской обл. изменяется от 16 до 1866 м²/сут., в среднем составляет 413 м²/сут. В зоне залегания горизонта под четвертичными отложениями, на северо-востоке территории листа и в узкой полосе на юге распространены пресные гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды с минерализацией 0,2—0,5 г/кг. По мере погружения горизонта под клязьминские и пермские отложения минерализация вод возрастает. В районе г. Максатиха и в долине р. Молога распространены сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные воды с минерализацией 1—3 г/кг, приуроченные к огипсованным породам. Они пригодны для использования в качестве минеральных лечебных вод. Пресные воды горизонта используются в Вологодской и Калининской областях колодцами, скважинами и каптированными родниками. В Калининской области естественный режим горизонта нарушен интенсивной эксплуатацией с образованием депрессионной воронки в г. Калинин. Пьезометрический уровень в центре депрессионной воронки установился на абсолютной отметке 118 м. По сравнению с первоначальными пьезометрические уровни понизились на 45—51 м.

Клязьминский водоносный горизонт (C_3kl) приурочен к одноименному горизонту гжельского яруса верхнего карбона. Он выходит на поверхность под четвертичными отложениями в узкой полосе на востоке территории, в Калининской области. В кровле горизонта залегают верхнепермские и верхнеюрские песчано-глинистые отложения, в подошве — мергели и глины дорогомилевского горизонта. Глубина за-

легания горизонта — до 50—100 м. Мощность горизонта изменяется от 15 до 30—35 м. Водовмещающие породы представлены трещиноватыми и закарстованными доломитами и известняками с прослоями глин и мергелей. Воды горизонта напорные (20—30 м). Общее снижение пьезометрической поверхности наблюдается на востоке. Область питания расположена в пределах выходов пород под четвертичными отложениями. В долине Волги около г. Калинин происходит и питание и разгрузка водоносного горизонта. Искусственная разгрузка производится водозаборами. Водообильность горизонта значительная, но пестрая. Удельный дебит скважин изменяется от 1,5 до 3/с. Средняя водопроводимость горизонта в Калининской области — 40—50 м²/сут. Воды горизонта пресные гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией до 0,5 г/л, используются для водоснабжения.

Горизонт спорадического обводнения нижнетатарского яруса верхней перми (P_{1t_1}) приурочен к одноименной песчано-глинистой толще. Распространен горизонт в бассейне р. Молога, в районе городов Пестово и Максатиха, залегающая под четвертичными отложениями на различных горизонтах среднего и верхнего карбона. Глубина залегания — 10—30 м, мощность изменяется от 15—25 до 40 м. Толща представлена однородными красноцветными алевритами с редкими водоносными прослоями известняков, доломитов и песков, мощность которых достигает 6 м. В целом толща рассматривается как локально обводненная. Воды линз и прослоев напорные (20—35 м). Уровень воды устанавливается на глубине от 7 до 40 м, чаще — 15—20 м. Удельный дебит отдельных скважин колеблется от 0,09 до 0,17 л/с. Воды пресные гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией 0,3—0,4 г/кг. Для водоснабжения воды этого горизонта не используются.

Горизонт спорадического обводнения отложений средней-верхней юры ($J_{2-3bt-k}$, J_3k , J_{3o}) приурочен к келловейскому и оксфордскому ярусам верхней юры. Он распространен в юго-восточной части территории, залегает на эродированной поверхности мячковских известняков, перекрывается четвертичными отложениями. Верхнеюрская толща залегает на глубине от 2—3 до 20—30 м, погружаясь на северо-востоке. Мощность горизонта изменяется от 7,5 до 20, реже до 50 м. Верхнеюрская толща представлена глинистыми алевритами с прослоями песков, песчаных глин, мергелей, с оолитами сидерита и конкрециями пирита. Водовмещающими являются пески мелко- и тонкозернистые глинистые мощностью до 7 м. Воды напорные и безнапорные, уровень воды устанавливается на глубине от 0,1 до 10 м. Питание воды происходит путем инфильтрации атмосферных осадков через толщу четвертичных отложений, разгрузка происходит в местную гидросеть. Данных о водообильности этих отложений на рассматриваемой территории не имеется. Горизонт используется для хозяйственно-питьевого водоснабжения за пределами описываемой территории в смежных районах.

Нижнемеловой водоносный горизонт (K^1a) приурочен к отложениям аптского яруса, распространенным на изолированных участках на юге площади листа вблизи г. Зубцов. Мощность отложений — до 9 м. Водовмещающие породы — пески и песчаники, залегающие на эродированной поверхности карбонатных отложений среднего карбона. Воды напорные и безнапорные, глубина залегания уровня воды — 15—22 м (Яйковское месторождение кварцевых песков). Данные о водообильности горизонта и химическом составе подземных вод на рассматриваемой территории отсутствуют. На смежной территории воды горизонта пресные гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией 0,2—0,5 г/кг, используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Скопления подземных вод приурочены, в основном, к песчаным разностям четвертичных отложений мощностью до 20—30 м, занимающим значительно меньшую площадь по сравнению с водонепроницаемыми суглинками и глинами, и показаны на схеме масштаба 1:2 500 000, помещенной в объяснительной записке (рис. 31). Расчленение гидрогеологического разреза четвертичных отложений произведено на основе генетической принадлежности, различий их состава и условий залегания. Водоносные горизонты залегают первыми от поверхности, приурочены к различным литологическим типам пород, гидравлически связаны между собой и по существу образуют единый комплекс безнапорных, реже напорных вод порово-пластового типа. Питание их происходит путем инфильтрации атмосферных осадков, а также за счет подтока из нижележащих водоносных горизонтов. Дренаруются они разветвленной гидрографической сетью. Воды в основном пресные (до 1 г/кг), гидрокарбонатные кальциевые, местами с повышенной (до 2—3 г/кг) минерализацией. Ресурсы подземных вод четвертичных отложений незначительны в сравнении с водами дочетвертичных пород, практическое значение их для водоснабжения невелико. Исключением являются некоторые погребенные долины, аккумулирующие значительные запасы пресных подземных вод, пригодных для организации централизованного водоснабжения. Четвертичные отложения служат, в основном транзитным слоем для источников атмосферного питания и разгрузки нижележащих водоносных горизонтов.

По генетическому признаку в стратиграфической последовательности здесь выделяются следующие горизонты и комплексы (снизу вверх):

водоносный комплекс подморенных образований (fQIok);

водоносный комплекс межморенных водноледниковых образований окско-днепровского, днепровско-московского и московско-валдайского межледниковий (lg, fQI—IIok—dn; lg, fQII—ms; lg, fQII—IIIms—vd₃);

водоносный комплекс спорадического обводнения ледниковых образований окского, днепровского, московского и валдайского оледенений (gQIok, gQII—dn, gQIIms, gQIIIvd₃);

водоносный горизонт надморенных образований, включающий скопления вод: болотных (bQIV), аллювиальных (aQIV), озерно-аллювиальных (laQIV), озерных (LQIV), морских (mQIV), озерно-ледниковых (lgQIIIvd, lgQIIms), флювиогляциальных (fQIIIvd, fQIIms), аллювиально-флювиогляциальных отложений (a, fQIIIvd).

На схематической карте подземных вод четвертичных отложений (см. рис. 31) показаны наиболее распространенные водоносные горизонты, выражающиеся в масштабе. Наибольшее практическое значение имеют скопления подземных вод, приуроченных к водноледниковым отложениям окско-днепровского, днепровско-московского и московско-валдайского межледниковий и их межстадиям флювиогляциального генезиса. На участках залегания трех и более горизонтов морен имеется столько же межморенных водоносных горизонтов, не выдержанных в пространстве. В северной и центральной частях территории распространены верхние межморенные горизонты, на юго-востоке — три и более межморенных горизонтов. Верхний горизонт мощностью от 2—5 до 20—42 м распространен в Приневской низменности в районе Ленинграда и в Южном Приладожье на глубине от 4—7 до 80 м. Воды порово-пластового типа напорные (10—40 м). Уровень воды на склонах устанавливается на 5—10 м ниже поверхности земли, а в долинах рек на 2—5 м выше уреза воды. Естественные выходы вод горизонта зафиксированы на правом берегу р. Охта. Дебит родников 1,2—1,6 л/с. Удельный дебит скважин изменяется от 0,01 до 0,9 л/с, реже достигая 4 л/с, чаще — 0,1—0,5 л/с. Наиболее водообильные участки встречаются

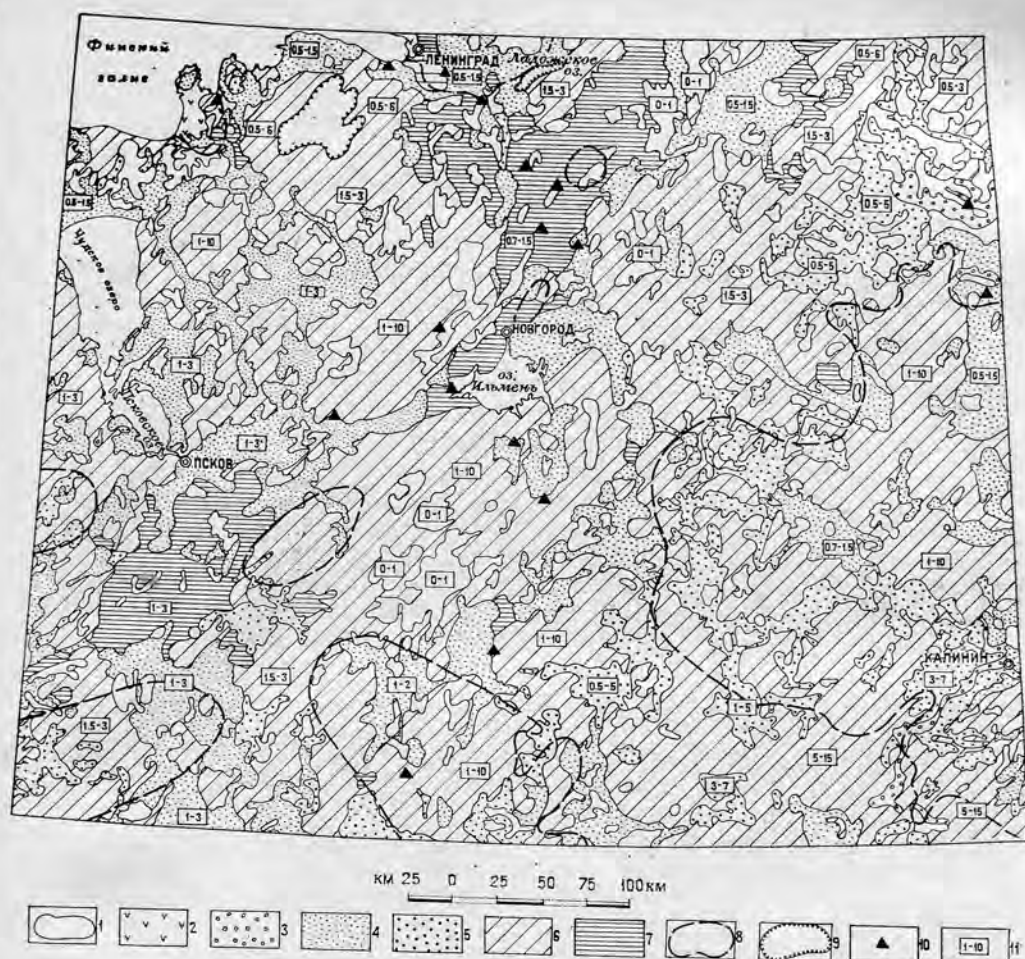


Рис. 31. Схематическая карта подземных вод четвертичных отложений.

1—8 — распространение водоносных горизонтов и комплексов: 1 — современных болотных отложений — bIV (торф, илы), дебит скважин — 0,001—0,1 л/с, 2 — современных морских — mIV, дебит скважин — 0,01—0,5 л/с, колодцев — 0,02—0,05 л/с, 3 — древних аллювиальных и аллювиально-флювиогляциальных — aIV—afflud (пески разнозернистые, гравийно-галечные отложения), дебит родников — 0,1—1,0 л/с, колодцев — до 10 л/с, 4 — средне- и верхнечетвертичных озерно-ледниковых — lgIIIud, lgIIms (пески мелкозернистые), дебит скважин — 0,1—1 л/с, родников — 0,05—5 л/с, 5 — средне- и верхнечетвертичных флювиогляциальных — flIIIud, flIIms (пески разнозернистые, песчано-гравийные отложения), дебит скважин — 0,5—5 л/с, колодцев и родников — 0,05—2 л/с, 6 — средне- и верхнечетвертичных ледниковых — спорадического обводнения — glIIIud, glIIms (линзы и прослои разнозернистых песков и валунных глинах и суглинках), дебит скважин — 0,01—0,5 л/с, родников — 0,1—2,0 л/с, 7 — средне- и верхнечетвертичных озерно-ледниковых — спорадического обводнения — lgIIIud, lgIIms (линзы и прослои мелкозернистых песков среди суглинков и глин), дебит скважин и колодцев — 0,005—0,1 л/с, 8 — водоносный комплекс межморенных — lg, flII—III, lg, flII, lg, flI—II (пески разнозернистые, песчано-гравийно-галечные отложения) дебит скважин — 0,01—2,0 л/с, дебит родников — 0,2—10 л/с; 9 — контур водонепроницаемых сдrenированных четвертичных отложений; 10 — пункты нахождения грунтовых вод с минерализацией более 1 г/л; 11 — глубина залегания грунтовых вод, м.

на территории Ленинграда и к северу от него. Водопроницаемость здесь достигает 600—3500 м²/сут (участки «Полюстрово», «Пискаревский», «Гражданка»). Пьезо- и уровнепроницаемость межморенного горизонта, по данным опытных работ, в этом районе колеблется в пределах $7 \cdot 10^4$ — $5,4 \cdot 10^5$ м²/сут. Минерализация вод горизонта изменяется от 0,1 до 0,4 г/кг, по составу они гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-каль-

циевые, хлоридно-гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные смешанные по катионному составу. Воды мягкие и умеренно-жесткие (до 3,5 мг/экв). В районе Полюстрово — Янино распространены воды с минерализацией 0,13—0,3 г/кг гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные железистые кальциевые или натриевые с содержанием железа до 45 мг/кг, являющиеся минеральными лечебными железистыми (месторождение «Полюстрово»).

Верхний водоносный горизонт межморенных образований в центральной, южной и юго-восточной частях территории имеет островной характер распространения. Мощность горизонта и гранулометрический состав водовмещающих песчаных пород весьма изменчивы. Преобладающая мощность 5—10 м, глубина залегания колеблется от 7—10 до 80 м, чаще — 15—35 м. Воды напорные, напор изменяется от 3—5 до 40—50 м. Пьезометрический уровень устанавливается на глубине 5—15 м, иногда скважины фонтанируют (район г. Валдай). Удельный дебит изменяется от тысячных долей литра в секунду до 1—2 л/с, чаще 0,01—0,1 л/с. Естественные выходы подземных вод встречены в районе городов Порхов, Струги Красные, по берегам рек в Новоржевском, Локнянском и Бежаницких районах. Дебит родников изменяется от 0,2—0,5 до 10 л/с. Воды пресные с минерализацией до 0,5—0,6 г/кг, реже до 0,8 г/кг с общей жесткостью до 7 мг/экв, гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые. Воды верхнего межморенного горизонта эксплуатируются во всех перечисленных районах. В пределах Предглинтовой низменности они являются основным источником подземных вод.

Нижние межморенные горизонты распространены на территории Ленинграда, по берегу Финского залива, в верхнем течении Волги в районе озер Волго и Селигер, а также в районе г. Калинина. Мощность горизонта изменяется от 1—2 до 30—40 м, иногда возрастает до 50—55 м в древних погребенных долинах, чаще составляет 10—12 м. Глубина залегания — 20—90 м. Воды напорные, пьезометрический уровень устанавливается на глубине 0,1—30 м, чаще — 5—10 м, в долинах рек скважины самоизливают с высотой столба воды над устьем скважин — 1—10 м. Напор составляет 10—30 м и более. Удельный дебит скважин изменяется от тысячных и сотых долей литра в секунду до 2—2,5 л/с. В дер. Волга дебит скважин самоизливом достиг 9 л/с. В районе Калинина дебит скважин не превышает 2—3 л/с. Дебит родников достигает 5—10 л/с. Воды пресные с минерализацией от 0,1 до 0,8 г/кг, чаще 0,1—0,4 г/кг, при загрязнении — до 1,6 г/кг; по химическому составу — гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые, реже хлоридно-гидрокарбонатные, мягкие и умеренно жесткие, используются для водоснабжения.

ОБЩИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Основными закономерностями, свойственными Среднерусскому артезианскому бассейну являются гидродинамическая, гидрохимическая и гидротермическая зональности подземных вод. Гидродинамическая зональность проявляется в связи с различными условиями циркуляции подземных вод и водообмена с поверхностью земли и заключается в ухудшении этих условий с глубиной. Выделяются три зоны: верхняя — свободного (активного) водообмена, средняя — затрудненного (замедленного) водообмена и нижняя — весьма затрудненного (весьма замедленного) водообмена.

Зона свободного водообмена включает верхнюю часть гидрогеологического разреза, водоносные горизонты и комплексы которой пи-

таются атмосферными осадками и дренируются гидрографической сетью. Нижняя граница этой зоны располагается гипсометрически несколько ниже местного базиса эрозии. Современные и древние погребенные долины способствуют интенсивной циркуляции подземных вод. Для Ленинградского артезианского бассейна стока региональным базисом эрозии служит Финский залив, уровень которого принимается за нижнюю границу зоны свободного водообмена. Существование в рассматриваемом районе озер тектонического происхождения (Ладожское) снижает эту границу до абсолютной отметки минус 100—150 м. Для Московского артезианского бассейна региональным базисом эрозии является глубоко врезанная древняя долина Волги. В эту зону входят грунтовые и напорные воды горизонтов и комплексов, залегающих в приповерхностной зоне, относящиеся к различным по возрасту отложениям: четвертичный, нижекембрийский в Предглинтовой низменности, кембро-ордовикский и ордовикский на Ордовикском плато, девонский — на Главном девонском поле, каменноугольный — на Карбоновом плато. Скорости движения подземных вод этой зоны зависят от фильтрационных свойств водовмещающих пород, уклона зеркала грунтовых или пьезометрического уклона напорных вод и измеряются несколькими метрами и десятками метров в год (по А. И. Короткову). Для зоны свободного водообмена характерна прямая зависимость положения зеркала грунтовых и пьезометрической поверхности напорных вод от современного рельефа. В этой зоне активно протекают процессы выщелачивания почво-грунтов, горных пород зоны аэрации и водовмещающих пород водоносных горизонтов и комплексов. Воды этой зоны преимущественно пресные, гидрокарбонатные кальциевые или магниевые-кальциевые. При наличии гипсоносных отложений в этой зоне формируются соленоватые сульфатные или смешанные по составу воды (саргаевский горизонт верхнего девона, снежско-данковский водоносный комплекс, водоносные горизонты среднего-верхнего карбона). В тектонически ослабленных зонах, к которым приурочены места разгрузки соленых хлоридных вод нижних горизонтов, формируются соленоватые хлоридные натриевые и смешанные воды (Приильменная впадина, Волховская низина).

Зона затрудненного водообмена включает часть гидрогеологического разреза, где питание закрытых водоносных горизонтов (комплексов) осуществляется путем гравитационного и гидравлического перемещения подземных вод из верхней зоны, а разгрузка происходит через тектонические трещины и в глубокие эрозионные долины и впадины. Нижняя граница этой зоны, по Б. Н. Архангельскому, определяется глубиной периферийных морей — Балтийского моря (250—400 м) и Ладожского озера (225 м). В этой зоне распространены напорные воды вендского и нижекембрийского комплексов в Приглинтовой низменности и на Ордовикском плато, ордовикского и кембро-ордовикского на Главном девонском поле и девонских комплексов — на Карбоновом плато. Связь этих вод с поверхностью затруднена, скорости движения составляют несколько сантиметров в год (по А. И. Короткову). Воды этой зоны соленые с минерализацией 1—35 г/кг.

Зона весьма затрудненного водообмена охватывает нижние горизонты и комплексы, распространенные в приосевой части Московской синеклизы. Эта зона является самой мощной и включает ордовикский, кембро-ордовикский, нижекембрийский и вендский водоносные комплексы на Главном девонском поле, а в пределах Карбонового плато включает и средне-верхнедевонские водоносные горизонты. Скорости движения вод в этой зоне измеряются долями миллиметров в год (по А. И. Короткову). Для этой зоны большое значение имеют вертикальные перемещения подземных вод по тектоническим трещинам под влиянием изостатических сил и уплотнения горных пород, а также переме-

шения в глубину тяжелых крепких рассолов. Располагается эта зона ниже абсолютных отметок минус 300—500 м. К ней приурочены рассолы разной крепости.

Гидрохимическая зональность проявляется с глубиной в увеличении степени минерализации подземных вод от пресных до рассолов. При этом состав их меняется от гидрокарбонатных магниево-кальциевых к сульфатным кальциевым водам неглубоких горизонтов, а на большой глубине развиты хлоридные натриевые, хлоридные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые рассолы. На гидрогеологических профилях (рис. 32, 33) гидрохимическая зональность фиксируется изолиниями минерализации 1, 3, 10, 35, 70 и 140 г/кг. Мощность зоны пресных вод достигает 300—500 м на хорошо промытых, интенсивно дренируемых возвышенных участках Ордовикского и Карбонового плато. В Приладожской, Приильменской и Волховской низинах мощность зоны пресных вод менее 50 м, что связано с плохо дренируемыми низменными плоскими равнинами, с распространением гипсоносных или огипсованных отложений, с разгрузкой соленых вод глубоких горизонтов по тектоническим трещинам и древним эрозионным врезам. В сводном гидрохимическом разрезе рассматриваемого региона выделяются следующие основные гидрохимические зоны (по Н. И. Толстихину и И. К. Зайцеву):

пресных вод с минерализацией до 1 г/кг, преимущественно гидрокарбонатных магниево-кальциевых;

соленых вод с минерализацией 1—35 г/кг с тремя подзонами (1—3 г/кг, обычно смешанного состава, часто хлоридных натриевых, местами сульфатных кальциевых; 3—10 г/кг, преимущественно хлоридных натриевых, иногда смешанного состава; 10—35 г/кг, хлоридных натриевых);

хлоридных натриевых и кальциево-натриевых рассолов с минерализацией 35—270 г/кг с тремя подзонами (35—70 г/кг, 70—140 г/кг, 140—270 г/кг).

Наращивание гидрохимических зон в вертикальном разрезе с погружением фундамента определяет и горизонтальную гидрохимическую зональность, которая проявляется в смене гидрохимических поясов, выделяемых по количеству входящих в них зон. На карте подземных вод показаны изолинии минерализации подземных вод (1 и 35 г/кг) всех основных водоносных горизонтов (комплексов) от вендского до карбонового включительно.

Ресурсы пресных вод в значительной степени обеспечивают потребности населения в хозяйственно-питьевой воде. Среди пресных вод распространены и минеральные лечебные железистые и радоновые.

Зона соленых вод отсутствует в Северо-Восточной Эстонии, где вендский комплекс содержит пресные воды. К юго-востоку происходит постепенная смена гидрохимических поясов. Общая мощность зоны соленых вод до ее границы с зоной рассолов варьирует в пределах 300—500 м. К зоне соленых вод приурочены основные ресурсы минеральных лечебных вод.

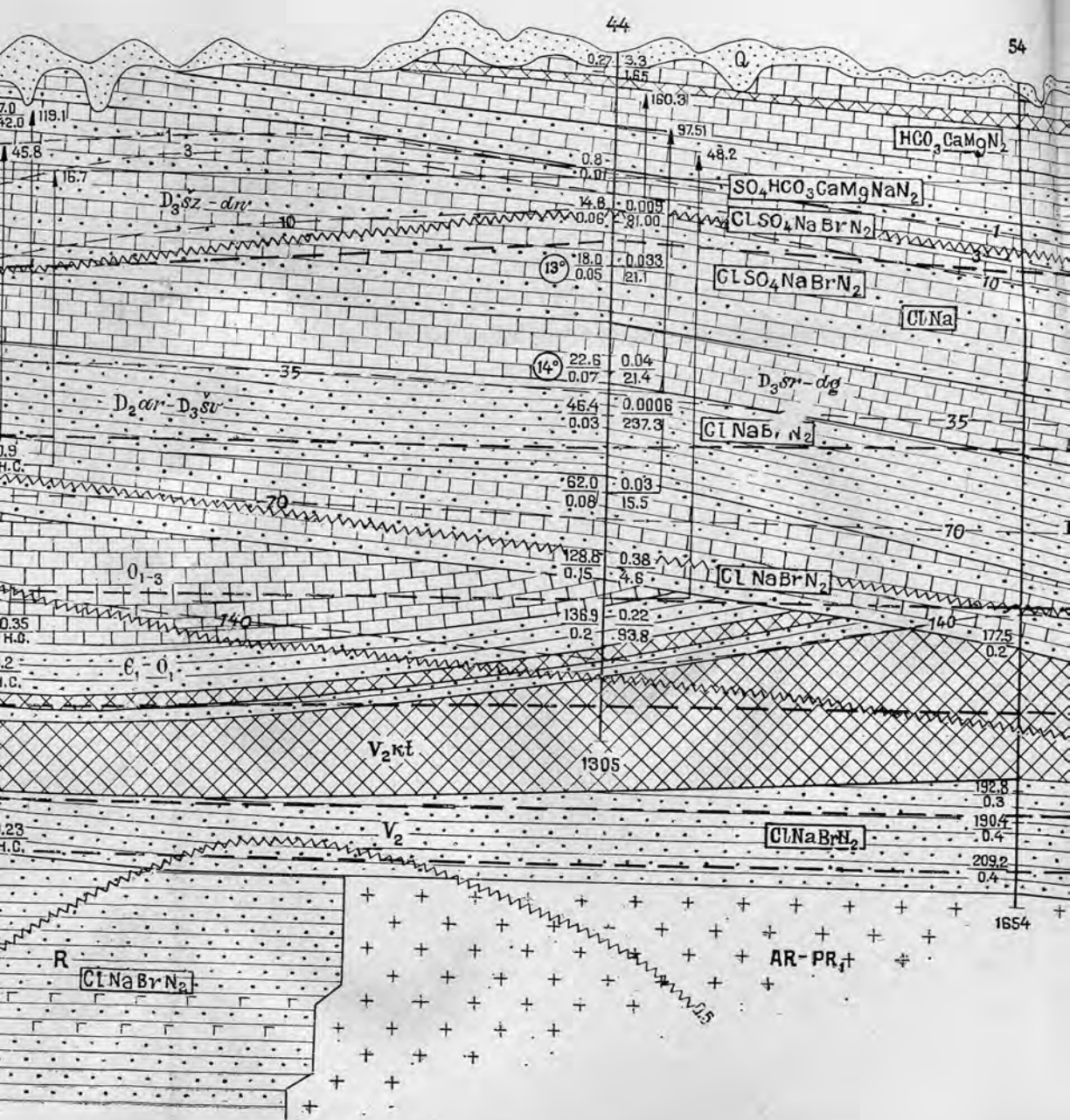
От линии городов Алуksе — Псков — Луга — Чудово к юго-востоку распространена зона рассолов с максимальной концентрацией 217,2 г/кг в водах рифейских образований в Оршанском и Крестецком прогибах. Мощность зоны рассолов достигает 1000—1300 м, максимально — 2500 м — в глубоких прогибах фундамента. Крепкие рассолы с содержанием брома более 250 мг/л. или 220 мг/кг, рассматриваются как промышленные, пригодные для извлечения поваренной соли и брома.

Гидротермическая зональность проявляется в закономерном увеличении температуры подземных вод с глубиной и связана с температурным режимом осадочного чехла. По замерам температуры воды в гидрогеологических, опорных, структурных скважинах установлено, что

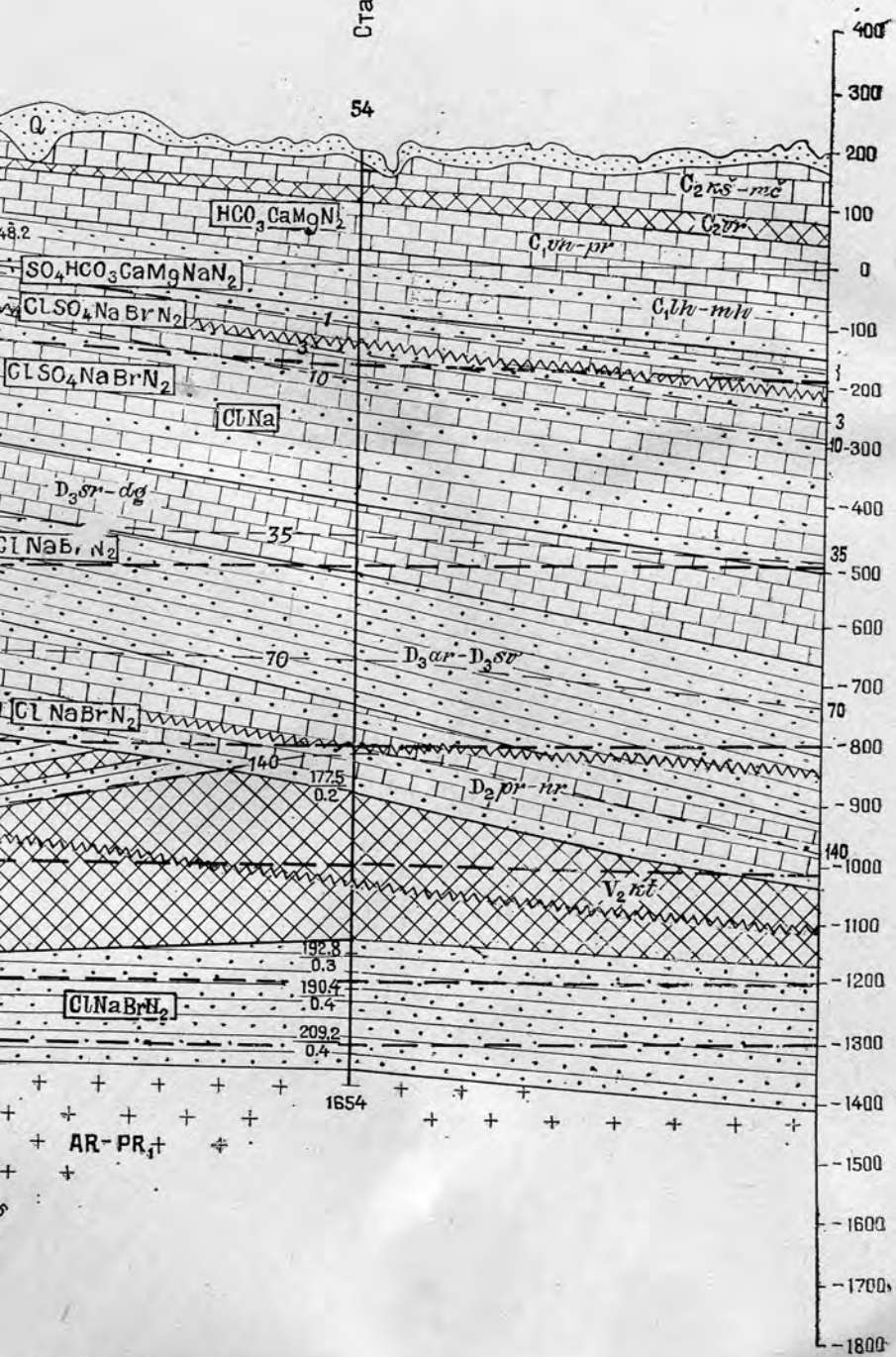
Рис. 32. Гидрогеологический профиль по линии А—Б.

земных вод различных типов: 1 — порово-пластового в песчано-глинистых породах, 2 — трещинно-карстово-пластового в карбонатных породах, 3 — и порово-трещинно-пластового в карбонатных породах, переслаивающихся с порово-трещинно-пластового в терригенных породах, 4 — трещинно-пластово-терригенных породах, 5 — трещинно-жильного в изверженных и метаморфических породах, 6 — трещинно-жильного в изверженных и метаморфических породах, 7 — трещинно-жильного в изверженных и метаморфических породах, 8 — трещинно-жильного в изверженных и метаморфических породах.

8 — водоупорные толщи р.
подземных вод, г/кг; 10 —
тионы, микрокомпоненты
мер, внизу — глубина, слес
содержание брома, г/кг, «
воды, м, стрелка у скважи



одоупорные толщи разного геологического возраста; 9 — изолинии степени минерализации мных вод, г/кг; 10 — изобары, г/кг; 11 — изотермы, °C; 12 — преобладающие анионы, ка- и, микрокомпоненты и растворенный газ подземных вод; 13 — скважина, сверху — ее по- внизу — глубина, слева: в числителе — минерализация подземных вод, г/кг, в знаменателе — жание брома, г/кг, справа: в числителе — дебит, л/с, в знаменателе — понижение уровня м, стрелка у скважины — напор подземных вод с абсолютной отметкой пьезометрического уровня, в кружке слева — температура, °C.



степени минерализации
 дающие анионы, ка-
 лция, вверху — ее ко-
 л/кг, в знаменателе —
 — понижение уровня
 пьезометрического

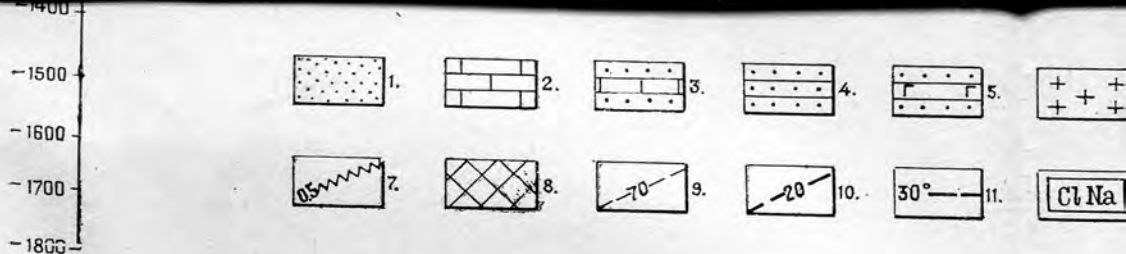
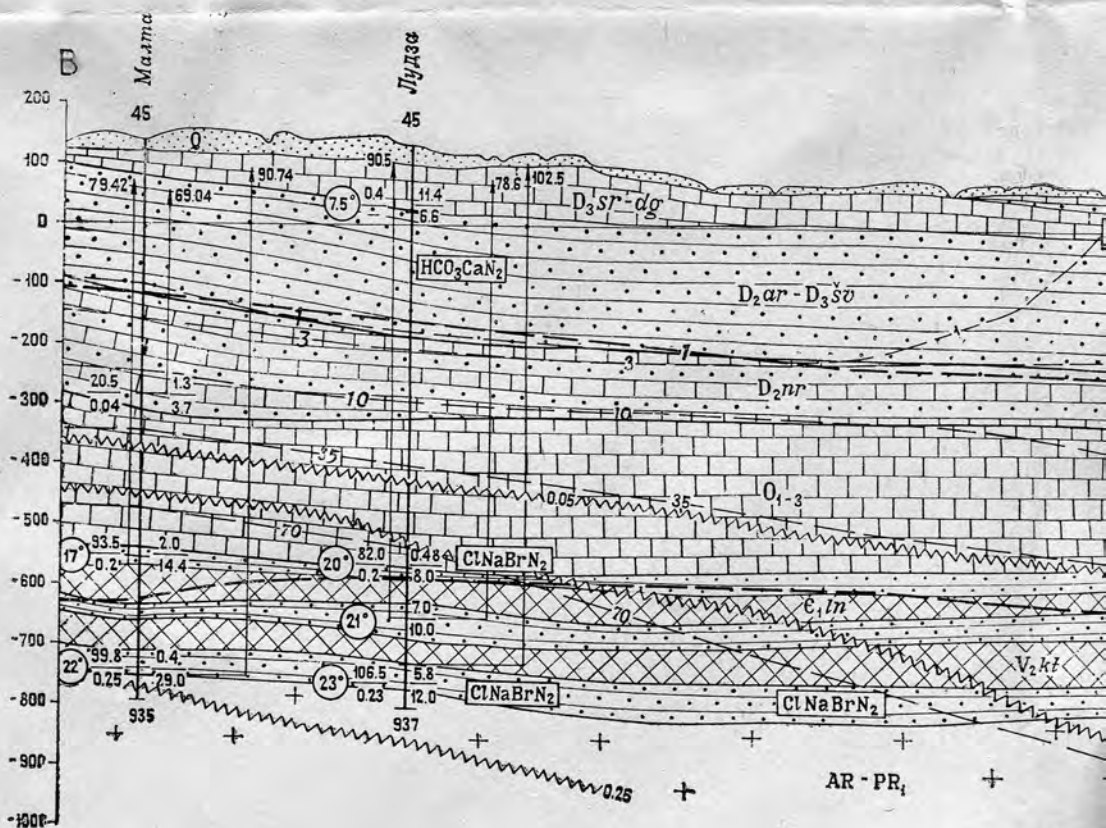


Рис. 32

1—6 — скопление подземных вод различных породах, 2 — трещинно-пластового и трещинно-пластового и порово-трещинно-терригенными, 4 — порово-трещинно-пластового в вулканогенно-терригенных породах; 7 — граница водоносных



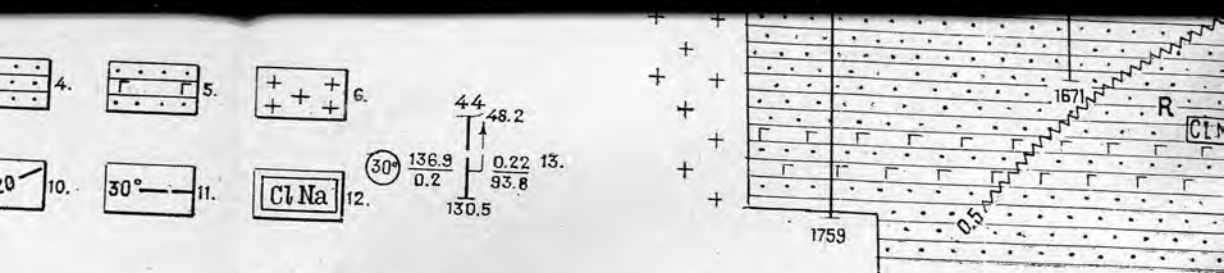


Рис. 32. Гидрогеологический профиль по линии А—В.

ление подземных вод различных типов: 1 — порово-пластового в песчано-глинистых породах, 2 — трещинно-пластового и трещинно-карстово-пластового в карбонатных породах, 3 — порово-трещинно-пластового в карбонатных породах, переслаивающихся с порово-трещинно-пластового в терригенных породах, 4 — порово-трещинно-пластового в терригенных породах, 5 — трещинно-пластово-трещинно-карстово-пластового в терригенных породах, 6 — трещинно-карстово-пластового в изверженных и метаморфических породах; 7 — граница водоносных горизонтов, комплексов разного геологического возраста;

8 — водоупорные породы, 9 — водоупорные породы, микромер, внизу — глины, содержание брома, воды, м, стрелка

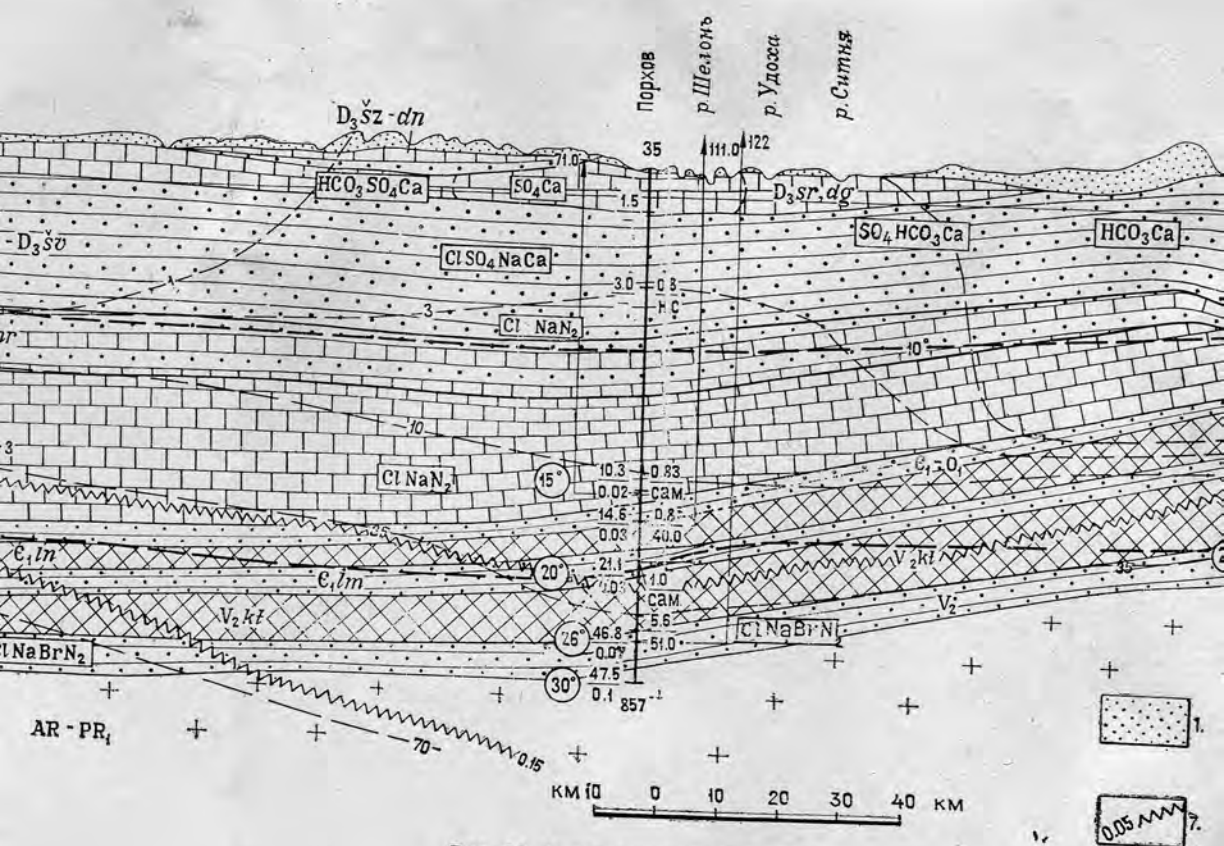
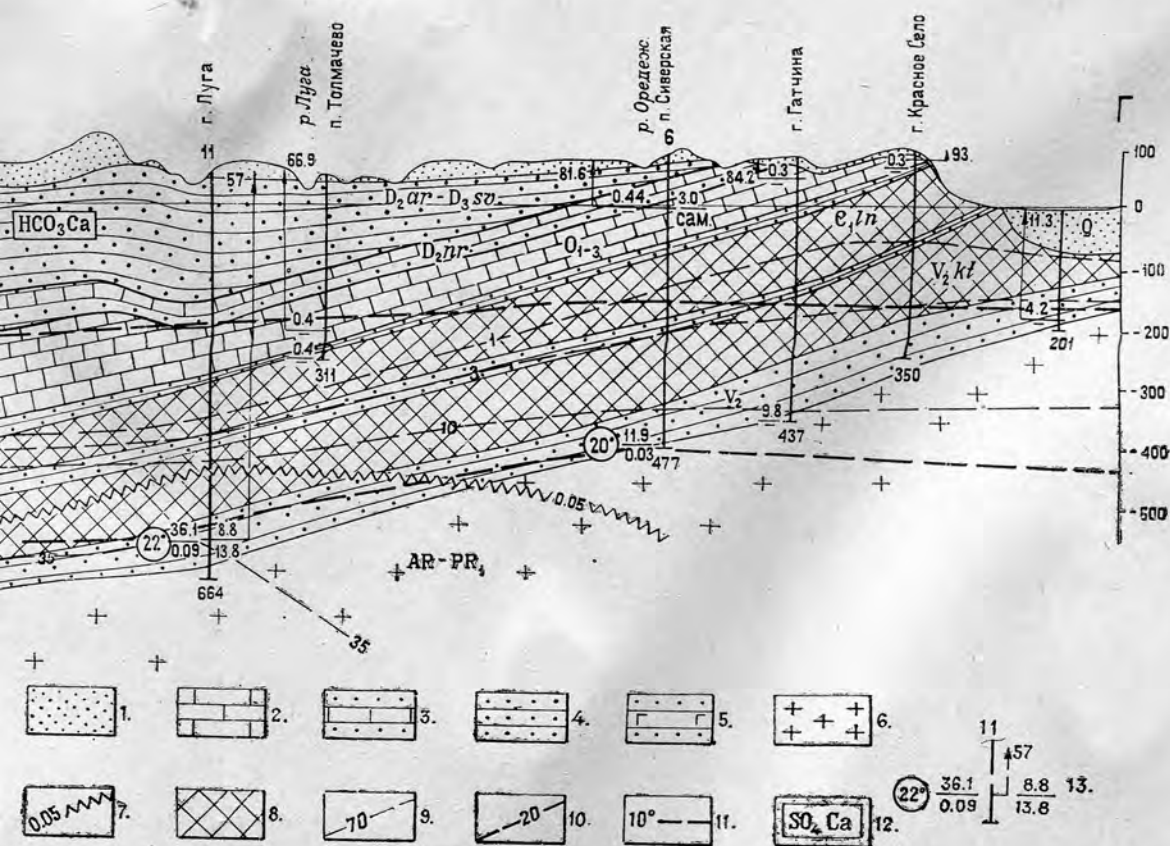
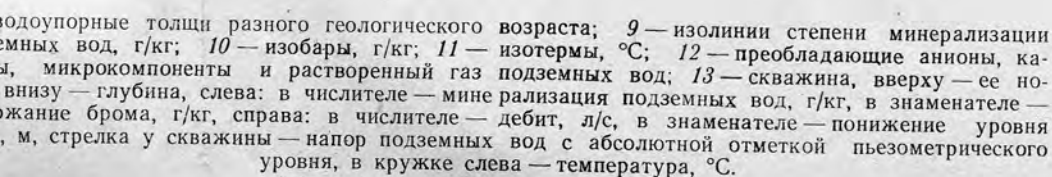
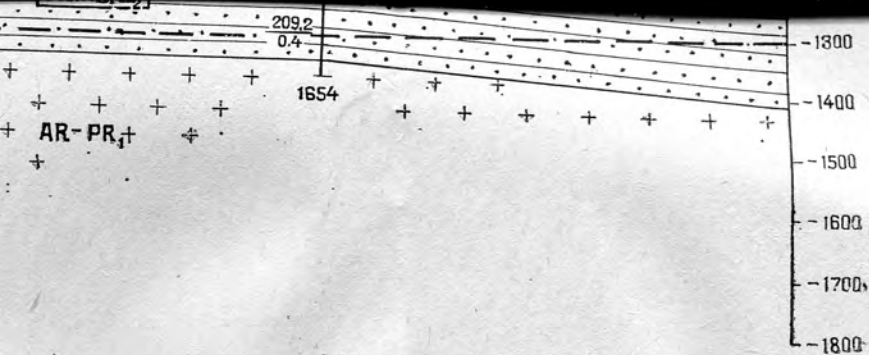
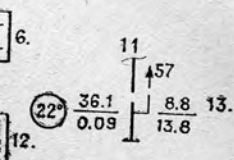
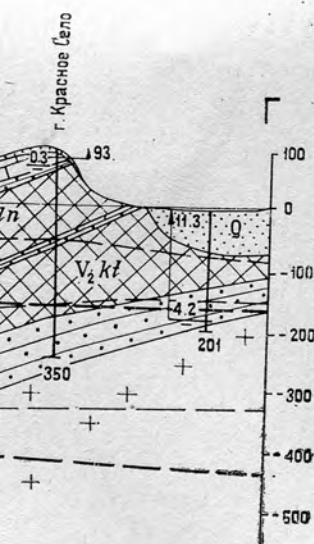


Рис. 33. Гидрогеологический профиль по линии В—Г.
Условные обозначения на рис. 32.





ни минерализации
ющие анионы, ка-
д, вверху — ее по-
, в знаменателе —
онижение уровня
пьезометрического



вышележащих рифейском и вендском комплексах, rNa/rSi снижается до 0,41, хлор-бромный коэффициент увеличивается до 687. Эти данные подтверждают наличие трещинно-жильных вод в породах фундамента на больших глубинах, в зонах тектонических нарушений, и свидетельствуют о связи менее минерализованных трещинно-жильных вод фундамента с высокоминерализованными седиментогенными водами осадочной толщи нижнего гидрогеологического этажа.

Задачи дальнейший гидрогеологических исследований

Территория региона изучена удовлетворительно, но не равномерно. Не охвачена среднемасштабной гидрогеологической съемкой почти третья часть территории на северо-западе, северо-востоке и юге. Дальнейшее изучение гидрогеологических условий возможно в комплексе с инженерно-геологическим картированием для целей строительства и мелиорации земель, развития санаторно-курортных зон, а также при изучении условий обводнения месторождений полезных ископаемых. Главной проблемой на ближайшие и последующие годы является создание системы мероприятий, связанных с охраной водных ресурсов, борьба с истощением подземных вод и их загрязнением. В зависимости от условий и источников загрязнения должен применяться различный комплекс гидрохимических исследований, связанных с охраной подземных вод. Необходимо расширить региональную гидрогеологическую сеть наблюдательных скважин, расширить комплекс определяемых химических компонентов, внедрить определение отдельных компонентов у источников. Необходимы специальные региональные обобщения состояния подземных вод отдельных регионов и прогнозирование изменения их химического состава в крупных промышленных районах.

Расширение использования подземных вод потребует обеспечения их рациональной эксплуатации и охраны. В этой связи должны быть предусмотрены мероприятия по использованию для питьевого и технического водоснабжения вод шахтного и карьерного водоотлива. Особенно остро вопрос об охране подземных вод от загрязнения и истощения встал в последние десятилетия в связи с бурным ростом промышленности, сельского хозяйства и городов, что привело к увеличению водоотбора и к появлению очагов загрязнения. Последние создаются в местах сброса промышленных и бытовых сточных вод, в местах широкого использования минеральных удобрений, на участках крупных животноводческих комплексов. В связи со строительством подземных газопроводов и нефтехранилищ, устройством поглощающих скважин для сброса промышленных сточных вод встает вопрос о загрязнении более глубоких водоносных горизонтов.

Наименее защищены от загрязнения воды надморенного, верхнего межморенного горизонтов (месторождение «Полюстрово» и др.), воды ордовика в пределах Ордовикского плато, воды карбона в пределах Карбонового плато. В этих районах необходимо строгое соблюдение мер санитарной охраны при эксплуатации указанных горизонтов.

Усиленная эксплуатация отдельных горизонтов, шахтный водоотлив и строительные водопонижения привели к нарушению на значительной площади естественного режима ряда водоносных горизонтов — вендского (гдовского), нижнекембрийского (ломоносовского), кембрийского, ордовикского в Эстонской ССР и Ленинградской обл., каширско-мячковского, касимовского в Калининской области, верхнего межморенного (полюстровского) в Ленинграде. Необходима разработка комплексной программы рационального использования и охраны подземных вод.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Ранний этап развития территории связан с формированием фундамента плиты. Наиболее древней структурой является Новгородский мезоблок, образовавшийся в архее и в последующем игравший роль срединного массива при консолидации кристаллического основания. Он обрамлялся зонами позднеархейской и раннепротерозойской активизации, выполнявшимися высокоглиноземистым обломочным и вулканогенным материалом. В позднем архее и раннем протерозое подверглись переработке и образования древних срединных массивов. Свекофениды ко времени карельской складчатости составляли уже единое целое с архейскими массивами. Пройдя раннекарельскую стадию консолидации — протоорогенный этап развития и позднекарельскую — субплатформенный этап (стадия кратонизации), территория развивалась как положительная структура, с широко распространенными в ее пределах процессами выветривания и денудации.

С начала позднего протерозоя она вступает в платформенный этап развития. Активизируется разрывная тектоника и возникают блоковые подвижки.

В среднем и позднем рифее в раннебайкальский этап тектогенеза происходит формирование линейно-вытянутых прогибов Крестецкого и Пашского и Оршанской впадины. По мере прогибания этих структур в их пределах шло накопление континентальных терригенных осадков в условиях жаркого климата (в рифее), на что указывают неоднородность состава отложений (неравномерно чередующихся конгломераты, гравелиты, песчаники от полимиктовых до существенно кварцевых, алевролиты и аргиллиты в подчиненных прослоях) красноцветная окраска пород, структурно-текстурные их особенности. В Крестецком и Пашском прогибе в среднем рифее проявилась активная вулканическая деятельность (пласты габбро-диабазов, диабазовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий). Крестецкий и Пашский прогибы, по-видимому, завершили свое развитие в рифее: плащеобразно перекрыты отложениями валдайской серии венда. Оршанская впадина продолжала прогибаться в вильчанское и волынское время раннего венда, хотя и с меньшей интенсивностью. В пределах ее северного окончания, распространяющегося на описываемую территорию, к вильчанским образованиям условно отнесены маломощные песчано-глинистые отложения сходные по составу и текстурным признакам с перигляциальными образованиями лапландского ледникового. Они залегают с размывом на оршанской свите верхнего рифея и содержат в базальных слоях обломки подстилающих пород (красноцветных песчаников). К отложениям волынского времени здесь отнесены вскрытые скв. Невельской, Торопецкой и Нелидовской маломощные пласты песчаников и глин, содержащих примесь разложившегося вулканического материала. Известно, что типичная область проявления траппового вулканизма в этот период находилась на Волыни и в юго-западной Белоруссии. Возможно пепловый материал мог посту-

пать через атмосферу и в пределы северной зоны Оршанской впадины.

Балдайская эпоха осадконакопления связана с новым собственно плитным этапом развития платформы. В результате активизации позднебайкальских тектонических движений начинается заложение Московской синеклизы и распространение трансгрессии в ее пределы. Образуется обширный эпиконтинентальный морской бассейн, в котором накапливались преимущественно терригенные осадки.

В редкинское время трансгрессия распространялась с востока на запад, не достигая лишь крайних западных и северо-западных районов территории. Современная граница редкинских отложений является эрозионной. Циклическое их строение свидетельствует о прерывистом распространении трансгрессии, чередовавшейся с кратковременными регрессиями. Области сноса являлись Балтийский и Белорусско — Мазурский щиты, а также локальные поднятия (Мынысте, Локно). Преобладали терригенные осадки с подчиненным развитием хемогенных (карбонатный цемент, стяжения сидерита). Море было мелкое спокойное местами с застойным гидродинамическим режимом, нормальной и слабо повышенной соленостью. Наличие аргиллитов, обогащенных органическим веществом, свидетельствует о бурном развитии органического мира и о восстановительной среде его захоронения. В прибрежных зонах геохимическая обстановка осадконакопления сменялась слабо восстановительной и окислительной. В предкотлинское время в краевых частях синеклизы был перерыв в осадконакоплении.

Котлинские осадки ложатся на редкинские с размывом. Новая (котлинская) трансгрессия стала более обширной. Морской бассейн распространился на запад, охватив рассматриваемую территорию целиком. Сохранились прежние области сноса. Характерна также циклическая седиментация. Максимум котлинской трансгрессии отразился образованием выдержанной и относительно мощной толщи «ляминаритовых» глин. В начальную стадию седиментации преобладали прибрежно-морские условия с неустойчивым гидродинамическим режимом, впоследствии — мелководные морские с восстановительно-окислительной средой, благоприятной существованию растительного органического мира. В конце котлинского времени на территории Эстонии, Латвии и западе Ленинградской обл. после непродолжительного перерыва образовался опресненный мелководный бассейн, в котором происходило накопление пестроцветных алевроглинистых и песчаных осадков (воронковская свита), отразивших регрессивную фазу котлинской трансгрессии. Остальная большая часть территории в конце котлинского времени подвергалась размыву и субаэральному выветриванию.

Новая раннекембрийская морская трансгрессия распространялась на описываемую территорию из юго-восточных районов платформы (ровенский бассейн) и возможно имела связь с Сибирской платформой (А. Ю. Розанов, 1980 г.). Ровенский бассейн был мелководным. Характер осадконакопления в нем сходен с котлинским. Базальные слои ровенского горизонта залегают на выветрелых породах котлинского. Состав остатков фауны (сабеллитиды и плятисолениды) и флоры при отсутствии карбонатности пород свидетельствуют о принадлежности бассейна седиментации к умеренным широтам.

В лонтоваское время бассейн расширялся на запад по унаследованному от ровенского — структурному плану, без видимого перерыва в осадконакоплении. Накапливались преимущественно глинистые осадки. Море было сравнительно мелкое, спокойное, с близкой к нормальной соленостью и газовым режимом (морская фауна, глауконит). Прилегающая суша отличалась слабой расчлененностью рельефа и была сложена осадочными породами. Лонтоваский этап завершился поднятием всей территории, субаэральным выветриванием с образованием железистой и каолининовой коры. Лишь на западе Ленинградской области и

севере Эстонии перерыв перед последующим талсинским седиментационным этапом был менее продолжительным.

В талсинское время произошла смена направления трансгрессии. Прогибание охватило новые районы на западе и юго-западе территории. В это время происходило заложение Балтийской синеклизы. Московская синеклиза находилась в континентальных условиях. Лишь во второй половине талсинского времени морской залив проник с запада (из Эстонии) в северные районы Ленинградской области (до Ленинграда).

В начале среднего кембрия произошла коренная перестройка структурного плана. Вновь мелкое море трансгрессировало с востока, охватив Московскую синеклизу, включая ее северо-западное крыло. Бассейн был окружен пониженной прибрежной равниной, местами погружавшейся ниже уровня моря. В позднем кембрии вновь произошло наступление моря с востока и юго-востока до южных, местами более северных районов Ленинградской области и средней Эстонии (район Петсери). Бассейн был мелководный и относительно спокойный, накапливались песчано-глинистые осадки с остатками беззамковых брахиопод, конодонтов и фитопланктона.

Ордовикская эпоха формирования чехла связана с развитием Скандинавско-Балтийского бассейна. Большая часть Московской синеклизы принадлежала Балто-Сарматскому континенту. Трансгрессия распространялась с запада на восток. Впервые на значительной части территории накапливались осадки нормально морского бассейна.

В тремадоке происходило накопление терригенных песчано-глинистых осадков в мелководном бассейне с неустойчивым режимом и активной динамикой течений. В прибрежно-морских условиях формировались плохо сортированные песчаные отложения с скоплениями битой ракушки. В лагунах осаждался более тонкий отмученный глинистый материал, насыщенный граптолитами. В процессе диагенеза он превращался в диктионемовый сланец. По мере расширения трансгрессии углублялась восточная часть субширотного бассейна и там (районы Пестово, Валдай, Крестцов) увеличивалась мощность глинистых осадков (до 100 м). В позднем тремадоке (леэзское время) в морском заливе сохранялась слабо восстановительная среда и происходило накопление песчано — глинистого материала с глауконитом (глауконитовые песчаники). К концу этого времени вследствие углубления и расширения бассейна стали накапливаться глинисто-карбонатные и карбонатные осадки, обогащенные глауконитом.

Дальнейшая трансгрессия моря вела к образованию более однородных карбонатных отложений. Однако кратковременные пульсационные регрессии обуславливали неоднородность химизма среды со сменной восстановительной на нейтральную и окислительную. Это отражается в разрезах волховского и кундского горизонтов чередованием слоев известняков, доломитов с глауконитом, мергелей обогащенных карбонатом железа.

В среднем ордовике продолжалось осадконакопление в условиях эпиконтинентального морского бассейна, лишь незначительно сократившегося по площади. Происходило накопление глинисто-карбонатных осадков, обогащенных раковинным детритом.

В кузерское и идаверское время на западе Ленинградской области и в Северо-Восточной Эстонии осаждался органогенно-глинистый материал, преобразующийся в горючие сланцы — кузерситы. Аналогичные образования в иевское время формируются в районе Чудово.

Постепенный подъем территории, начавшийся со второй половины среднего ордовика вызвал обмеление морского бассейна и его отступление в западном направлении. Стали образовываться мелководные лагуны с ненормальной соленостью. В них накапливались доломитовые осадки с примесью терригенного материала. По мере развития регрессии

в позднем ордовике формировались карбонатно-терригенные и преимущественно терригенные осадки (пиргуский и поркунский горизонты). К концу позднего ордовика подъем территории привел почти к полному отступлению моря за ее пределы. В ордовикскую стадию развития территории наибольший расцвет получил органический мир, особенно в максимальную фазу трансгрессии. Существовало исключительно большое разнообразие групп и видов фауны (трилобиты, брахиоподы, грантолиты, маллюски, мшанки, табуляты и др.).

Судя по литолого-фациальному составу отложений в раннем силуре, после краткого перерыва с осадконакоплением в конце ордовика, на значительной части территории листа восстановились палеогеографические условия, характерные для позднего ордовика. В начале лlandoверийского века эпиконтинентальный морской бассейн, наступивший со стороны Балтийской синеклизы, занимал, видимо, обширную площадь Ленинградской и Псковской областей, где отлагались глинисто-карбонатные осадки. Однако уже в позднем лlandoверии условия осадконакопления в этом бассейне существенно изменились — установился лагунный режим седиментации с выпадением глинисто-карбонатных осадков с большой примесью органического материала.

Сокращение морского бассейна продолжалось в венлокском веке. В условиях аридного климата в мелководной полузастойной краевой части шельфа шло накопление преимущественно глинисто-доломитовых осадков. В течение всего раннего силура основными обитателями бассейна были граптолиты и, участками, трилобиты.

В позднем силуре в результате общего воздымания платформы морской бассейн регрессировал за пределы территории листа, которая стала ареной интенсивной, но неравномерной денудации. В раннем девоне лагунно-морские условия сохранились только восточнее территории (в районе современного Рыбинского озера) и в западной части Балтийской синеклизы. В это время на склонах Балтийского щита, а также в районе к юго-западу от Псковского озера сформировалась сравнительно расчлененная эрозионная сеть. Наиболее детально изучена одна из долин, прослеженная на протяжении 250 км от северного побережья Чудского озера до среднего течения р. Волхов. Ширина ее достигает 15—20 км при корытообразном поперечном сечении и глубине вреза в подстилающие ордовикские отложения до 80—90 м. Долина имеет ряд разветвленных боковых долин.

Во время этого продолжительного этапа континентального развития к концу раннего девона в южной части территории листа была полностью уничтожена мощная (более 200 м) толща силурийских и ордовикских отложений. В Юго-Восточной Эстонии и Северо-Западной Латвии в отдельных речных долинах и пологих озерных впадинах в это время происходило накопление терригенных и терригенно-карбонатных озерных и аллювиальных осадков.

В среднем девоне, в первые фазы нового герцинского этапа в развитии платформы, в пределах Московской синеклизы и Латвийской седловины началось интенсивное погружение территории, которое постепенно захватывало южный и юго-восточный склоны Балтийского щита. Осадконакопление в резекненское и пярнуское время происходило еще в континентальных условиях, но уже на территории с несколько измененным структурным планом по сравнению с каледонским этапом. В наровское время с юга и юго-востока на территорию листа трансгрессировало мелководное море. Из-за значительной расчлененности рельефа дна и эпиконтинентального характера моря вскоре почти на всей территории стали господствовать прибрежно-морские и лагунные условия осадконакопления с формированием соответственно глинисто-карбонатных и сульфатно-доломитовых осадков. В наиболее обширной и практически безжизненной лагуне в районе г. Нелидово, в ярко вы-

раженной аридной климатической обстановке, происходило образование относительно мощных пластов гипса, ангидрита и каменной соли.

В развитии эйфельского цикла седиментации на территории листа прослеживается хорошо выраженная ритмичность. Трансгрессивная стадия цикла, продолжавшаяся от резекненского до второй половины наровского времени, включает в наиболее полных разрезах до шести ритмов осадконакопления. В основании ритмов наблюдаются аллювиальные терригенные осадки прибрежных равнин, которые сменяются лагунными терригенно-карбонатными, местами сульфатными, а в конце трансгрессии — прибрежно-морскими глинисто-карбонатными образованиями.

В результате позднеэйфельской, также ритмически развивающейся регрессии моря, обусловленной интенсивным прогибанием территории в восточной части Московской синеклизы, к началу арукюлаского времени рассматриваемая площадь превратилась снова в обширную пене-пленизированную аллювиально-озерную равнину. В основании седиментационных ритмов арукюлаского времени залегают аллювиальные, в основном песчаные осадки, которые в конце ритмов сменяются озерными, с редкими линзами пресноводных карбонатных пород.

Образованию буртниекских отложений на склонах Балтийского щита и в Латвийской седловине предшествовал сравнительно продолжительный перерыв в осадконакоплении, в течение которого успел существенно видоизмениться комплекс пресноводной ихтиофауны. В буртниекское время осадконакопление происходило в условиях, близких к существовавшим в арукюлаское время, однако на большем удалении от областей сноса на Балтийском щите. Возможно, в это время центральная часть Московской синеклизы была временами занята очень мелководным морем, где накапливались хорошо отсортированные песчаные и алевроитовые осадки.

Поднятие Балтийского щита и окружающей территории плиты в конце живетского века превратило всю рассматриваемую территорию к началу позднего девона в низкую пене-пленизированную аллювиальную равнину, на которой в жарком и влажном климате широкое распространение получили процессы денудации и химического выветривания с образованием каолинитовой коры выветривания, реликты которой наблюдаются в обнажениях в бассейне р. Луга и в ряде разрезов скважин (34, 41, 43 и др.).

В начале франского века южная и юго-западная части территории в гауйское время вследствие нового обширного погружения центральных районов платформы вновь стали областью накопления терригенных осадков аллювиального и дельтового характера, в составе которых большую роль играл переотложенный материал подстилающих пород. В аматское время зона осадконакопления переместилась еще больше к северо-востоку, однако на крайнем северо-востоке территории вплоть до начала саргаевского времени продолжались процессы денудации, которыми были сnivelированы ранее отложившиеся среднедевонские и, частично, ордовикские отложения. В составе аматских отложений, в отличие от гауйских, преобладающая роль принадлежала терригенному красноцветному материалу, принесенному с восточной окраины Балтийского щита.

В конце аматского времени в результате неравномерного интенсивного опускания периферийной области Балтийского щита мелководный бассейн с пониженной соленостью трансгрессировал с юго-востока на рассматриваемую территорию. В снетогорское время она была уже полностью захвачена эпиконтинентальным мелководным морем, в котором стали отлагаться терригенно-карбонатные и карбонатные (в основном доломитистые) осадки.

В течение франского и фаменского веков на территории листа чередовался ряд волн трансгрессий и регрессий моря. Ввиду пульсационного характера трансгрессий даже кратковременные подъемы в целом равнинной, слабо наклоненной в сторону Московской синеклизы территории, превращали ее в континентальную прибрежную и прибрежно-лагунную равнины. Морские бассейны, образовавшиеся в ходе различных по длительности и интенсивности трансгрессий со стороны центральных областей Московской синеклизы, имели небольшую максимальную глубину, не превышавшую нескольких десятков метров, близкую к нормальной соленость и сравнительно устойчивый режим, благоприятный для развития богатой органической жизни. В то же время мелководность бассейна и значительная тектоническая активность зоны Латвийской седловины в позднем девоне обуславливали значительные перемещения береговой линии моря при регрессиях, нередко с образованием полузамкнутых участков с затрудненным водообменом, в которых происходило периодическое возрастание солености вплоть до выпадения магнезиально-кальциевых карбонатов, местами в ассоциации с гипсом и ангидритом.

Наиболее отчетливым барьером в ходе франского цикла осадко-накопления являлась центральная, приподнятая часть Латвийской седловины. К востоку от нее в начале саргаевского времени образовалась зона открытого моря, а к западу — зона затрудненного водообмена с многочисленными отмелями и впадинами, с обедненным и стеногалинным характером обитавших здесь морских организмов. Во время наиболее крупных фаз трансгрессий различия в составе осадков были мало заметными и, наоборот, усиливались во время регрессий. В течение всего франского века в пределах Лужско-Ладожской структурно-фацальной зоны сохранялась относительно приподнятая часть территории, которая в ходе регрессий моря обычно превращалась в прибрежную континентальную равнину.

Наиболее широкое распространение моря в позднем девоне приурочено к середине саргаевского времени, когда море занимало практически всю площадь Главного девонского поля и даже на крайнем северо-востоке территории отлагались терригенно-карбонатные осадки с остатками брахиопод и пелеципод — обитателей мелководных морей нормальной солености. Следующие крупные волны трансгрессий — порховско-свинордская и бургеско-альтовская охватили уже значительно меньшую площадь и были по всей вероятности менее продолжительными. Наоборот, фазы регрессий в послесаргаевское время становились постепенно более длительными и занимали все более обширные площади. В конце даугавского времени море регрессировало в центральные районы Московской синеклизы и вся остальная территория листа на некоторое время превратилась в область денудации.

Если в раннефранский век климат был умеренно гумидным или переходным к аридному, то позднефранские климатические условия можно считать существенно аридными. В последаугавское время небольшие опускания территории вызывали кратковременные ингрессии моря с юго-востока, которые оставляли в толще терригенных континентальных и подводно-дельтовых шельфовых образований маломощные прослои известняков, мергелей, доломитов, мергелевидных карбонатных алевроитов и глин. Максимальное продвижение береговой линии к северо-западу вглубь континента происходило в смолтинско-ловатское время, когда на обширной площади в Московской синеклизе и Латвийской седловине отлагались известково-доломитовые осадки.

Начавшаяся общая многоступенчатая регрессия с кратковременными трансгрессиями моря продолжала развиваться в фаменском веке. В период наибольшей регрессии море все дальше отступало к югу и юго-востоку и приобретало все большую соленость. Условия, ха-

ракторные для морских бассейнов с почти нормальной соленостью, устанавливались только в отдельные фазы кратковременных ингрессий моря в задонское время, в конце елецкого и в начале лебедянского времени. В конце фаменского века относительно устойчивый прибрежно-морской режим осадконакопления, близкий к лагунному, сохранялся только в юго-восточной части территории листа. Вся остальная площадь в результате поднятия Балтийского щита и прилегающих районов превратилась к этому времени в слабо расчлененную озерную и озерно-аллювиальную прибрежную равнину, на которой началась выработка эрозионной сети.

Каменноугольный этап геологического развития рассматриваемой территории (северо-запад Русской плиты), наследуя основные тенденции девонского этапа, вместе с тем, заметно отличается от него и, прежде всего, в том, что большая часть региона развивалась в континентальных условиях. Каменноугольное море даже в самые максимальные моменты трансгрессии не продвинулось на запад далее линии рек Ловать — Волхов. Существенно изменился климат с аридного или субаридного на влажный субтропический, что вызвало бурное развитие наземной флоры и коренное изменение вещественного состава осадков, накапливавшихся как на суше, так и в морском бассейне, особенно в раннем карбоне.

Начавшаяся в позднем девоне регрессия моря, вызванная общим подъемом западной окраины Московской синеклизы, продолжалось и в турнейском веке. Постепенное ее развитие в условиях преемственности палеогеографической обстановки обусловило однородность генетических типов осадков, накопившихся в позднефаменский и раннетурнейский века, что почти при полном отсутствии определенных остатков фауны и флоры затрудняет установление стратиграфического положения границы между девонем и карбоном. Только появление «углистости» в карбонатных породах, каолинита среди породообразующих минералов в глинах и турнейских элементов в спорово-пыльцевых комплексах позволяет условно провести эту границу.

В лихвинское время мелководный засоленный залив отступающего моря сохранился только в юго-восточной части территории листа 0—36. Наиболее глубокие его части располагались юго-восточнее г. Валдай, а границы зоны проходили по линии Комарово — Пестово (северная) и по линии Комарово — Боровичи — Валдай — Торопец — Нелидово (западная). Здесь шло накопление терригенно-магнезиально-карбонатных отложений, на многих участках огипсованных. После осушения на них сформировались «восковидные» глины в конце лихвинского времени, а на крайнем юго-востоке после накопления агеевской толщи море полностью отступило за пределы рассматриваемой территории. Повсеместно установились континентальные условия. Активизировались денудационные процессы, обусловившие формирование слаборасчлененного структурно-денудационного рельефа (см. рис. 20). Четко определились две палеогеоморфологические зоны: континентальная (водораздельная) и прибрежно-морская, охватывающие соответственно западную и восточные части площади распространения каменноугольных отложений. На возвышенностях (севернее Боровичей) породы подверглись интенсивному субаэральному выветриванию приведшему в условиях постепенно увлажняющегося субтропического климата к формированию площадных остаточных кор выветривания каолинового и местами латеритного типа. Период континентального развития западной окраины Подмосковского бассейна продолжался до средневизейского времени. Начавшееся общее погружение этой территории вызвало трансгрессию каменноугольного моря на запад. По мере ее развития происходила закономерная смена прибрежно-континентальных условий осадконакопления прибрежно-морскими и морскими.

В средневизейское (яснополянское) время преобладали прибрежно-континентальные условия. Процесс осадконакопления зависел от морфологии довизейского рельефа, от близости наступающего моря и от положения области сноса. В пониженных участках сначала накапливались продукты перемыва довизейских пород, сносимые с соседних возвышенностей, а затем и с более удаленных участков суши. Неровности довизейской поверхности быстро нивелировались и она превращалась в пологонаклонную волнистую равнину. Дальнейшее развитие трансгрессии моря привело к заболачиванию этой равнины, к возникновению в ее пределах пресноводных озер, а в прибрежной части лагун, небольших заливов и лиманов. Мощно развивалась гигантоптеровая флора, создавая в береговой полосе растительные ассоциации типа мангровых зарослей. Все это нашло отражение в формировании комплекса углисто-песчано-глинистых отложений, среди которых кратковременные ингрессии моря кое-где оставили маломощные слои глинистых известняков и мергелей с фауной: фораминифер, остракод, брахиопод и наutilus. На склонах возвышенностей в эрозионных ложбинах накапливались бокситовые породы и бокситы. А во впадинах, у их подножья, — каолинитовые и монтмориллонитовые глины, в том числе, и огнеупорные. Начиная с алексинского времени в пределах западной и северо-западной окраины Подмосквовного бассейна преобладающими стали прибрежно-морские и морские условия осадконакопления.

С каждой новой трансгрессивной фазой море занимало все большие площади, оставляя все более мощные и более выдержанные по простиранию слои известняков с обилием органических остатков. Вместе с тем, визейско-серпуховская трансгрессия развивалась пульсационно. При общей трансгрессивной тенденции отмечаются неоднократные кратковременные отступления моря к востоку.

В протвинское время трансгрессия нижнекаменноугольного моря достигла максимальных пределов. На всей занятой им территории происходило накопление карбонатных органогенных илов с остатками разнообразной морской фауны. Но в терригенной составляющей среди глинистых минералов появились сепиолит и палыгорскит, свидетельствующие об аридизации климата. И действительно, на ряде окраинных участках распространены хемогенные доломиты и доломитизированные известняки. Вслед за максимальной трансгрессией наступила фаза максимального осушения, по своему масштабу приближающаяся к ранневизейской.

Поднятие южного склона Балтийского щита и западного крыла Московской синеклизы было настолько интенсивным, что стремительно отступавшее море или не оставило, или полностью размывало осадки регрессивной фазы. Эта мощная регрессия вызвала резкое изменение климата. Он стал более жарким и сухим (субаридным). В континентальных условиях регион развивался вплоть до московского века.

Начавшееся в верейское время погружение западной периферии Московской синеклизы вызвало новую трансгрессию каменноугольного моря в ее пределы. На доверейской равнине возникли озера, лагуны и заливы, в которых накапливались преимущественно красноцветные терригенные осадки с маломощными прослоями доломитов и известняков, свидетельствующих о связи прибрежных водоемов с морем. Среди глинистых минералов широко распространены палыгорскит и сепиолит, кластическая составляющая обогащена обломками полевых шпатов, слюд, роговой обманки и других неустойчивых минералов (начало нового трансгрессивного мегацикла).

В каширско-подольское время среднекаменноугольная трансгрессия достигла максимальных пределов. Почти полностью сформировался состав фауны. Большое распространение получили фузулиниды, хористиды, морские ежи и другие не встречавшиеся ранее виды, но уже в мячко-

вское время площадь занятая морем стала заметно сокращаться. В целом, для среднекаменноугольного седиментогенеза типично широкое распространение органогенно-обломочных известняков. К началу позднего карбона море почти полностью оставило рассматриваемую территорию. Морские отложения продолжили накапливаться только в крайней восточной ее части в районе Бабаево, Максатиха, Калинин и Вало-Коламска. Позднекаменноугольное море значительно отличалось от средне- и раннекаменноугольного. Занимая центральную часть Московской синеклизы оно представляло собой полузамкнутый бассейн с затрудненной связью с океаном.

В условиях субаридного климата это привело к повышенной солености бассейна и накоплению значительных толщ хемогенных доломитов и доломитизированных известняков.

В пермский период рассматриваемая территория стала частью обширной суши, объединившей Балтийский и Украинский щиты с расположенной между ними областью континентального платформенного осадконакопления в одно целое. В начале периода она испытывала слабое, но перманентное воздымание, которое отодвинуло раннепермское море далеко к востоку. Однако с наступлением позднепермской эпохи область морского осадконакопления стала вновь расширяться в западном направлении.

В начале татарского века, в нижнеустьинское время небольшой участок в районе Максатиха — Пестово ненадолго превратился в прибрежную равнину, в пределах которой, в засоленных заливообразных водоемах накапливались красноцветные глинистые алевролиты известковистые и огипсованные с тонкими линзовидными прослоями доломитов и доломитизированных известняков. Не исключено, что пермские отложения имели более широкое распространение на территории листа, но были денудированы в мезозойско-кайнозойскую эру.

После накопления нижнеустьинских красноцветов — отголосков позднепермской трансгрессии, рассматриваемая территория продолжала развиваться в континентальном режиме, однако почти никаких следов от соответствующих отложений не сохранилось. Только на двух небольших участках в районе Волоколамска известны самые молодые из них — аллювиальные образования батско-келловейского возраста. В келловейское и оксфордское время трансгрессия позднюрского моря достигла рубежа Калинин-Волоколамск, оставив на небольшой площади комплекс терригенно-карбонатных осадков с характерной фауной фораминифер и головоногих маллюсков. Это были последние следы морского осадконакопления на рассматриваемой территории, с тех пор и до настоящего времени море никогда не внедрялось в ее пределы.

Четвертичный период знаменует заключительный своеобразный этап формирования осадочного чехла на северо-западе Русской плиты, который впервые в геологической ее истории был обусловлен деятельностью покровных материковых оледенений. Наложение рыхлых осадочных образований ледниковой формации возобновилось после продолжительного (позднемезозойско-плиоценового) периода континентальной денудации и сноса. Последние протекали в условиях нестабильной тектонической обстановки (тектонических перемещений на территории) и изменения базиса эрозии, что в результате привело к образованию структурно-денадационного карстового рельефа дочетвертичных пород, расчлененного сетью глубоких каньонообразных «древних» долин.

Постепенное похолодание климата, наметившееся в неогене (миоцене — плиоцене), привело в плейстоцене к неоднородному оледенению территории, полностью или частично покрывавшейся материковыми льдами. Ритмическая смена ледниково-межледниковых эпох сопровождалась соответствующими закономерными, но сложными колебаниями палеогеографических условий, в частности климата (холодные и теплые фа-

зы), и перестройкой растительного покрова (от полного его отсутствия до развития хвойно-широколиственных лесов).

В пределах рассматриваемого региона обнаружены следы четырех покровных оледенений и трех межледниковых эпох. Они в той или иной мере отражены в сложно построенной толще моренных, водно-ледниковых, озерных, морских и аллювиальных отложений, слагающих верхнюю часть разреза осадочного чехла мощностью до 226 м и определяющих морфологические особенности современного рельефа. Ранне- и среднеледниковые оледенения (окское, днепровское, московское) данную территорию захватывали целиком, и лишь последний позднеледниковый (валдайский) ледниковый покров не продвинулся далее западной и северо-западной части Калининской области. Таким образом, юго-восток региона в бассейнах рек Верхней Волги, Мологи и Западной Двины оказался свободным от его льдов.

Поскольку каждый вновь поступавший ледник в значительной мере уничтожал отложения, накопившиеся в предшествующие ледниковые и межледниковые эпохи, четвертичная толща территории листа, за исключением ее юго-восточной части, представлена в основной образованиями, связанными с последним валдайским оледенением.

Последнему оледенению предшествовало время (в интервале примерно от 130 до 70—80 тыс. лет назад) сильного потепления климата, полного исчезновения ледникового покрова, повышения уровня мирового океана, морской (мгинский) трансгрессии, захватившей в данном регионе всю Предглинтовую низменность. Это микулинское межледниковье было одним из самых длительных и теплых. Рассматриваемая территория в это время покрывалась хвойно-широколиственными лесами.

Историко-геологические события и палеографические особенности начального этапа валдайского оледенения, относящегося к интервалу от 70—80 до 50 тысяч лет назад, сложны и реконструированы лишь схематично. В целом на территории листа в это время были перигляциальные условия с холодным и относительно влажным неустойчивым климатом. Сформировавшейся в Скандинавии ледниковый покров очевидно не выходил за пределы окраин Балтийского кристаллического щита. Безледный этап развития последнего оледенения на данной территории продолжался и в течение средневалдайского мегаинтерстадиального интервала (от 50 до 24 тыс. лет назад), включающего ряд фаз похолоданий и потеплений климата. Лишь около 18—20 тыс. лет назад ледниковый покров занял большую часть региона.

Дальнейшее развитие валдайского оледенения происходило уже под знаком все большего, концентрического сокращения площади ледникового щита, до полного его ухода из пределов данного региона к началу голоцена (около 10 200 лет назад). Убывание ледника сопровождалось остановками и осцилляторными подвижками его края незначительных масштабов.

В заключение следует подчеркнуть, что многократные изменения в положении края ледникового щита и уровней базисов эрозии в течение четвертичного периода были вызваны не только климатическими и гляциоизостатическими причинами, но и тектоническими перемещениями отдельных участков Балтийского щита и прилегающих к нему частей Русской плиты.

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Рассматриваемая территория, относящаяся к Северо-Западному экономическому району характеризуется широким развитием горнодобывающей промышленности. Большое количество специализированных предприятий занимаются добычей бурого угля, горючих сланцев, торфа, бокситов, огнеупорных глин и других видов глинистого сырья, фосфоритов, стекольных, формовочных и строительных песков, известняков и доломитов для различных народнохозяйственных нужд, песчано-гравийного материала для дорожного строительства, минеральных красок. Такие крупные горнодобывающие предприятия, как комбинаты «Эстонсланец», «Ленинградсланец», «Фосфорит», «Глинозем», Боровичский комбинат огнеупоров имеют общесоюзное значение.

Всего на рассматриваемой территории насчитывается 807 месторождений и проявлений полезных ископаемых, в том числе 378 месторождений и проявлений топливно-энергетического сырья, 318 — строительных материалов, 50 — металлических ископаемых и 59 неметаллических.

Горючие ископаемые представлены бурым углем, горючими сланцами и торфом. В 40—50-е годы бурый уголь из нижнекаменноугольных отложений был в этой группе ведущим. Он добывался в сравнительно большом объеме шахтным способом в Нелидово-Селижаровском и Боровичско-Валдайском районах на западной окраине Подмосквовного бассейна, обеспечивая послевоенное восстановление Северо-Западного экономического района. Однако в дальнейшем разработка высокозольного, низкокалорийного топлива оказалась нерентабельной. Углепоисковые и разведочные работы на большей части угленосной территории были прекращены, и к настоящему моменту добыча бурого угля для местных нужд продолжается только на двух месторождениях вблизи г. Нелидово, хотя в обоих районах в недрах еще остается 0,5 млрд. т учтенных запасов угля, а подсчитанных прогнозных ресурсов в несколько раз больше.

Крупным источником энергетического топлива являются Эстонское и Ленинградское месторождения среднеордовикских горючих сланцев — куккерситов. Комбинаты «Эстонсланец» и «Ленинградсланец» разрабатывают их как комплексное сырье, пригодное не только в качестве топлива, но и для химической промышленности и производства строительных материалов. Запасы горючих сланцев значительны. Вместе с прогнозными ресурсами они обеспечивают дальнейшее развитие сланцедобывающей и обрабатывающей промышленности. Следует упомянуть о наличии еще одного сланценосного района — Чудово-Бабинского, перспективы которого требуются еще доизучить.

Торф является наиболее распространенным полезным ископаемым. На 348 месторождениях общие его запасы достигают более, чем 7 млрд. м³. Залежи торфа в основном верховые; разработки ведутся многими торфопредприятиями, в числе которых «Назия», «Ору» и «Те-

сово». Торф используется не только как топливо, но и как сырье для производства органо-минеральных удобрений, при изготовлении тепло- и звукоизоляционных плит, для выработки фурфурола и получения гидролизного спирта. Прогнозные ресурсы торфа в пределах рассматриваемой территории практически неограниченные.

Сравнительно небольшую роль играют в общем минерально-сырьевом балансе описываемой территории металлические ископаемые. В Северо-Восточной Эстонии известно проявление железа в породах кристаллического фундамента, два проявления гидротермального свинцово-цинкового оруденения, а в районе г. Печора — проявление инфильтрационного молибдена в отложениях франского яруса. В прошлом общесоюзное значение на территории имели бокситы. В настоящее время на востоке Ленинградской и Новгородской областей в Тихвинском бокситовом районе разведано 55 месторождений и проявлений. Все они приурочены к тульскому горизонту нижнего карбона, мелкие и высококремнистые. С открытием в других районах страны месторождений более крупных и с лучшим качеством руды они утратили свое былое значение. В настоящее время объединение «Глинозем» ведет добычу бокситов на трех рудниках, обеспечивающих сырьем первенец отечественной алюминиевой металлургии Тихвинский глиноземный завод в г. Бокситогорске. Однако в перспективе завод ориентируется на переработку североонежских бокситов ввиду отсутствия здесь перспектив на выявление крупных месторождений с высоким качеством руд.

На крайнем северо-западе территории располагается восточная часть Прибалтийского фосфоритового бассейна. В его пределах разведано несколько месторождений фосфоритов, связанных с нижнеордовикскими песчаными отложениями, наиболее крупное из месторождений — Кингисеппское является сырьевой базой объединения «фосфорит». Выявленные запасы фосфоритонесной руды (оболовые пески) и подсчитанные прогнозные ресурсы обеспечивают действующие на их основе предприятия на длительный срок работы при их дальнейшем развитии.

В районе городов Изборск и Порхов в Псковской области в карбонатных породах саргаевского горизонта верхнего девона выявлены значительные запасы строительного и медицинского гипса. Горнодобывающей промышленностью разрабатывается только Дроздовский участок Изборского месторождения, служащий сырьевой базой небольшого Изборского завода по производству медицинского гипса. Выявленные запасы и прогнозные ресурсы гипса могут обеспечить значительно больший объем промышленной переработки гипса.

В группе неметаллических полезных ископаемых имеется проявление флюорита (ратовкита), встреченного в виде прожилок и гнезд в карбонатных и карбонатно-глинистых породах среднего карбона в районе г. Зубцов Калининской области. Промышленные возможности полностью не изучены.

На южном побережье Финского залива среди морских (литориновых) отложений широко распространены диатомиты. Разведаны четыре месторождения, два из них разрабатывались. Диатомиты использовались для изготовления теплоизоляционных материалов.

Весьма многочисленны и широко распространены по всей территории месторождения и проявления строительных материалов: известняков и доломитов, кирпичных и керамзитовых глин, огнеупорных и тугоплавких глин, песчано-гравийного материала, песков строительных, формовочных и стекольных, минеральных красок.

Крупным источником карбонатного сырья являются ордовикские отложения. Глауконитовые известняки волховского горизонта издавна используются как строительный камень (месторождения Путиловское и др.). Доломиты кегельского горизонта используются в Ленинградской

области для производства извести. Везенбергские известняки (месторождение Сланцевское и др.) используются в качестве цементного сырья. Карбонатные породы, пригодные для промышленного применения (производство извести, строительного камня, агро-карбонатной муки) известны и во франском ярусе верхнего девона. Их разработка ведется на ряде месторождений вблизи Пскова, Изборска, Порхова, на южном берегу оз. Ильмень у с. Бурег и в районе ж.-д. станции Батецкая. Мощные толщи карбонатных пород каменноугольного возраста широко распространены в восточной части рассматриваемой территории. Практическое значение имеют карбонатные породы, относящиеся в основном к веневскому, тарусскому, стешевскому и протвинскому горизонтам. К ним приурочены крупное Пикалевское месторождение — сырьевая база черной и цветной металлургии и цементной промышленности; Угловское месторождение, разрабатываемое для производства высококачественной извести, используемой в целлюлозно-бумажной, стекольной и строительной промышленности; Заручьевское месторождение металлургических доломитов. Ряд месторождений строительных известняков в Калининской области и в Бабаевском районе Вологодской области принадлежат к отложениям среднекаменноугольного возраста. Северо — Запад — одна из крупнейших в РСФСР провинций распространения карбонатных пород широкого народнохозяйственного применения. Прогнозные ресурсы их практически неограниченны.

Керамические глины также являются одним из весьма распространенных видов полезных ископаемых. Наиболее крупные месторождения их расположены в Предглиновой низменности. Они представлены глинами лонтоваского горизонта нижнего кембрия, являющимися прекрасным сырьем для производства строительного кирпича, керамзита, керамических блоков, канализационных и дренажных труб, черепицы, используются как алюмосиликатный компонент при производстве портланд-цемента. Обладая хорошими пластическими свойствами, они являются также первоклассным лепным материалом. Известны месторождения керамических глин позднедевонского и четвертичного возраста. Но они не идут ни в какое сравнение по объему запасов и качеству с нижекембрийскими, промышленные запасы и прогнозные ресурсы которых позволяют рассчитывать на весьма длительный срок работы и дальнейшее развитие предприятий промышленности строительных материалов, которые базируются на этих глинах.

Дефицитным сырьем были и остаются тугоплавкие глины. Выявлено и разведано всего лишь три месторождения этих глин: два позднедевонского возраста (Печорское и Йоозу) и одно (Южно-Овсянковское в Боровичском районе) раннекаменноугольного возраста. Наиболее крупное Печорское месторождение, расположенное вблизи г. Печоры, сложено глинами гидрослюдисто-каолинитового состава — прекрасным материалом для изготовления канализационных труб, сантехфаянса, архитектурной, строительной и жаропрочной бытовой керамики. Запасы этого и двух других месторождений небольшие, поэтому необходимо продолжить поиски тугоплавких глин на более широкой площади, для чего имеются геологические предпосылки.

Северо-Запад — один из немногих в Советском Союзе районов, где распространены огнеупорные глины в промышленных количествах. Как и бокситы, они приурочены к тульскому горизонту нижнего карбона. Их месторождения, как и бокситовые, расположены в полосе, примыкающей к Карбоновому уступу. Практическое значение имеют 16 месторождений, разведанных в Боровичском и Любытинском районах Новгородской области и составляющих сырьевую базу Боровичского комбината огнеупоров. Из них в настоящее время разрабатывается шесть месторождений: Шереховичское, Артем, Волгинское, Пролетарий, Шиботово, Устье-Брыкино. Основной продукцией комбината являются огнеупор-

ные изделия ответственного назначения: кирпич высокостойкий для футеровки куполов воздухонагревателей и сталеразливочных ковшей большой емкости, фасонные изделия для сталеразливочных ковшей. Перспективы дальнейшего развития огнеупорной промышленности связаны не только с Боровичско-Любытинским горнопромышленным районом, где в последние годы были завершены геологоразведочные работы еще на двух крупных месторождениях — Мишинском и Малиновском. Незасосновательные надежды возлагаются и на Тихвинский бокситовый район, где еще в 50-е годы были выявлены четыре месторождения высокоглиноземистых огнеупорных глин, тесно ассоциирующихся с бокситами.

В последние годы были обнаружены проявления двух новых для данного региона глинистых ископаемых — палыгорскитовых глин в верхнедевонских отложениях Боровичского района и беложгущихся каолиновых глин позднекаменноугольного возраста на северо-востоке Тихвинского района.

На рассматриваемой территории известно большое число (148) месторождений песчано-гравийных смесей, связанных с четвертичными, преимущественно флювиогляциальными отложениями; разновозрастных строительных песков; среднедевонских формовочных — и нижнекаменноугольных формовочных и стекольных кварцевых песков.

Месторождения песчано-гравийного материала для дорожно-строительных работ, в основном, мелкие и не могут покрыть все возрастающую потребность в этом сырье. Перспективы обнаружения крупных месторождений на этой территории, вследствие особенностей ее геологического строения, весьма незначительные. Возможности удовлетворения потребностей дорожного строительства на северо-западе связываются с юго-западной Карелией. Более благополучно положение с запасами и прогнозными ресурсами строительных, формовочных и стекольных песков, в особенности раннекаменноугольного возраста, которые, по существу, неограниченные. Полоса распространения этих кварцевых песков протягивается на сотни километров вдоль Карбонового уступа от р. Мста до Онежского озера. В значительном объеме потребности в стекольных и строительных песках могут быть удовлетворены за счет отходов-хвостов производства комбината «Фосфорит».

В нижнеордовикских, верхнедевонских, нижнекаменноугольных и четвертичных отложениях встречаются разновидности пород, которые в естественном виде или после обогащения могут быть использованы в качестве минеральных красок. Их красящая способность определяется либо наличием глауконита (песчаники нижнего ордовика), либо избытком полуторных окислов железа (верхнедевонские пестроцветные глины, глинистые образования довизейской коры выветривания и бокситовые породы), либо, наконец, избытком полуторных окислов железа и окиси марганца (озерно-болотные образования четвертичного возраста). Из девяти разведанных месторождений периодически разрабатывается Ленинградским заводом художественных красок лишь одно небольшое Плотовское месторождение. Незначительное количество красящего сырья поступает по мере надобности с действующих бокситовых рудников. Вместе с тем, подсчитанные запасы и прогнозные ресурсы минеральных красок могут обеспечить производство лако-красочной продукции в значительно большем объеме, чем это делается сейчас.

На рассматриваемой территории широко распространены минеральные воды пяти типов: хлоридные в том числе бромистые), сульфатные сероводородные и бессероводородные, гидрокарбонатные железистые и радоновые.

Высокодебитные источники вод первого типа, связанные с девонским, кембро-ордовикским и вендским водоносными комплексами, обе-

спечивают работу известных бальнеологических курортов — Старая Русса и Сольцы. В бальнеологических целях используются также сероводородные воды местных источников на курорте Хилово и водолечебницей в г. Великие Луки. Гидрокарбонатные натриевые, слабоминерализованные воды из московско-валдайского межморенного водоносного горизонта месторождения «Полюстрово» обеспечивают производство лечебно-столовой воды на одноименном заводе в объеме 115 м³/сут.

Бальнеологические курорты Старая Руса и Хилово используют в лечебных целях и местные органо-минеральные озерные илы (лечебные грязи).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Проведенное обобщение материалов на геологической карте и в объяснительной записке к ней показывает относительно высокий уровень изученности территории. Это подтверждается детальностью расчленения разреза, обоснованностью геологических границ на карте, геофизическим обеспечением, освещенностью гидрогеологических условий и широко развитой минерально-сырьевой базой. Однако несмотря на это имеется ряд проблем и вопросов, требующих дальнейших исследований и решений.

В первую очередь это относится к относительно слабой изученности кристаллического основания, крайней ее неравномерности по площади. Все представления о геологии фундамента базируются главным образом на геофизических данных, весьма мало подкрепляемых заверочным бурением. Относительно густая сеть скважин вскрывающих породы фундамента небольшой (30—50 м) мощности имеется в северных р-нах, где глубина его залегания не превышает 200—300 м. Южнее с увеличением глубины залегания кристаллического основания резко сокращается количество скважин, достигающих его и соответственно уменьшается объем геологической информации и возможности интерпретации геофизических данных. В настоящее время недостаточная изученность глубоких горизонтов ощущается и в северо-западных районах Ленинградской области (районы городов Сланцы, Кингисепп и Гдов), принадлежащих зоне активизации, потенциально перспективной на полиметаллические оруденения. В этой связи здесь вполне оправданна была бы постановка глубинного доизучения района.

В большой степени недостает материалов по глубинному изучению территории в ее северо-восточных и восточных районах. Не ясна связь Пашского прогиба с Крестецким. Существуют нерешенные вопросы корреляции рифейских отложений (коломенской и бологоевской свит), образований нижнего венда (вильчанская и волынская серии) северной и центральной зон Оршанской впадины.

Требуется уточнить распространение ровенского горизонта на границе венда и кембрия, а также корреляцию верхнекембрийских отложений. Для уточнения корреляции ордовикских отложений Московской синеклизы и Прибалтики необходимо осуществить доизучение, таких содержащихся в них групп фауны как граптолиты, хитинозоиды, остракоды, конодонты. Вместе с тем требуется продолжить сравнительное доизучение ордовикских отложений западных и восточных районов Московской синеклизы. В девонских толщах следует уточнить границы ледбянского и елецкого горизонтов, попытаться скоррелировать подсвиты льянской свиты с горизонтами Прибалтики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов Е. М., Бронгулеев В. В., Солонцов Л. Ф. Карта мощности бурзiania и юрматиния Восточной-Европейской платформы, масштаб 1 : 5 000 000. 1981.
2. Алихова Т. Н. Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1960. 76 с.
3. Арсланов Х. А. Радиоуглеродная хронология верхнего плейстоцена Европейской части СССР (ледниковая и перигляциальная зона)/Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода, 1975, № 43, с. 3—25.
4. Архангельский Б. Н. Ленинградский артезианский бассейн в системе бассейнов Русской платформы. М., 1968. 38 с.
5. Архангельский Б. Н. Условия формирования подземных вод артезианских бассейнов Русской платформы/Тр. научно-технич. совещания по гидрогеологии и инженерной геологии, 1968, вып. 1, с. 66—70.
6. Архангельский Б. Н. Промышленные рассолы Русского артезианского бассейна (распространение, формирование, геологические запасы)/Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1968, т. 34, с. 35—54.
7. Асатки Б. П. Новые данные по стратиграфии силура Ленинградской области.—Изв. ВГРО, 1931, вып. 81, с. 1209—1218.
8. Боровко Н. Г., Сергеева С. П. Конодонты позднего кембрия и раннего ордовика бассейна р. Ижоры.—ДАН СССР, т. 261, 1981, № 1, с. 149—151.
9. Боровко Н. Г., Сергеева С. П., Попов Л. Е. Верхний тремадок в восточной части Балтийско-Ладожского глинта.—ДАН СССР, 1983, т. 273, с. 404—407.
10. Брангулис А. П., Карпинский В. Я., Мурниец А. Э. Раннеплатформенные вулканогенные — осадочные образования юго-восточной Латвии/Тр. Всесоюз. научно-исслед. ин-та морской геофизики, 1981. Рига: Зинатне, с. 101—108.
11. Вайтекунас П. П. Оледенение и межледниковые согласно региональной стратиграфической схеме четвертичных (антропогенных) отложений Прибалтики.—В кн.: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М., Наука, 1981, с. 58—68.
12. Вандерфлит Е. К. Палинологическое обоснование стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Подмосковной котловины.—В кн.: Палеопалинологический метод в стратиграфии. Мат-лы ко 2-й междунар. палинологич. конф., Голландия, сентябрь 1966 г. Л., с. 11—22 (ВСЕГЕИ).
13. Варданянц Л. А. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы, масштаб 1 : 2 500 000. Объяснит. зап. М., Недра, 1966.
14. Венюков П. Н. Отложения девонской системы Европейской России. СПб., 1884. 302 с.
15. Венюков П. Н. Фауна девонской Северо-Западной и Центральной России. СПб., 1886. 308 с.
16. Вишняков С. Г. Литология карбонатных и залегающих между ними пород нижнего карбона северо-западной окраины Подмосковского бассейна/Тр. геол. ф-та Воронежского ун-та, т. 39, 1955, с. 17—45.
17. Вишняков С. Г. Кора выветривания на девонских глинах Тихвинского бокситогорского района.—В кн.: Кора выветривания, 1963, вып. 5, с. 257—269 (АН СССР).
18. Власов Б. И., Асеева Е. А. Аналоги валдайской серии на Волыни.—Тектоника и стратиграфия, вып. 14, 1978, с. 41—54.
19. Волкова Н., Каяк К., Менс К., Пиррус Э. Новые данные о переходных слоях между кембрием и ордовиком на востоке Прибалтики.—Изв. АН ЭССР. Т. 30 (Геология), 1981, № 2, с. 51—55.
20. Гарбар Д. И. Тектоника зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты.—Геотектоника, 1981, № 3, с. 41—47.
21. Геккер Р. Ф., Филипова М. Ф., Бархатова В. П. Отложения Главного девонского поля I—IV/Тр. Ленинградского геолого-разведочного треста. 1932, вып. 2.

22. Геккер Р. Ф., Обручев Д. В., Филиппова М. Ф. Отложения Главного девонского поля V—VIII/Тр. Ленинградского геолого-разведочного треста, 1935, вып. 9.
23. Геккер Р. Ф. Отложения, фауна, флора Главного девонского поля.— В кн.: Фауна Главного девонского поля. Т. I. М.-Л., 1941, с. 17—84.
24. Геология СССР. Т. I/В. А. Селиванова, А. С. Яновский, Н. А. Вологовская и др. М., Недра, 1971. 503 с.
25. Геология СССР. Т. IV/Б. А. Яковлев, Д. Н. Утехин, С. Л. Бреслав и др. М., Недра, 1971. 743 с.
26. Геология четвертичных отложений северо-запада европейской части СССР/Н. И. Апухтин, И. И. Краснов, В. Г. Легкова, Э. Ю. Саммет и др. Л., Недра, 1967. 343 с.
27. Геологическая карта республик Советской Прибалтики масштаба 1:500 000. Объяснит. зап. Л., Недра, 1980. 55 с.
28. Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада РСФСР/Д. Б. Малаховский, И. П. Баканова, Е. А. Спиридонова и др. Л., Наука, 1969. 256 с.
29. Геологическое строение фундамента Русской платформы/В. Н. Зандер, Ю. И. Томашунас, А. Н. Берковский и др. Л., Недра, 1967. 124 с.
30. Геохронология и периодизация плейстоцена северо-запада Русской равнины.— В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Мат.-лы симпозиума. М. Е. Вигдорчук, В. Г. Ауслендер, П. М. Долуханов и др. Л., 1971, с. 138—168.
31. Герасимов А. А. Юрская система.— В кн.: Геология СССР. Т. IV. Л., Недра, 1971, с. 373—416.
32. Гнидовская М. Б. Вендотениды.— В кн.: Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М., Наука, 1979, с. 39—49.
33. Девон и карбон Прибалтики/В. С. Сорокин, Л. А. Лярская, Л. С. Саввантова и др. Рига, 1981, 502 с.
34. Джиноридзе Р. Н., Клейменова Г. А. Материалы к палеоботанической характеристике поздние и послеледниковых отложений Лахтинской котловины.— В кн.: Проблемы палеогеографии. Л., 1965, с. 193—213 (ЛГУ).
35. Донные отложения Псковско-Чудовского озера/А. Раукас, Р. Пиррус, Н. Давыдова и др. Таллин, 1981, с. 160. (АН ЭССР).
36. Егоров С. В., Авчинникова М. И. Подземные рассолы северо-западных и центральных районов Русской платформы/Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1976, т. 246, с. 5—17.
37. Егоров С. В., Авчинникова М. И. Сероводород в подземных водах северо-запада Русской платформы/Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1978, т. 269, с. 72—85.
38. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР/Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1963, т. 101, с. 5—35.
39. Зайцев И. К. Особенности гидрохимии гидрогеологических структур СССР/Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1978, т. 299, с. 3—27.
40. Ильвес Э., Лийва А., Пуннинг Я.-М. Радиоуглеродный метод и его применение в четвертичной геологии и археологии Эстонии. Таллин, 1974, с. 231. (АН ЭССР).
41. Келлер Б. М., Менс К. А., Розанов А. Ю. Общие вопросы истории Восточно-Европейской платформы в венде и нижнем кембрии.— В кн.: Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., Наука, 1980, с. 39—43.
42. Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
43. Кирсанов В. В. К вопросу о стратиграфии докембрийских отложений в приосевой части Московской синеклизы.— ДАН СССР, 1968, т. 178, № 5, с. 1160—1163.
44. Кирсанов В. В. К вопросу о стратиграфии и корреляции отложений вендского комплекса на восточной окраине Русской платформы.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 6, с. 86—103.
45. Кирсанов В. В. Вендские отложения центральных районов Русской платформы.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 12, с. 55—65.
46. Кирсанов В. В. К вопросу о стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия в центральных районах Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974, с. 5—21.
47. Климатостратиграфия и хронология среднего валдая северо-запада и центра Русской равнины/Х. А. Арсланов, Е. А. Бреслав, Е. П. Заррина и др.— В кн.: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М., Наука, 1981, с. 12—27.
48. Козлов В. Б. О положении границы последнего оледенения в бассейне Верхней Волги и верховьев Днепра.— В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М., Наука, 1972, с. 297—306.
49. Коротков А. И., Павлов А. Н. Перспективы освоения промышленных вод на Северо-Западе РСФСР/Тр. ЛГМИ. Деп. № 835—74 от 4.IV.74, с.

50. Коротков А. И. Геологическая история формирования химического состава и зональности подземных вод северо-запада Русской платформы.— В кн.: Зональность подземных вод платформенных и горноскладчатых областей. Л.: 1981.
51. Котлуков В. А. Значение и методы построения реконструкции палеорельефа суши платформенных областей.— В кн.: Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1964.
52. Кофман В. С. Палеогеографические особенности поверхности девонских отложений в пределах северо-западной окраины Подмосковного бассейна.— Докл. по геоморфологии и палеогеографии. Вып. 2. 1965, с. 65—77. (Геогр. о-во СССР).
53. Крукле М. Я., Лусиня Л. Я., Стелле В. Я. Разрез плейстоценовых отложений у нас. п. Фелицианово/Тр. ин-та геол. АН ЛатвССР, 1963, вып. 11, с. 7—34.
54. Курш В. М. Литология и полезные ископаемые терригенного девона Главного поля. Рига: 1975. 216 с.
55. Латышева Н. М., Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А. Новые данные о верхнеплейстоценовых озерных отложениях и почвах Центрального лесного заповедника (Калининская область).— В кн.: История озер в плейстоцене (IV Всесоюз. симпозиум по истории озер). Т. 2. Л., 1975, с. 48—57. (Ин-т озероведения АН СССР).
56. Лярская Л. А. Резекненская свита и ее возрастные аналоги.— В кн.: Стратиграфия фанерозоя Прибалтики. Рига, 1978, с. 22—39.
57. Малаховский Д. Б. Некоторые вопросы образования межлопастных возвышенностей северо-запада Русской равнины.— В кн.: Геоморфология и геология четвертичного периода европейской части СССР. Петрозаводск, 1976, с. 3—12.
58. Марковский Б. П. К стратиграфии девонских отложений Ленинградской области/Тр. ВСЕГЕИ: Палеонтология и стратиграфия, 1952, с. 250—253.
59. Махлаев В. Г. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. М.: Наука, 1964, с. 209—215.
60. Махлина М. Х., Куликова А. М., Никитина Т. А. Строение, био-стратиграфия и палеогеография верхнего карбона Московской синеклизы.— В кн.: Стратиграфия палеонтология и палеогеография карбона Московской синеклизы/Тр. геологич. фонда РСФСР. М., 1979, с. 25—70.
61. Менс К. А., Пуррус Э. А. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин. Валгус, 1977. 68 с.
62. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М., Недра, 1983. 280 с.
63. Московский ледниковый покров Восточной Европы/С. М. Шик, Б. Н. Гурский, Н. С. Чеботарева и др., М.: Наука, 1982. 237 с.
64. Музыченко Н. М. Стратиграфия верхней пестроцветной толщи Главного девонского поля.— В кн.: Девон Русской платформы. М., 1953, с. 87—93.
65. Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин: Валгус, 1966. 200 с.
66. Мянниль Р. М. Распределение граптолонидей в карбонатных отложениях ордовика Прибалтики.— В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, с. 105—126.
67. Новые данные о позднеледниковых отложениях северо-запада Русской равнины/Д. Б. Михайловский, Е. А. Спиридонова, Х. А. Арсланов и др.— В кн.: Северо-запад европейской части СССР. Л., 1976, вып. 10, с. 40—50.
68. Новые данные о разрезе озерных среднеплейстоценовых отложений у дер. Булатово в районе Верхней Волги/Е. М. Вишневская, Т. Д. Колесникова, Д. Б. Малаховский и др.— В кн.: История озер. Вильнюс, 1970, с. 42—54.
69. Новые разрезы с лихвинскими межледниковыми отложениями на территории Калининской обл./Н. Г. Бородин, М. Н. Валуева, А. А. Гузман и др.— Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1972, № 39, с. 46—54.
70. Обручев Д. В. К стратиграфии среднего девона Ленинградской области.— Зап. Российского минералогического общества, сер. 2, 1933. ч. 62, вып. 2, с. 405—420.
71. Обручев Д. В. О границе между средним и верхним девоном на Главном девонском поле.— ДАН СССР, 1951, т. 28, № 5, с. 981—984.
72. Обручев Д. В. Об эйфельских отложениях на Главном девонском поле.— В кн.: Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1972, с. 39—47.
73. Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. Киев, 1978, Ин-т геол. наук АН УССР.
74. Осипова А. И., Бельская Т. Н. О веневском горизонте южного крыла Подмосковного бассейна.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1965, с. 33—44 (МГРИ).
75. Осипова А. И., Бельская Т. Н. О фациях и палеогеографии серпуховского времени в Подмосковном бассейне.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 5, с. 3—17.
76. Осипова А. И., Бельская Т. Н. Опыт литолого-палеоэкологического изучения визе-номюрских отложений Московской синеклизы.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 5, с. 118—141.
77. Осипова А. И., Бельская Т. Н. Зависимость строения и состава окских отложений от палеорельефа на северо-западе Московской синеклизы.— Литология и полезные ископаемые. 1977, № 2, с. 36—47.

78. Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода/М. И. Нейштадт, Н. С. Чеботарева, Е. А. Мальгина и др. М., Наука, 1965. 148 с.
79. Познер В. М. Остракоды нижнетурнейского подъяруса Московской синеклизы.— В кн.: Стратиграфия, палеонтология и палеогеография карбона Московской синеклизы/Тр. геологического фонда РСФСР. М., 1979, с. 87—98.
80. Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР/Н. С. Чеботарева, В. П. Гричук, А. В. Раукас и др. М., 1969. 320 с.
81. Постникова И. Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М., Недра, 1977.
82. Разрез плейстоценовых отложений у пос. Селижарово (Верхняя Волга)/Е. А. Спиридонова, Х. А. Ареланов, Д. Б. Малаховский и др.— В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 32—45.
83. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины/Н. С. Чеботарева, С. М. Шик, К. К. Марков и др. М., Наука, 1961. 251 с.
84. Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы (1962 г.). Л., 1965. 80 с.
85. Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики (1976 г.). Л., 1978. 86 с.
86. Рифей и венд Белоруссии. Минск, Наука и техника, 1976.
87. Рухин Л. Б. Стратиграфия песчаной толщи среднего девона Лужского и Оредежского районов Ленинградской обл.— Науч. бюл. ЛГУ, 1946, № 10, с. 23—26.
88. Саломон А. П., Фандерфлит Е. К. К стратиграфии песчано-глинистой толщи северо-западной части Подмосковского угленосного бассейна.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Вып. 5. Л., Недра, 1966, с. 3—23.
89. Саранчина Г. М. Постладожские гранитоиды Приладожья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л., Недра, 1967.
90. Северо-запад и центр европейской части СССР. Поздний плейстоцен. Поздне-последнедевонские/Е. П. Заррина, В. Г. Ауслендер, Л. Р. Серебряный и др.— В кн.: Геохронология СССР. Т. 3, Л., Недра, 1974, с. 55—84.
91. Сорокин В. С. Этапы развития северо-запада Русской платформы во франском веке. Рига, 1978. 282 с.
92. Спиридонова Е. А., Малаховский Д. Б. О находке лихвинских межледниковых отложений в бассейне верхнего течения р. Ловати.— В кн.: Проблемы палеогеографии. Л., 1975, с. 128—132.
93. Среднерусский авлакоген — древний аналог современных рифтовых образований/В. В. Фединский, Б. А. Соколов, Н. А. Страхова и др.— Сов. геология, 1975, № 1, с. 129—134.
94. Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., Наука, 1979. 234 с.
95. Стратиграфия четвертичных отложений Эстонии.— В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений Прибалтики/К. Каяк, Х. Кессел, Э. Лийвранд и др. Вильнюс, Минтис, 1976, с. 67—96.
96. Стратиграфия верхнего протерозоя СССР. Л., Наука, 1979. 228 с.
97. Стратиграфия и тектоника европейского Северо-Востока СССР/Труды 9-й геол. конф. Коми АССР. Вып. 4. Сыктывкар, 1982.
98. Схема структурно-фациального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии/А. Брангулис, Э. Кала, А. Мардла и др. Изв. АН ЭССР, сер. хим. геол., 1974, т. 23, № 3, с. 218—225.
99. Ульст Р. Ж. Силурийская система.— В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. Рига, 1979, с. 57—78.
100. Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К., Яковлева В. И. Ордовик Латвии. Рига: Зинатне, 1982. 294 с.
101. Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958. 244 с.
102. Хазанович К. К. О пестовской свите верхнего кембрия на северо-западе Восточно-Европейской платформы.— Изв. АН ЭССР, т. 31, геол., 1982, № 3, с. 94—99.
103. Чеботарева Н. С., Макарычева И. А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 216 с.
104. Чеботарева Н. С., Макарычева И. А., Фаустова М. А. Палеогеография валдайского оледенения Русской равнины.— В кн.: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М., Наука, 1981, с. 158—166.
105. Чумаков Н. М. Древлянская эпоха. Волонское и Вильчанское время. Волынского время.— В кн.: Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., Наука, 1980, с. 8—15.
106. Шик Е. М. Детальная стратиграфическая схема московского яруса среднего карбона в стратотипическом районе.— В кн.: Стратиграфия палеонтология и па-

леогеография карбона Московской синеклизы/Тр. Геологич. фонда РСФСР. М., 1979.

107. Шик Е. М. Основные проблемы стратиграфии среднего и верхнего плейстоцена центра Русской равнины.— В кн.: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М., Наука, 1981, с. 175—183.

108. Шаенко А. И., Малаховский Д. Б. Трубка взрыва вблизи юго-восточного берега Чудского озера.— Вестник ЛГУ, 1974, № 24, с. 97—107.

109. Яблоков В. С. История изучения каменноугольных отложений и углей Подмосковского бассейна. М., Наука, 1967. 259 с.

110. Якобсон К. Э. Соотношение волынской серии и других подразделений верхнего докембрия на западе Русской платформы.— Сов. геология, 1971, № 2, с. 66—74.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. А. С. Яновский	3
Стратиграфия	11
Архей. Д. И. Гарбар	—
Архей — нижний протерозой. Д. И. Гарбар	12
Нижний протерозой. Д. И. Гарбар	13
Верхний протерозой. А. С. Яновский, К. Э. Якобсон	16
Кембрийская система. А. С. Яновский	24
Ордовикская система. В. Ю. Горянский	35
Силурийская система. Э. Ю. Саммет	51
Девонская система. Э. Ю. Саммет	54
Каменноугольная система. В. С. Кофман	79
Пермская система. В. С. Кофман	96
Юрская система. В. С. Кофман	—
Меловая система. В. С. Кофман	97
Четвертичная система. В. Г. Ауслендер	98
Тектоника. Д. И. Гарбар, А. С. Яновский, Л. Г. Кабаков, И. М. Кабакова	128
Геоморфология. Д. Б. Малаховский	145
Гидрогеология. А. Е. Гречко	157
История геологического развития. А. С. Яновский, В. С. Кофман, Э. Ю. Саммет, В. Г. Ауслендер	191
Минерально-сырьевые ресурсы. В. С. Кофман	201
Основные выводы. А. С. Яновский	206
Список литературы	207

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия) Объяснительная записка Лист О-(35), (36) — Ленинград

Редакторы В. И. Гинцбург, Е. И. Ефимова
Технический редактор А. А. Иванова

М-23141. Подписано в печать 19.04.89. Печать высокая. Усл. печ. л. 13,68+3 в.
Бум. тип. № 1. Гарнитура литературная. Усл. кр.-отт. 19,33. Уч.-изд. л. 20,04. Тираж 200 экз. Заказ 391. Цена 2 руб.

Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт
им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). 199026, Ленинград, Средний пр., 74.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 199178, Ленинград, Средний пр., 72.

НОМЕНКАТУРА И НАЗВАНИЕ ЛИСТОВ

