

МИНИСТАРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ
РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ

УЧРЕЖДЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ
«ГОМЕЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. Ф. СКОРИНЫ»

Е.Ю. Трацевская

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОПАСНОСТЕЙ БЕЛАРУСИ**

Гомель 2007

УДК
ББК

Рецензенты

Осипов В.И. академик РАН

.....

Трацевская Е.Ю.

Т 65 Закономерности формирования геологических опасностей Беларуси: монография / Е.Ю. Трацевская; М-во образования РБ, Гомельский гос. ун-т им. Ф. Скорины. – Гомель: Изд-во ГГУ им. Ф. Скорины, 2007. – 173 с. Табл. 22. Рис. 18. Библиогр. 140 назв.

Определены и охарактеризованы основные условия формирования и развития опасных геологических процессов на территории Беларуси. Дана оценка влияния геологического строения территории Беларуси на формирование геологических опасностей. Рассмотрены условия формирования подтопления как территорий, так и грунтов.

Для научных работников. Может быть рекомендована преподавателям, аспирантам и студентам старших курсов геологических специальностей.

ISBN

© Трацевская Е.Ю., 2007
©УО «ГГУ им. Ф. Скорины»

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|------------|
| Введение..... | 4 |
| 1 Геологические условия формирования опасных процессов на территории Беларуси..... | 6 |
| 1.1 Физико-географический очерк..... | 6 |
| 1.2 Геологическое строение..... | 11 |
| 1.3 Подземные воды | 33 |
| 1.4 Геологические процессы и явления..... | 41 |
| 2 Геологические условия развития опасных процессов на территории Беларуси (региональный уровень)..... | 53 |
| 2.1 Основные подходы к оценке состояния геологической среды.... | 53 |
| 2.2 Влияние геологического строения территории Беларуси на формирование геологических опасностей..... | 55 |
| 2.2.1 Основные формации поверхностных отложений Беларуси.. | 55 |
| 2.2.2 Фациально-генетические комплексы ледниковой формации..... | 57 |
| 2.2.3 Фациально-генетические комплексы перигляциальной формации..... | 70 |
| 2.2.4 Фациально-генетические комплексы внеледниковой формации..... | 74 |
| 3 Природная опасность развития подтопления (региональный уровень)..... | 81 |
| 3.1 Условия формирования подтопления..... | 81 |
| 3.2 Типизация территории Беларуси по геологической опасности развития подтопления..... | 85 |
| 3.3 Геологическая опасность развития подтопления грунтов..... | 95 |
| Заключение..... | 106 |
| Литература..... | 110 |

ВВЕДЕНИЕ

Республика Беларусь, разделяя основные рекомендации и принципы документов, принятых на Конференции ООН по окружающей среде и развитию (Рио-де-Жанейро, 1992 г.), осуществляет переход к устойчивому развитию, обеспечивающему сбалансированное решение социально-экономических задач, сохранение благоприятной окружающей среды и природно-ресурсного потенциала в целях удовлетворения потребностей нынешнего и будущих поколений людей. Основные принципы устойчивого развития регионов требуют оценки и прогнозирования геологических опасностей и рисков, которые должны учитываться в процессах планирования, проектирования, строительства и эксплуатации различных объектов народного хозяйства.

Общая цель стратегии управления природными рисками направлена на уменьшение или предупреждение возможных или существующих потерь населения, объектов хозяйства и окружающей природной среды от природных опасностей разного генезиса как в пределах локальных участков, так и больших регионов в целом. Основным объектом такого управления во всех случаях является природный риск, формирующийся в сложных природно-технических системах разного уровня организации.

Социальная, экономическая и экологическая эффективность анализа природных рисков в решающей степени зависит от степени обоснованности идентификации и прогнозов возникновения и развития опасных природных и техногенных процессов во времени и пространстве что в свою очередь определяется достоверностью наших представлений о закономерностях их формирования и регионального распространения.

На протяжении многих веков города Беларуси являлись крупными политическими, торговыми и культурными центрами. Концентрация людей, товаров и услуг, особенно возросшая в последние десятилетия, разнообразная инфраструктура создают территориально сосредоточенное воздействие на геологическую среду, вызывая в ней необратимые изменения. В настоящее время, с одной стороны, территория Беларуси, как всякая промышленно-развитая территория, испытывает существенные техногенные нагрузки от многочисленных локальных источников загрязнения: промышленных, сельскохозяйственных, транспортных, жилищно-коммунальных и т.п. С другой стороны, территория республики находится в зоне активного проявления эндогенных и экзогенных процессов. Естественные и техногенные факторы находятся под взаимным влиянием, что негативно сказывается на инженерно-геологических условиях территории и, как следствие этого, отражается на состоянии инженерных сооружений.

Создание системы управления средой, перманентно адаптирующейся к динамически изменяющейся в условиях современной техногенно-природной обстановке, позволяет своевременно оценить вероятный ущерб и принимать необходимые комплексы предупредительных мероприятий.

Характер и методы решения конкретных задач по управлению природными рисками существенно различаются в зависимости от уровня управления. В данной работе на региональном уровне (для территории Беларуси) предпринята попытка оценки влияния геологического строения на возможность формирования опасных природных и техноприродных процессов, в том числе техногенного подтопления.

1 ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОПАСНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

Геологическими процессами называются процессы, изменяющие состав, структуру, рельеф и глубинное строение Земли [1]. К опасным относятся такие геологические процессы, которые оказывают или имеют потенциальную возможность оказывать поражающее воздействие на людей, объекты экономики и окружающей природной среды. Степень обоснованности прогнозов возникновения и развития опасных геологических процессов в значительной мере определяется точностью оценки инженерно-геологических условий, т.е. совокупности факторов (геологическое строение, рельеф, гидрогеологические условия, геологические процессы и др.), имеющих значение для проектирования, строительства и эксплуатации сооружения, выбора их местоположения, конструкции и производства работ [2]. Формирование инженерно-геологических условий – процесс длительный и сложный, определяющийся комплексом природных геологических факторов, которые формируются под влиянием различных причин. Наиболее важные среди этих факторов – геологическое строение местности, характер слагающих ее пород, рельеф, гидрогеологические особенности. Формирование и современное проявление этих факторов определяются, с одной стороны, всем ходом геологического развития территории, а с другой – ее современными климатическими условиями, т.е. теплообеспеченностью и увлажненностью территории и их соотношением. Совместное влияние этих факторов определяет формирование инженерно-геологических условий любого региона, любого участка [3, 4]. Поэтому инженерно-геологические условия рассматривают как сложную многофакторную, изменяющуюся во времени систему, современное состояние которой определяется как геолого-структурными, так и современными климатическими особенностями местности.

1.1 Физико-географический очерк

Республика Беларусь находится в географическом центре Европы и занимает относительно выгодное географическое положение. Площадь территории составляет 207,6 тыс. км² [5]. Абсолютные высоты здесь колеблются от 346 м (г. Дзержинская) на Минской возвышенности до 80 м в долине Немана на границе с Литвой, средняя абсолютная высота – 159 м.

Основные черты климата Беларуси определяются географическим положением республики в средних широтах, относительной близостью к Атлантическому океану, преобладающим западным переносом воздушных масс и равнинным рельефом, который не препятствует перемещению воздушных масс в различных направлениях [5]. Основными климатообразующими процессами на территории страны являются теплооборот, влагооборот, общая циркуляция атмосферы.

Территория Беларуси находится в западной области северного умеренного пояса и имеет умеренно-континентальный тип климата. Основным результатом западного переноса является адвекция тепла в зимний период года, что в значительной степени сглаживает среднегодовые амплитуды температур. В целом в годовом ходе температур наблюдается следующая закономерность: среднегодовые температуры повышаются с северо-востока (+4,4 °С) на юго-запад (+7,4 °С). Годовые амплитуды температур повышаются с запада на восток (соответственно 23 °С и 26 °С) и показывают усиление континентальности климата.

Годовой ход абсолютной влажности в целом совпадает с годовым ходом температур: максимум наблюдается летом, а минимум – зимой. Среднегодовое значение относительной влажности составляет около 80 %.

Среднегодовая сумма осадков в центре и на северо-западе страны составляет 600...650 мм, а в отдельных районах повышается до 700 мм. Больше всего осадков получают наветренные склоны Новогрудской возвышенности (более 700 мм в год). На крайнем западе, юго-западе и юге выпадает наименьшее для Беларуси количество осадков – 500...550 мм.

На основании суммы температур выше +10 °С и показателя увлажнения территории (соотношение суммы выпадающих осадков и испаряемости) на территории Беларуси выделены следующие климатические области.

Северная область занимает северную часть страны и почти совпадает с Белорусско-Валдайской физико-географической провинцией. В пределах этой области коэффициент увлажнения в теплый период года несколько выше единицы. Температура воздуха в июле составляет +16,5...+18,0 °С, а в январе – –6,5...–8,5 °С. Продолжительность весенне-летнего периода составляет 133...145 суток, а продолжительность вегетационного периода – 178...188 суток. В этой области часто бывают весенние и осенние заморозки. По своему температурному режиму область является умеренно теплой. За год в среднем выпадет около 600 мм осадков; на возвышенностях – 650 мм и более.

Центральная область является более теплой и менее влажной, чем северная. Коэффициент увлажнения в теплый период года составляет 0,9. Средние температуры июля изменяются от +17,6 °С до +18,7 °С, а января – от –4,9 °С на западе до –8,2 °С на востоке. Осадков в пределах этой области выпадает 500...600 мм и только в некоторых местах – до 700 мм.

Южная область лежит в пределах Полесской физико-географической провинции и характеризуется более теплыми условиями, чем северная и центральная области. Коэффициент увлажнения в теплый период года составляет 0,8...0,9. Средние температуры января варьируют от –4 °С на западе до –7 °С на востоке, а июля – от +18 °С на западе до +19,5 °С на востоке области. Весна и лето в этой области наступают гораздо раньше, чем в северной и центральной. Вегетационный период составляет 191...209 суток. Осадков выпадает 520...630 мм. В пределах южной области ощущается некоторый дефицит влаги в летний период, и поэтому эту область рассматривают как неустойчиво влажную.

Каждую область по степени континентальности подразделяют на западную (менее континентальную) и восточную (более континентальную) подобласти. При этом степень континентальности определяют по количеству дней с температурами воздуха от +5 до +15 °С. В западных подобластях таких дней в году бывает более 40 %, а в восточных – менее 40.

В соответствии с широтным изменением баланса тепла и влаги происходит изменение природной обстановки. Формирование геологических процессов в определенной мере зависит от климата. Баланс, режим и соотношение тепла и влаги и, следовательно, гидрогеологические и гидрологические условия территории, развитие и типы кор выветривания, характер растительности и четвертичного покрова связаны с климатом. Климатические условия определяют многовековые, вековые, многолетние, сезонные и суточные изменения температуры, влажности и состояние пород в приповерхностной зоне, обеспечивают термодинамически и геохимически их гипергенные изменения. Круговорот воды в природе энергетически определяет размыв пород и их переотложение, т.е. плиоцен-четвертичное осадконакопление и континентальный литогенез в целом [3]. Эти аспекты важны в инженерной геодинамике, прежде всего в плане выявления типов и парагенетических ассоциаций геологических процессов, тенденций и интенсивности их развития.

Преобладающими категориями рельефа являются плоские и пологоволнистые равнины и низины ледникового, водно-ледникового, аллювиального и озерно-аллювиального генезиса, нередко заболоченные, грядовоувалисто-холмистые краевые ледниковые образования, речные долины и котловины озер.

Максимальная глубина расчленения (до 100 м) характерна для долин крупных рек. На пониженных междуречьях этот показатель не превышает 5 м, а на возвышенностях он увеличивается до 10...40 м.

Рельеф Беларуси в общих чертах отражает особенности тектонической структуры Восточно-Европейской платформы. Возвышенности центральной части Беларуси приурочены к Белорусской антеклизе и ее склонам; Брестское Полесье соответствует Подляско-Брестской впадине, возвышенность Загородье – Полесской седловине; Припятское Полесье – Припятскому и Днепрово-Донецкому прогибам. Городокская, Витебская и Оршанская возвышенности, а также Оршанско-Могилевская равнина соответствуют различным поднятиям девонского возраста.

Реки Беларуси принадлежат к бассейнам Черного и Балтийского морей. Большая часть территории страны (58 %) дренируется водотоками Черноморского бассейна. Всего насчитывается 20,8 тыс. рек. Их суммарная длина 90,6 тыс. км. Средняя густота речной сети 0,44 км/км². Наиболее крупными реками, несущими свои воды в Балтийское море, являются Западная Двина, Неман, Западный Буг, в Черное море — Днепр и его притоки — Березина, Сож, Припять.

Река Западная Двина берет начало из озера Корякино на Валдайской возвышенности. Ее длина составляет 1020 км, в том числе протяженность на

территории Беларуси 328 км. Характерная особенность бассейна – значительное количество озер, на долю которых приходится около 3 % всего водосбора. Площадь водосбора в пределах региона 33200 км². Густота эрозионной сети 0,45 км/км² [5]. В строении долины чаще всего выделяются пойма и две надпойменные террасы.

Река Неман начинается (под названием Неманец) вблизи поселка Верхний Неман Узденского района Минской области. Ее длина 937 км, в том числе на территории Беларуси – 459 км. Площадь водосбора белорусского участка реки 35000 км². Густота эрозионной сети 0,47 км/км². Выделяются пойма и три надпойменные террасы.

Река Западный Буг берет начало на западных склонах Подольской возвышенности. Длина 826 км, в Беларуси 169 км. Площадь водосбора на территории региона 10,4 тыс. км². Ширина долины 1...3 км (до 7 км). В долине различаются аккумулятивные пойма и первая надпойменная терраса.

Река Днепр берет начало на Валдайской возвышенности. Длина реки 2201 км (до создания на ней водохранилищ – 2285 км), в том числе на территории Беларуси 700 км. Площадь водосбора в Беларуси 63,7 тыс. км² (без бассейна Припяти). Густота эрозионной сети 0,39 км/км². В долине Днепра выделяются пойма и две надпойменные террасы.

Истоки реки Березины располагаются в заболоченном понижении юго-западнее населенного пункта Докшицы. Площадь водосбора 24500 км². Густота эрозионной сети 0,35 км/км². Выделяются пойма и две надпойменные террасы.

Река Сож берет начало в пределах Смоленско-Московской возвышенности вблизи г. Смоленска. На территории Беларуси располагается долина среднего и нижнего Сожа. Длина реки 648 км (в Беларуси – 493 км). Площадь водосбора в республике 21500 км². Густота эрозионной сети 0,38 км/км². Выделяются пойма и две надпойменные террасы.

На территории Беларуси насчитывается около 10 тысяч озер. В основном это небольшие и мелкие озера. Самое глубокое озеро – Долгое – имеет глубину 53,7 м. Озера весьма неравномерно распределены по территории страны. Наиболее богата озерами северная часть Беларуси, где находятся самые большие по площади белорусские озера: Нарочь (79,6 км²), Освейское (52,8 км²), Дрисвяты (44,5 км²), Лукомльское (36,0 км²), Нещарда, Снуды, Свирь и др.

Значительно меньше озер в южной части страны, где они имеют низкие заболоченные котловины и часто носят черты деградации. Самыми большими по площади озерами южной Беларуси являются Червонное (43,6 км²), Выгоновское (26 км²) и Черное [5]. Чрезвычайно мало озер имеется в центральной и восточной частях Беларуси.

Котловины озер имеют различное происхождение: ледниковое, речное, карстовое, термокарстовое и др. Генезис котловин отражается в рельефе дна, преобладающих глубинах и особенностях органического мира.

На территории Беларуси имеется более 140 водохранилищ с суммарным объемом задержанных вод более 3 км³. Общая площадь водного зеркала водохранилищ составляет около 740 км².

В Беларуси имеется более 1500 прудов, которые аккумулируют около 0,2 км³ воды. Общая площадь водного зеркала всех прудов составляет около 140 км². Пруды используются для регулирования стока, накопления вод, а также для рыборазведения.

Основными почвообразовательными процессами на территории Беларуси является подзолистый, дерновый и болотный. На северо-западе республики в районе города Гродно имеет место буроземный почвообразовательный процесс. На осушенных торфяниках Полесья отмечаются признаки солончакового процесса.

По характеру почвенного покрова, рельефу местности, температурному режиму, степени проявления эрозионных процессов, заболоченности на территории Беларуси выделяют следующие почвенно-географические провинции.

Северная (Прибалтийская) провинция занимает северную часть республики к северу от линии Сморгонь-Молодечно-Логойск-Могилев-Кричев. В пределах провинции почвенный покров довольно разнообразен, однако повсеместно преобладают дерново-подзолистые суглинистые и супесчаные почвы. Характерны значительная заболоченность, завалуненность, малая контурность, широкое развитие плоскостной эрозии, а также небольшие площади осушенных земель.

Центральная (Белорусская) провинция расположена к северу от линии Брест-Ивацевичи-Солигорск-Лоев. В пределах провинции преобладают дерново-подзолистые и дерновые почвы автоморфного и полугидроморфного режимов. Для провинции характерны торфяно-болотные гидроморфные почвы. Местами почвы завалунены и подвержены эрозии плоскостного типа.

Южная (Полесская) провинция приурочена к Полесской низменности. Почвенный покров довольно сложен, что обусловлено контурностью строения почвообразующих пород и изменчивостью условий увлажнения. В пределах провинции формируются подзолистые, дерново-подзолистые и дерново-глеевые почвы автоморфного и полугидроморфного рядов легкого механического состава, а также гидроморфные торфяно-болотные низинные и пойменные. Большие массивы гидроморфных и полугидроморфных почв осушены, местами на них развивается ветровая эрозия.

В современной флоре Беларуси насчитывается около 1650 видов сосудистых (высших) растений, из которых приблизительно 1500 видов относятся к травам и несколько более 100 – к деревьям, кустарникам, кустарничкам и полукустарничкам. Кроме того, насчитывается более 100 видов высших грибов, около 500 видов водорослей, около 600 видов лишайников и примерно 400 видов мохообразных.

Размещение Беларуси в переходной полосе Евразийской (таежной) и Европейской (широколиственной) геоботанических областях отражает сложный флористический состав территории страны.

Естественный растительный покров Беларуси занимает более 67 % территории страны. При этом под лесами занято около 34,5 %, лугами – 18,2 %, болотами – 12,4 % и кустарниками – 3 % общей площади республики.

Животный мир Беларуси относительно беден, что объясняется однообразием экологических условий и незначительным периодом его формирования. Современная фауна Беларуси сложилась в основном в позднеледниковый период и в голоцене. Животный мир насчитывает около 430 видов позвоночных животных, в том числе 73 вида млекопитающих (15 видов хищных, 6 парнокопытных, 10 насекомоядных, 15 летучих мышей, 2 зайцеобразных, 24 грызунов), 286 видов птиц, 58 видов рыб, 19 видов земноводных и пресмыкающихся. Беспозвоночных животных на территории республики зарегистрировано более 30 тыс. видов (простейшие, черви, моллюски, ракообразные, паукообразные, насекомые и др) [5].

Естественноисторический состав фауны наиболее полно сохранился в заповедниках, заказниках и национальных парках Республики Беларусь.

1.2 Геологическое строение

Территория Беларуси расположена на западе Русской платформы, здесь на кристаллическом фундаменте архейско-раннепротерозойского возраста залегает платформенный чехол различной мощности, в составе которого выделяются отложения от верхнего протерозоя до антропогена. Глубина залегания фундамента колеблется от нескольких десятков до 5000...6000 м. По глубине залегания кристаллического фундамента на территории Беларуси и смежных районов выделяются следующие структуры первого порядка (рисунок 1.1) [6]: Белорусская и Воронежская антеклизы, Украинский щит, Балтийская и Московская синеклизы, Оршанская и Подляско-Брестская впадины, Припятский прогиб, Латвийская, Полесская, Жлобинская и Брагинско-Лоевская седловины.

Белорусская антеклиза расположена в северо-западной части Беларуси и смежных районах Польши, Литвы, Латвии. Абсолютные отметки залегания фундамента на большей части антеклизы не превышают –0,5 км, а в наиболее высокоприподнятой его части (Бобовнянский выступ Центрально-Белорусского массива) приподнимаются до +103 м. Антеклиза формировалась как остаточная положительная структура в результате одновременного прогибания сопредельных отрицательных структур: Оршанской впадины на востоке в раннебайкальский этап и наложенной на нее западной центриклинали Московской синеклизы в позднебайкальский и герцинский этапы, Балтийской синеклизы на северо-западе и Подляско-Брестской впадины на юго-западе в каледонский этап. Поэтому в своде антеклизы на породах фундамента залегают четвертичные отложения, а на склонах появляются формации

и формационные ряды, отсутствующие в своде антеклизы и выполняющие сопредельные отрицательные структуры.

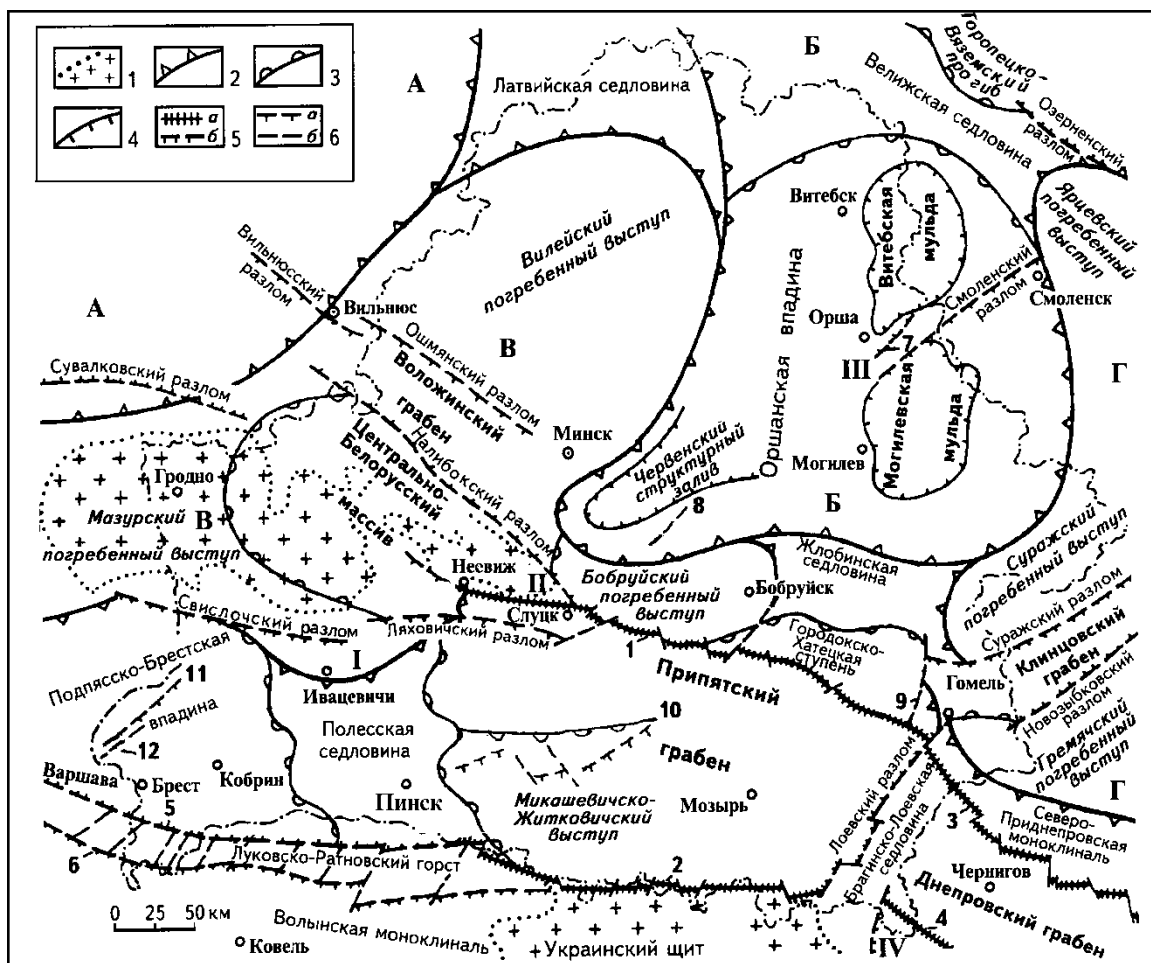


Рисунок 1.1 – Тектоническое районирование территории Беларуси по поверхности фундамента [6].

Границы: 1 – выхода фундамента по подошве юрско-антропогеновых отложений; 2 – структур I порядка, 3 – структур II порядка, 4 – структур III порядка; разломы: 5 – суперрегиональные (а) и региональные (б), 6 – субрегиональные (а) и локальные (б); синеклизы: А – Балтийская, Б – Московская; антеклизы: В – Белорусская, Г – Воронежская; погребенные выступы: I – Ивацевичский, II – Бобовнянский, III – Оршанский горст; IV – Южно-Приднепровская моноклиналь; разломы: 1 – Северо-Припятский, 2 – Южно-Припятский, 3 – Северо-Днепровский, 4 – Южно-Днепровский, 5 – Северо-Ратновский, 6 – Южно-Ратновский, 7 – Оршанский, 8 – Осиповичский, 9 – Гомельский, 10 – Житковичский, 11 – Высоковский, 12 – Прибугский

В южной части антеклизы (Центрально-Белорусский массив, Ивацевичский выступ) осадочная толща представлена отложениями верхнего протерозоя (в основном вендский комплекс), которые перекрыты мезозойскими, а нередко непосредственно кайнозойскими отложениями. На северо-западе Центрально-Белорусского массива развиты кембрийские, ордовикские и силурийские отложения, на юге в вендском комплексе широко представлены вулканические туфы и туффиты, в самой южной части известны маломощ-

ные покровы базальтов и сопровождающие их туфы основного состава. В Воложинском грабене в осадочном чехле развиты, в основном, верхнепротерозойские (вендские, на востоке – рифейские), а в его северо-западной части, кроме того, кембрийские, ордовикские и силурийские отложения, на юго-востоке – девонские. На территории Вилейского погребенного выступа сплошным распространением пользуются вендские (в восточной части и рифейские) и среднедевонские отложения, а на северо-западе, кроме того, кембрийские, ордовикские и силурийские. На Бобруйском погребенном выступе известны рифейские, вендские и среднедевонские отложения.

Воронежская антеклиз заходит на территорию Беларуси своей западной частью. В ней выделены Суражский и Гремячский выступы, в которых отметки залегания фундамента к востоку воздымаются до –0,5 км и выше, и разделяющий их Клинецовский грабен (рисунок 1.1). Структуры западной периклинали Воронежской антеклизы выделяются по поверхности фундамента, выражены в рифейских, вендских и девонских отложениях и погребены под мезозойскими.

Украинский щит своими северными отрогами заходит в южную часть Беларуси, где породы фундамента в отдельных пунктах обнажены.

Оршанская впадина расположена в северо-восточной части Беларуси. Глубина залегания фундамента доходит до 1800 м. Она погребена под отложениями нижне- и верхнебайкальского структурного комплексов (рифей, венд). Образование герцинского структурного комплекса в объеме нижнего, среднего девона и франского яруса верхнего девона наследует структурный план верхнебайкальского комплекса и образует пологую моноклинал, погружающуюся от 0,05 до 0,2 км и более на северо-восток в сторону осевой части Московской синеклизы.

Балтийская синеклиз, расположенная на территории государств Балтии, своей юго-восточной частью заходит в пределы Беларуси. В краевой зоне развития каледонского структурного комплекса распространены кембрийские, ордовикские и силурийские отложения. Они подверглись значительным постседиментационным размывам.

Московская синеклиз – крупнейшая отрицательная структура Русской плиты, которая на территорию Беларуси заходит своим моноклиналим юго-западным склоном. Он сложен отложениями верхнего венда, девона, карбона, мезозоя и кайнозоя, которые перекрывают рифейско-нижневендские породы Оршанской впадины.

Подляско-Брестская впадина расположена в юго-западной части Беларуси и в смежных районах Польши. Глубина залегания фундамента от 500 до 6000 м. Основным этапом ее формирования является каледонский. На юге Подляско-Брестская впадина ограничена *Луковско-Ратновским горстом*, расположенным на северо-западе Украины. Эта структура отделяет Русскую плиту от Волыно-Азовской. Южнее Луковско-Ратновского горста на территории северо-западной части Украины находится Волынская моноклинал, которая заходит в юго-западные районы Беларуси. В платформенном чехле

Подляско-Брестской впадины широко распространены вендские, кембрийские, ордовикские и силурийские отложения. К венду приурочены мощные покровы базальтов и сопровождающие их туфы. Покровы базальтовой лавы небольшой мощности заходят из этой впадины на территорию Полесской седловины, Ивацевичского погребенного выступа и южной части Центрально-Белорусского массива, а их туфы распространены на большей части территории Беларуси. На Луковско-Ратновском горсте и Волынской моноклинали распространены верхнепротерозойские отложения значительной мощности, включая вендские базальтовые вулканиты и сопровождающие их туфы.

Припятский прогиб расположен на юго-востоке Беларуси. Время формирования – герцинский этап. Глубина залегания фундамента от 1500 до 6000 м. В юго-западной и центральной частях Припятского прогиба повсеместно распространены верхнепротерозойские отложения (в основном рифейские, частично вендские), в восточной части они отсутствуют и здесь на кристаллическом фундаменте залегают девонские отложения. Сплошным распространением пользуются девонские отложения большой мощности, на значительной площади — каменноугольные и пермо-триасовые. Большую роль в сложении девона северо-востока прогиба играют вулканические толщи щелочно-ультраосновного состава (излившиеся породы и сопровождающие их туфы).

Брагинско-Лоевская седловина разделяет Припятский и Днепровско-Донецкий прогибы. Глубина залегания фундамента равна 500...2000 м. Платформенный чехол сложен девонскими и более молодыми отложениями.

Полесская седловина разделяет Припятский прогиб и Подляско-Брестскую впадину. Глубина залегания фундамента от 300...500 м до 800...1000 м. Платформенный чехол представлен, в основном, рифейскими в краевых частях и вендскими (часто с базальтовыми покровами), а на востоке девонскими и более молодыми отложениями.

Микашевичско-Житковичский выступ в виде структурного носа Полесской седловины заходит далеко в Припятский прогиб. Кристаллический фундамент на выступе залегает близко к поверхности земли и вскрыт Микашевичскими карьерами. В центральной части выступа кристаллический фундамент перекрыт мезо-кайнозойскими отложениями, а в краевых частях – верхнепротерозойскими и девонскими отложениями.

Жлобинская седловина является восточным продолжением Бобруйского погребенного выступа Белорусской антеклизы и вместе с ним разделяет Оршанскую впадину и Припятский прогиб. Глубина залегания фундамента здесь составляет 400...700 м. В ее платформенном чехле выделяются верхнепротерозойские, девонские и более молодые отложения.

Фундамент Беларуси изучен почти исключительно по данным бурения и геофизическим исследованиям. Он вскрыт в разных районах территории республики более чем 4500 скважинами [6]. Фундамент залегает на глубинах от –20 м на Житковичско-Микашевичском выступе Полесской седловины до

–6000 м в Припятской впадине. Кристаллические породы фундамента вскрыты на глубину от нескольких метров до 900 м.

На большей части территории республики фундамент сложен интенсивно дислоцированными метаморфическими комплексами, прорванными интрузиями разного состава и возраста и разбитыми разломами на крупные тектонические блоки разных размеров (рисунок 1.2). Наиболее древними образованиями в фундаменте признаются породы, метаморфизованные в наиболее высокой, гранулитовой, фации метаморфизма (нижний архей). Эти продукты вместе с продуктами ультраметаморфической их переработки, составляют приблизительно 50 % всей поверхности фундамента внутри Беларуси. К стратифицированным образованиям верхнего архея и нижнего протерозоя отнесены широко распространённые толщи гнейсов умеренно кислого и среднего состава.

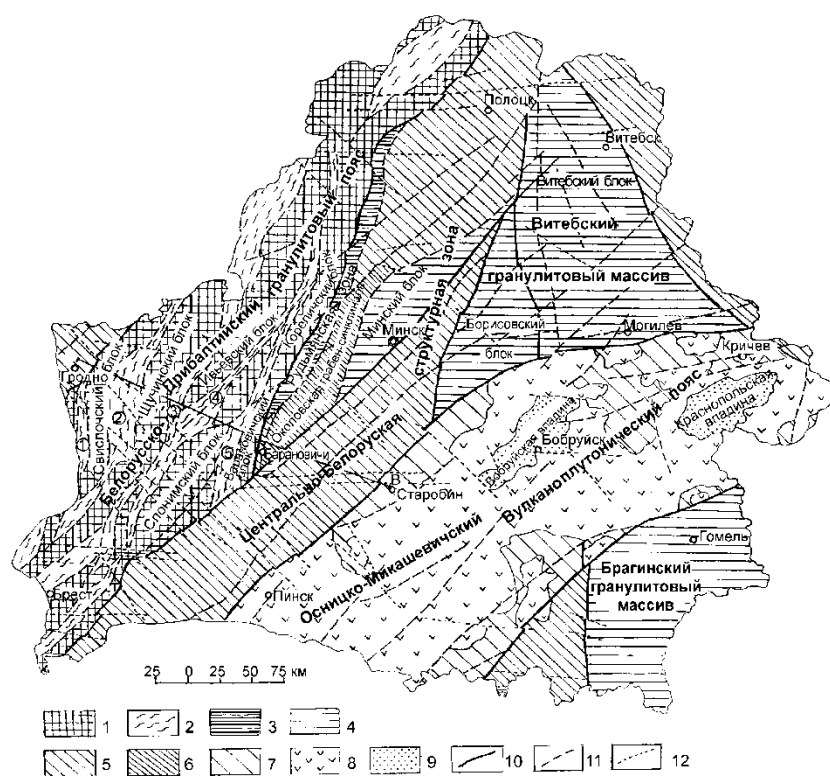


Рисунок 1.2 – Схема структурного районирования кристаллического фундамента территории Беларуси [6].

Гранулитовые структурные зоны: 1 – 2 – Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс: 1 – гранулитовые блоки, 2 – зоны бластомилонитов (цифры в кружках: 1 – Гродненская, 2 – Волковысская, 3 – Щарская, 4 – Дятловская, 5 – Ивацевичская); 3 – Рудьмянская шовная зона; 4 – гранулитовые массивы и блоки. Гранитогнейсовые структурные зоны: 5 – позднеархейские структурные зоны; 6 – Околовская грабен-синсклиналь. Вулканоплутонический пояс: 7 – переработанное гнейсовое основание; 8 – вулканоплутонические формации; 9 – наложенные впадины. Разрывные нарушения: 10 – 11 – главные структурообразующие разломы (10 – суперрегиональные, 11 – региональные и локальные); 12 – постконсолидационные разломы. А-В – линия сейсмического профиля Гродно-Старобин.

Большую роль в формировании внутренней структуры фундамента и в размещении в его пределах продуктов магматизма и сопутствующей ему рудной минерализации играют разрывные дислокации [6]. Они оказали также существенное влияние на размещение структурно-формационных комплексов платформенного чехла. По протяжённости, глубинности и рангу ограничиваемых элементов разломы фундамента подразделяются на: суперрегиональные, региональные, субрегиональные и локальные. В зависимости от главного этапа их развития – на доплатформенные, связанные со становлением структур фундамента и платформенные, развивающиеся в квазиплатформенный и платформенный этапы развития. На территории Беларуси выделяется несколько систем разломов, которые различаются не только пространственной ориентировкой, но и временем заложения и длительностью развития (рисунки 1.3, 1.4).



Рисунок 1.3 – Схема размещения главных структурообразующих разломов кристаллического фундамента Беларуси [6].

1 – субмеридиональные разломы раннеархейского (?) заложения, 2 – разломы меридионального простирания предположительно архейского заложения, 3 – разломы северо-восточного простирания позднеархейского заложения, 4 – разломы северо-восточно-субширотного простирания раннепротерозойского заложения.



Рисунок 1.4 – Схема размещения главных постконсолидационных разломов кристаллического фундамента Беларуси [6].

1 – разломы северо-западного простирания раннепротерозойско-рифейского заложения, 2 – разломы субширотного простирания рифейского заложения.

Разломы платформенного чехла Беларуси классифицированы по рангу, глубине проникновения, кинематическому типу, морфологии, предполагаемому времени заложения, основному этапу развития, геометрической форме плоскости разлома и т.д. (рисунок 1.5) [5]. По рангу ограничивающих структур платформенные разломы разделяются на суперрегиональные (транс-платформенный Сарматско-Туранский линейамент), региональные (Лоевский, Северо-Ратновский, Южно-Ратновский, Суражский, Новозыбковский и др.), субрегиональные (разломы Припятского палеорифтового бассейна, периферии Белорусской антеклизы, Дивинский, Ошмянский, Налибокский и др.) и локальные [6, 7]. Большая часть этих разломов затухает в пределах палеозойских отложений (верхний девон-карбон) (рисунок 1.5). Однако, некоторые из них сохраняли или возобновляли тектоническую активность и в последующие этапы платформенного развития вплоть до современной эпохи.

Тектонические исследования при инженерных изысканиях отличаются некоторыми особенностями [8, 9, 10]. Во-первых, эти исследования локализуются в пределах геологической среды техногенеза. Соответственно исследуются преимущественно приповерхностные структуры и приповерхностные части глубинных структур. Во-вторых, при изучении тектонических движений основное внимание обращается на их прогноз для периода строительства и эксплуатации инженерного сооружения. Подобный период (обычно 100 лет) представляет собой по существу весьма краткий «геологический момент». При таком прогнозировании необходимо не только охарактеризовать

наиболее молодые этапы новейших движений и оценить их тенденции, но и учесть особенности проявления тектонических движений, в том числе разрывных смещений в настоящее время.

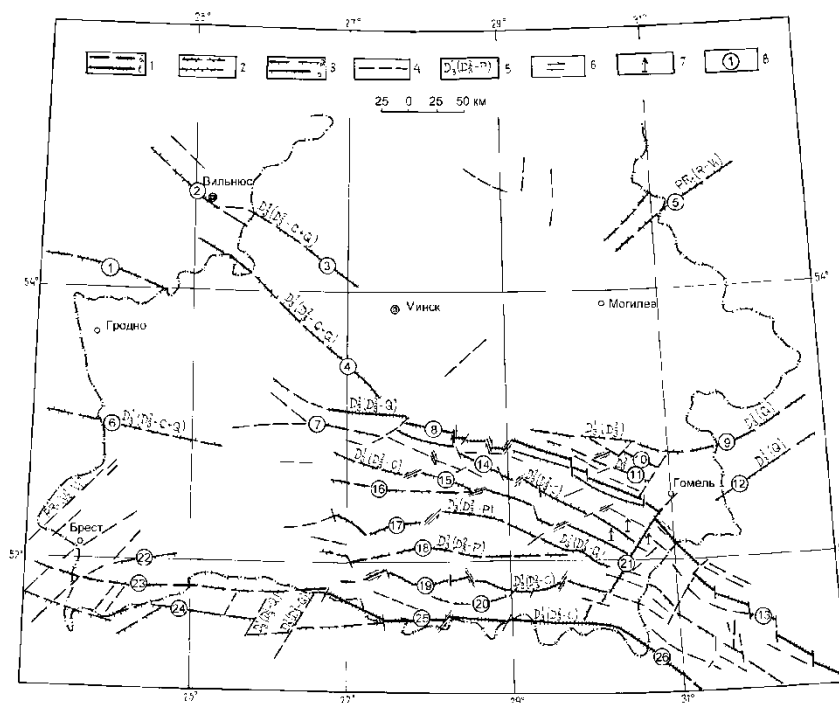


Рисунок 1.5 – Карта основных разломов платформенного чехла территории Беларуси [6].

1...4 – разломы: 1 – суперрегиональные (а – по данным полевых геофизических исследований; б – по результатам геофизических исследований и бурения), 3 – субрегиональные (а – по данным полевых геофизических исследований; б – по результатам геофизических исследований и бурения), 4 – локальные; 5 – возраст заложения разломов и время их активизации (в скобках); 6...7 – кинематические признаки разломов, установленные по геолого-геофизическим данным с использованием результатов палеогеодинамических исследований кернов глубоких скважин: 6 – сбросо-сдвиги (стрелки показывают направление горизонтального смещения по разломам), 7 – взбросы; 8 – наименование разломов: 1 – Сувалковский, 2 – Вильнюсский, 3 – Ошмянский, 4 – Налибокский, 5 – Смоленский, 6 – Свислочский, 7 – Ляховичский, 8 – Северо-Припятский, 9 – Суражский (Жлобинский), 10 – Кошелевский, 11 – Малиновско-Глазовский, 12 – Новозыбковский, 13 – Северо-Днепровский, 14 – Речицкий, 15 – Червонослободско-Малодушинский, 16 – Копаткевичский, 17 – Шестовичский, 18 – Сколодинский, 19 – Наровлянский, 20 – Ельский, 21 – Лоевский, 22 – Дивинский, 23 – Северо-Ратновский, 24 – Южно-Ратновский, 25 – Южно-Припятский, 26 – Южно-Днепровский.

Сопоставление сети древних (допозднеолигоценовых) разломов территории Беларуси с новейшими и современными глубинными разломами, разрывами и геодинамически активными зонами позволяет выделить среди последних два основных класса: унаследованные и новообразованные. Унаследованные активные разломы и геодинамические зоны совпадают или близки

по своему пространственному положению и ориентировке с фрагментами ранее существовавшей сети платформенных или доплатформенных дизъюнктивов. Новообразованные – пространственно не связаны с древними разрывными нарушениями и, скорее всего, они «встраиваются» в регматическую сеть разломов [6].

При региональном изучении инженерно-геологических условий территории глубина изучения геологических условий определяется глубиной влияния инженерно-хозяйственной деятельности и измеряется десятками, а иногда, при подземном и гидротехническом строительстве, сотнями метров.

На территории Беларуси мощность четвертичных отложений изменяется от первых до 250...300 м, составляя в среднем 80 метров [6, 11, 12]. Таким образом, верхняя часть платформенного чехла попадает в зону влияния инженерных сооружений и поэтому представляет интерес с точки зрения инженерной геологии.

Верхние структурные этажи платформенного чехла представлены в пределах Беларуси в основном герцинским и киммерийско-альпийским структурными комплексами. Лишь в единичных пунктах под маломощным чехлом поверхностных отложений залегают породы метаморфических и интрузивных формаций карельского структурного комплекса: в южной части Белорусского Полесья, приуроченные к заходящему сюда Украинскому кристаллическому щиту; в районе Микашевичско-Житковичского выступа; в отдельных частях Центрального Белорусского массива.

На севере и в центральной части республики под покровом четвертичных отложений залегают породы герцинского комплекса Главного девонского поля. Они распространены в основном в Балтийской синеклизе, Оршанской впадине, Вилейском погребенном выступе Белорусской антеклизы, Латвийской седловине и выходят на поверхность в долинах Западной Двины и Днепра. На остальной территории Беларуси отложения герцинского комплекса перекрыты мощным покровом отложений киммерийско-альпийского структурного комплекса.

Герцинский структурный комплекс в нижней и верхней частях представлен терригенными парагенезами пород. Глинисто-алеврито-песчаная формация залегают в основании разреза (верхний живет – нижний фран). В большем объеме она представлена в каменноугольных, пермских и нижне-, среднетриасовых отложениях. Конгломерато-песчаная и конгломерато-песчано-гравелитовая формация молассоидного облика венчают герцинский структурный комплекс. Известняково-мергельно-глинистые, известняково-песчано-глинистые и глинисто-песчаные парагенезы приурочены к надсолевым девонским и каменноугольным отложениям [13, 14]. К карбонатным формациям относятся эфельская глинисто-мергельно-доломитовая, франские известняково-доломитовая и доломитово-известняково-мергельная, фаменская песчано-известняково-мергельная. В геологической истории развития региона зафиксированы две стадии мощного соленакопления: девонская и, в меньшей степени, пермская. С формированием в позднем

девоне внутриплитного Припятско-Донецкого авлакогена связано образование магматической формации. Магматические породы Припятского прогиба относятся к щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации.

Киммерийско-альпийский структурный комплекс представлен на западе Беларуси верхнепермско-антропогеновыми, а на востоке – верхнетриасово-антропогеновыми отложениями. Он характеризуется развитием преимущественно терригенных формаций. Их мощность, как правило, невелика, парагенетические ассоциации терригенных пород быстро сменяются по вертикали. Снизу вверх обособлены формации: глинисто-алевритовая (нижний триас), песчано-глинистая буроугольная (нижний триас – средняя юра), глинисто-песчаная (доальбские отложения нижнего мела), известняково-песчаная фосфоритоносная (альб – верхний мел), алеврито-песчаная фосфоритоносная (палеоцен – эоцен) [13, 14]. Карбонатные формации представлены доломито-известняковой формацией верхней перми, верхнеюрской глинисто-песчано-известняковой формацией и верхнемеловой формацией писчего мела.

В сферу влияния инженерных сооружений попадают лишь породы верхней части комплекса, принадлежащие карбонатной (верхний мел) и терригенной (палеоген-неоген) формациям. Причем, мергельно-меловые породы непосредственно подстилают четвертичные отложения в западной и восточной частях средней полосы Беларуси, т.е. в пределах Приднепровской моноклинали Украинской синеклизы и Белостокской моноклинали Польско-Литовской синеклизы. Палеоген-неогеновые – формируют ядра упомянутых синеклиз. На дневную поверхность меловые отложения выходят в бассейне реки Сож, палеоген-неогеновые – в долине Днепра.

Верхнеальпийский структурный этаж сложен породами позднего олигоцена – плиоцена и четвертичными образованиями. Дочетвертичные отложения верхнеальпийского структурного этажа представлены следующими формациями: глинисто-песчаной буроугольной (олигоцен – средний миоцен), монтмориллонитовых глин (верхний миоцен – нижний плиоцен), алевритов и диатомовых глин (средний плиоцен), гравийно-песчано-глинистой ледниковой (верхний плиоцен – антропоген) [13, 14]. С точки зрения инженерной геологии, наибольший интерес представляет последняя. Накопление максимальных толщ отложений ледниковой формации (и, следовательно, всего антропогенового разреза) связано с участками высокого залегания фундамента и прочных пород платформенного чехла, площадями наиболее пересеченного рельефа кровли коренных пород, зонами активизирующихся разломов, положительными локальными структурами новейшего тектонического этапа. Однако, устойчивое поднятие значительных площадей (крайний юг и восток республики) определили снижение на этих участках мощностей четвертичных отложений.

В данной работе за основу принята Региональная унифицированная схема четвертичных отложений Беларуси [15], представленная в таблице 1.1.

Самыми древними отложениями четвертичной системы на территории Беларуси являются *озерные и озерно-аллювиальные отложения брестского возраста*. Наибольшие площади распространения отложений выявлены на юго-западе республики, в пределах территории Брестской впадины и Полесской седловины. Наиболее типичны супеси, суглинки, глины, пески. Редко встречаются озерные мергели. В некоторых разрезах отмечены включения обломочного материала и мореноподобные акватичные отложения (северо-запад Гродненской области). Залегают отложения на глубинах от 4...8 м на юге Полесья до 160...260 м в пределах Белорусской гряды. Мощность их достигает 27...30 м [6].

Таблица 1.1 – Стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси и ее корреляция с центральными районами Европейской части России [6, 15, 16].

| Система | Раздел | Звено | Региональная унифицированная схема четвертичных отложений Беларуси, 1981 [5, 14] | | Унифицированная региональная стратиграфическая схема Европейской части СССР, 1964 [5, 15] | | Центральные районы Европейской части России (Никифорова, Александрова, 1987; Бреслав и др., 1992) [5] | | |
|--------------|------------|-----------------|--|--------------|---|---|---|--------------|---|
| | | | Надгоризонт, горизонт | Индекс | Надгоризонт, горизонт | Индекс | Надгоризонт, горизонт | Индекс | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | | |
| ЧЕТВЕРТИЧНАЯ | Голоцен | Современное | Голоценовый | <i>III</i> | Голоценовый (современный) | | <i>IV</i> | Голоценовый | |
| | Плейстоцен | Верхнее | Позерский | <i>IIIpz</i> | Валдайский | Осташковский Молого-Шекснинский Калининский | <i>III os</i> <i>III msh</i> <i>III k</i> | Валдайский | Осташковский Мончаловский Калининский |
| | | | Муравинский | <i>IIImr</i> | | Микулинский | <i>III mk</i> | | Микулинский |
| | | Среднее | Сожский | <i>II sz</i> | Среднерусский | Московский | <i>II ms</i> | Подмосковный | Московский |
| | | | Шкловский | <i>II šk</i> | | Одинцовский | <i>II od</i> | | |
| | | | Днепровский | <i>II dn</i> | | Днепровский | <i>II dn</i> | | |
| | | Александрийский | <i>II alk</i> | Лихвинский | <i>II l</i> | Лихвинский | | | |

Окончание таблицы 1.1

| 1 | 2 | 3 | 4 | | 5 | 6 | 7 | 8 | |
|--------------|------------|--------|-------------|-------------|------------------------------------|---------------------------------|------------------|-------------|----------------------|
| ЧЕТВЕРТИЧНАЯ | Плейстоцен | Нижнее | Белорусский | Березинский | <i>Ibr</i> | Окский | <i>Iok</i> | Мичуринский | Окский Мучкапский |
| | | | | Беловежский | <i>Ibl</i> | Беловежский | <i>Ibl</i> | | Донской |
| | | | | Наревский | <i>Inr</i> | Верхний плиоцен (Апшерон) | Южно-воронежский | | Ильинский |
| | | | Брестский | <i>Ibs</i> | Покровский Донской Ильинский | | | | |
| | | | | | | | | Покровский | |

Наревские подморенные отложения. К ним относятся пески мелко- и тонкозернистые, кварцевые, глинистые или переслаивание этих песков с глинами и алевролитами. Средняя мощность отложений 3...5 м. Выше залегают алевролиты и глины серые с зеленоватым и голубым оттенками, местами горизонтально- и волнисто-слоистые, с прослойками песка тонкозернистого, во всей толще карбонатные. Отмечается лессовидность данной толщи. Наблюдается постепенный переход (или замещение) кверху в ленточные озерно-ледниковые отложения. Залегают эти породы на территории Подляско-Брестской впадины на самых высоких абсолютных отметках подморенного рельефа (106...112 м и выше).

Наревские подморенные отложения ложбин ледникового размыва. В наиболее глубоких врезам отложения представлены песками разнозернистыми с гравием и галькой в основном осадочных пород, с четкими горизонтами размыва, на склонах – песками тонкозернистыми, горизонтально-слоистыми, глинистыми, с гнездами зеленовато-серых и темно-серых супесей. Мощность их может достигать 74 м (населенный пункт Береза Брестской области).

Наревские моренные отложения. Наревский ледник покрывал северную и центральную части территории республики. Граница его распространения проводится примерно по направлению Брест-Гомель. В настоящее время морена сохранилась в ложбинах ледникового выпахивания и размыва, а также в одиночных пунктах на водораздельных поверхностях.

Отложения представлены валунными супесями или суглинками, глинистым песчано-гравийным материалом с гнездами линзами разнозернистого песка, с отторженцами дочетвертичных пород. Мощность изменяется от 0,2...0,5 до 40...50 м. Максимальная мощность (78 м) вскрыта в Сожской ледниковой ложбине [6].

Нерасчлененные наревско-березинские отложения представлены комплексом преимущественно водно-ледниковых песков, залегающих между наревским и березинским ледниковыми горизонтами. На значительной части территории республики эти отложения не обнаружены, что объясняется эро-

дирующей деятельностью березинского ледника и его талых вод, наиболее активно проявившейся на древних водоразделах и в районах относительно активных неотектонических процессов.

В составе нерасчлененного комплекса отложений преобладают пески разномзернистые, чаще мелкозернистые, с прослоями, линзами и гнездами супесей, суглинков, глин, песчано-гравийного материала. Иногда вся толща представлена супесчаными или суглинистыми породами или песчано-гравийным материалом. Мощность отложений от 3...10 до 30...40 м.

Межледниковые отложения беловежского времени формировались во время первого межледниковья плейстоцена. Мощность озерных, озерно-старичных, аллювиальных и болотных образований колеблется от нескольких до 45 м [15]. Они представлены мергелями, известковистыми и торфянистыми гиттиями, сапропелитами, доломитами, в различной степени гумусированными супесями, торфами.

Березинские(окские) моренные отложения широко развиты в центральных и западных районах Беларуси. Мощность березинской морены изменяется от 1...2 до 60...80 м и более. Максимальные мощности характерны для ложбин ледникового выпахивания. Например, юго-западнее г. Гродно в Лососненской ложбине она составляет 118 м [6]. Повышенные мощности морены отмечаются также и на водоразделах. По всей видимости, в этих районах в период березинского оледенения были сформированы комплексы краевых образований, прослеживающиеся в районах населенных пунктов Воложина, Логойска, Борисова, Барановичей, Столбцов, Волковыска, Слонима, Новогрудка, Гродно и др.

Моренные отложения березинского ледника представлены преимущественно валунными супесями с гнездами и линзами песчано-гравийного материала, песками разномзернистыми, глинистыми. В толще валунных супесей отмечаются отторженцы дочетвертичных пород. Подчиненное положение в составе морен занимают валунные суглинки, песчано-гравийный и гравийно-галечно-валунный материал.

Нерасчлененные водно-ледниковые березинско-днепровские (окско-днепровские) отложения лучше всего сохранились в центральной и южной частях республики. Мощность отложений комплекса изменяется от 2...5 до 80...100 м. Мощность свыше 20 м отмечается в ледниковых ложбинах и древних долинах. В составе отложений межморенного комплекса преобладают пески разномзернистые, с линзами и гнездами супесей, суглинков, глин, песчано-гравийного материала.

Александрийские (лихвинские) межледниковые отложения представлены аллювиальными и озерными песками, супесями, суглинками, глинами в различной степени гумусированными, а также мергелями, карбонатными гиттиями, сапропелитами, торфами, диатомитами. Их мощность в Полесье и Поозерье составляет 16...20 м и может достигать в пределах Белорусской гряды 40 м.

Днепровские ледниковые отложения на территории Беларуси имеют широкое распространение. На юге республики днепровская морена местами выходит на поверхность. Здесь ледник сформировал серию конечных морен.

Основная часть ледникового комплекса представлена валунными супесями с линзами, гнездами и карманами разнозернистых песков или глинистого уплотненного песчано-гравийного материала. Встречаются также валунные суглинки и глины; пески разнозернистые, глинистые; песчано-гравийный и гравийно-галечный материал с линзами и гнездами валунных супесей и глинистых песков. В районах развития краевых образований в строении ледниковой толщи принимают участие отторженцы и крупные гляциодислокации (гг. Мосты, Новогрудок, Бобруйск). Мощность отложений достигает 133 м (район г. Гродно) при средних значениях 20...30 м.

Нерасчлененные водно-ледниковые днепровско-сожские (днепровско-московские) отложения к югу от границы сожского оледенения залегают непосредственно с земной поверхности и частично формируют повышенные участки Белорусского Полесья. Кроме того, они обнажаются по склонам долин рек Виляя, Ошмянка, Днепр, Бася, Проня, Сож. В составе межморенного комплекса преобладают пески разнозернистые, чаще мелкозернистые, в различной степени глинистые, иногда слабо-пылеватые, с гнездами, линзами и прослоями тонких супесей, суглинков и глин, песчано-гравийного и гравийно-галечного материала. Подчиненное положение занимают супеси тонкие, алевритистые, слабослоистые, алевриты, суглинки, глины ленточные, песчано-гравийно-галечный материал.

Мощность отложений изменяется от 1,5...5 до 80...96 м. Максимальные мощности приурочены к Центрально-Белорусской возвышенности и прилегающих к ней равнин.

Шкловские (одинцовские) аллювиально-болотные межледниковые отложения. Максимальная мощность их составляет 47 м, чаще всего она не превышает 10 м.

Сожские (московские) ледниковые отложения. Граница распространения сожского ледникового покрова проводится примерно через населенные пункты Каменец-Ивацевичи-Ганцевичи-Любань-Глуск-Бобруйск-Рогачев-Костюковичи-Климовичи. К северу от этой границы сожские (московские) моренные отложения имеют почти повсеместное распространение. Представлена сожская (московская) морена валунными супесями и суглинками с гнездами и линзами песка разнозернистого, глинистого, иногда гравийного, песчано-гравийного и гравийно-галечного материала.

Мощность морены изменяется от 0,2...0,5 до 80...100 м, в пределах возвышенностей она возрастает до 135 м, преобладающие мощности 10...25 м [6].

На этапе деградации сожского (московского) ледникового покрова сформировался ряд цепей краевых образований. Конечные морены наблюдаются у гг. Пружаны, Береза, Ивацевичи, Клецк, Любань, Бобруйск, Славгород. Образования последующих этапов формируют Гродненскую, Волковысскую, Слонимскую, Новогрудскую возвышенности, Копыльские гряды, южные районы Минской и Оршанской возвышенностей. Еще позднее возникла Ошмянская возвышенность, окончательно сформированы Минская и Оршанская возвышенности.

Конечные морены сложены преимущественно валунными супесями, разнозернистыми песками с гравием, галькой и валунами, песчано-гравийным и гравийно-галечным материалом. Песчаные и гравийные толщи разбиты трещинами, отдельные блоки и пачки перевернуты, сдвинуты, иногда смяты, разорваны. В супесях наблюдаются гнезда и линзы глинистых песков, глыбы сцементированного песчано-гравийного материала. В ледниковой толще отмечаются отторженцы более древних четвертичных отложений и коренных пород, крупные гляциодислокации (гг. Гродно, Мосты, Порозово, Дятлово, Новогрудок, Славгород).

Нерасчлененные сожско-поозерские (московско-валдайские) отложения развиты на севере и северо-западе республики. Севернее г. Полоцк, г.п. Шумилино, в районах Витебска и пос. Осинторф выделяются различные по площади участки, где поозерские (валдайские) отложения залегают непосредственно на коренных породах. Выходы на поверхность пород данного комплекса наблюдаются в долинах р. Западная Двина и ее притоков, на юго-восточном берегу озера Нарочь. К югу от границы поозерского (валдйского) ледника (его максимальной стадии) сожско-поозерские (московско-валдайские) отложения являются поверхностными. Отложения представлены разнозернистыми, преимущественно мелкозернистыми песками, с включением гравия и гальки изверженных и осадочных пород, с гнездами, линзами и прослоями супесей, суглинков и глин, песчано-гравийного материала. Одиночными скважинами вскрываются небольшие по размеру тела, сложенные тонкими супесями, ленточными глинами, песчано-гравийным и гравийно-галечно-валунным материалом. Мощность сожско-поозерских (московско-валдайских) отложений изменяется в основном от 10 до 20 м. Более высокие значения (до 47 м) приурочены к ложбинам стока талых ледниковых вод в районе населенных пунктов Ушачи-Чашники.

Муравинские (микулинские) межледниковые отложения широко распространены на территории республики. Они представлены озерными (пески, супеси, суглинки, глины, гиттии, мергели), болотными (торф), аллювиальными (пески, супеси), родниковыми и другими отложениями. Последовательность напластований в полных разрезах носит закономерный характер. Так, в основании озерных отложений залегают глины и суглинки, затем гиттии и торф. Мощность муравинских (микулинских) отложений сравнительно

невелика и в среднем составляет 2...5 м, но иногда достигает 17...20 м (г. Светлогорск) [15].

Моренные отложения поозерского (валдайского) времени. Поозерский (валдайский) ледник покрывал лишь северную часть Беларуси, примерно соответствующую области Белорусского Поозерья, однако комплекс водно-ледниковых и перигляциальных образований этого времени распространён значительно шире. Граница предельного распространения ледникового покрова проходит вдоль северных склонов Гродненской возвышенности, южнее деревни Озерцы, западнее городского поселка Острына, вдоль северо-западного края Лидской равнины и западнее городского поселка Радунь уходит на территорию Литвы. Залегает морена на сожско-поозерских (московско-валдайских), сожских (московских), муравинских (микулинских) отложениях или девонских породах, перекрыта поозерскими (валдайскими) водно-ледниковыми комплексами или современными отложениями.

Поозерским (валдайским) ледником на различных этапах его деградации были сформированы краевые образования на западе Беларуси (у городского Сопоткин, деревни Озеры, городского поселка Острына) и в пределах Поозерья (Свирская и Свенцянские гряды, Ушачская, Витебская, Городокская и Браславская возвышенности и др.). Представлена морена валунными супесями и суглинками красно-бурыми, бурыми или желтовато-бурыми, с гнездами и прослоями песка разнозернистого, глинистого, с гравием и галькой. Конечные морены сложены супесями и суглинками, насыщенными гравийным и галечно-валунным материалом, разнозернистыми песками, чередующимися с песчано-гравийным материалом, в различной степени глинистым и сортированным, иногда с отторженцами дочетвертичных пород. Отложения разбиты трещинами, отдельные пачки и блоки перевернуты или смещены по линиям разрывов.

Мощность поозерской морены изменяется от 1,5...2,0 до 70,0 м, составляя в среднем 10...15 м. Максимальные мощности приурочены к конечным моренным возвышенностям и ледниковым ложбинам.

Поозерские (валдайские) надморенные водно-ледниковые отложения сформированы отступающим ледником. Они представлены песками желтыми, желтовато-серыми и серыми, мелкозернистыми, с включением гравия и редкой гальки, иногда слоистыми, с линзами и прослоями песчано-гравийного материала, мощность которых в ложбинах стока талых ледниковых вод достигает 9 м.

Поозерские (валдайские) надморенные озерно-ледниковые отложения выполняют Верхнее-Неманский, Дисненский, Полоцкий, Суражский и Лучёсинский бассейны. Мощность их – от 0,2...0,5 до 31,0 м. Представлены глинами шоколадными, ленточными, плотными, вязкими с карбонатными дутиками; супесями алевритистыми с тонкими прослоями песка; песками тонкозернистыми, слоистыми, слюдистыми. Перечисленные типы отложений чередуются как по разрезу, так и по простиранию.

Верхнепоозерские (верхневалдайские) перигляциальные отложения.

Помимо отложений ледникового комплекса в позднепоозерское время в приледниковой и во внеледниковой зонах накапливались преимущественно аллювиальные, озерно-аллювиальные, лессовидные и песчаные эоловые толщи [6].

Аллювиальные комплексы слагают надпойменные террасы Западной Двины, Немана, Днепра, Сожа, Припяти и других крупных рек. Отложения представлены песками разнозернистыми, слоистыми, с линзами песчано-гравийного материала (русловая фация), старичных супесей, гиттий и торфа (пойменная фация). Мощность аллювия изменяется от 2...3 до 10...15 м.

Озерно-аллювиальные отложения распространены в Белорусском Поозерье и Припятском Полесье, в бассейне Немана, Вилии, Березины, а также на относительно пониженных участках Центрально-Березинской, Пуховичской равнин и др. Залегают они непосредственно с поверхности или под маломощными голоценовыми болотными осадками. Мощность колеблется от 1,0...1,5 до 12,0 м. Представлены песками серыми, желтовато-серыми, мелко- и тонкозернистыми, слабоглинистыми, иногда с растительными остатками, с прослоями и линзами супесей и глин; супесями и суглинками голубовато-серыми, слюдистыми.

Лессовидные образования широко распространены в восточной части Беларуси и на территории Минской, Новогрудской, Мозырской возвышенностей. Они залегают на моренных и краевых ледниковых отложениях, реже перекрывают флювиогляциальные пески. Максимальные мощности лессовидных отложений (свыше 10 м) приурочены к восточным районам территории Беларуси и Мозырской возвышенности. На остальной территории толща редко превышает 5 м. Представлены эти образования пылеватыми супесями и суглинками, в составе которых доминируют алевритовые (33...88 %) и глинистые (21...31 %) частицы. Лессовидные отложения нередко трещиноватые и в большинстве своем карбонатные.

Эоловые песчаные отложения довольно часто встречаются в тех районах Беларуси, где на земную поверхность выходят пески различного генезиса. Наибольшие площади эоловых образований приурочены к Полесью, террасам Немана, Березины и других рек, озерно-ледниковым низинам и равнинам. Эти пески слагают разнообразные по форме бугры, холмы и гряды высотой 3...15 м и более. На песчаных озерно-ледниковых толщах эоловые формы сложены мелко- и тонкозернистыми песками, а на аллювиальных и флювиогляциальных – мелко- и разнозернистыми песками с отдельными крупными зернами диаметром до 1 мм, реже более.

В течение голоцена на территории республики накапливались аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, болотные, эоловые, пролювиальные, делювиальные, коллювиальные и другие отложения. Наиболее распространенными из них являются аллювиальные, озерные и болотные аккумуляции.

Аллювиальные отложения (русловые, пойменные и старичные фации) сформировали высокую и низкую пойму рек бассейнов Днепра, Припяти, Западного Буга, Немана и Западной Двины, а также нижние надпойменные

террасы Западной Двины и Немана. Фации руслового аллювия представлены разнозернистыми песками нередко с прослоями и линзами песчано-гравийного материала. Среди пойменных отложений преобладают заиленные супеси и суглинки. Старичные аккумуляции представлены заиленными песками, супесями, суглинками, глинами, сапропелями и торфами. Мощность аллювиальных отложений достигает 15...20 м [5].

Важное место в голоценовом осадконакоплении принадлежит озерам. По данным О.Ф. Якушко [17], на территории республики насчитывается более 10 тысяч озер, наибольшее количество которых сосредоточено в Белорусском Поозерье и Полесье. В озерах накапливаются минеральные, органоминеральные и органические осадки. Они представлены разнозернистыми песками (преимущественно мелко-тонкозернистыми), нередко карбонатными, заиленными, а также супесями, глинами, илами и сапропелями. Средняя мощность толщи озерных аккумуляций может варьировать от 3 до 7 м, максимальная достигает 20...25 м и более.

Болотные комплексы сложены низинными, переходными и верховыми торфами. Низинные торфяники распространены повсеместно, но наибольшие массивы их встречаются в пределах Полесского региона. Верховые и переходные торфяники, главным образом, развиты в Поозерье, в пределах Центрально-Березинской равнины и на юге республики в Столинском районе. Мощность торфяных залежей невыдержана и может изменяться от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. На моренных равнинах болотные отложения, как правило, отличаются меньшей мощностью и мозаичностью распространения. Самые мощные толщи болотных образований приурочены к заполненным осадками озерным котловинам.

Таким образом, в распределении четвертичных отложений на территории страны заметна субширотная зональность, обусловленная фронтальным наступанием и деградацией материковых ледников. Максимальные (свыше 300 м) мощности отложений связаны с краевыми образованиями Белорусской гряды. К северу и югу от гряды мощность отложений уменьшается. Учитывая характер распределения мощностей, особенности современного рельефа, рельефа ложа и состава четвертичных отложений, территорию Беларуси разделяют на три крупных района (рисунок 1.6): Белорусское Поозерье, Белорусскую гряду с прилегающими к ней равнинами и Белорусское Полесье [15, 18].

Современный инженерно-геологический облик территории в значительной степени определяется новейшим этапом развития. Этот этап характеризуется наряду с унаследованием многих элементов древнего структурного плана сложными соотношениями древних и новейших структурных форм, частичной перестройкой контуров структур, новообразованиями, изменениями знака движений отдельных структурных элементов, большой ролью разрывной тектоники. К числу главных факторов, обусловивших ход неотектонических процессов, относятся: воздействие плейстоценовых ледниковых покровов в том числе периодическое появление и последующее снятие

значительной гравитационной нагрузки на площади распространения ледников; поднятие крупных неотектонических структур по периферии области плейстоценовых древнематериковых оледенений (Воронежско-Тверской антеклизы); динамическое воздействие на прилегающие районы Альпийско-Карпатского орогена.

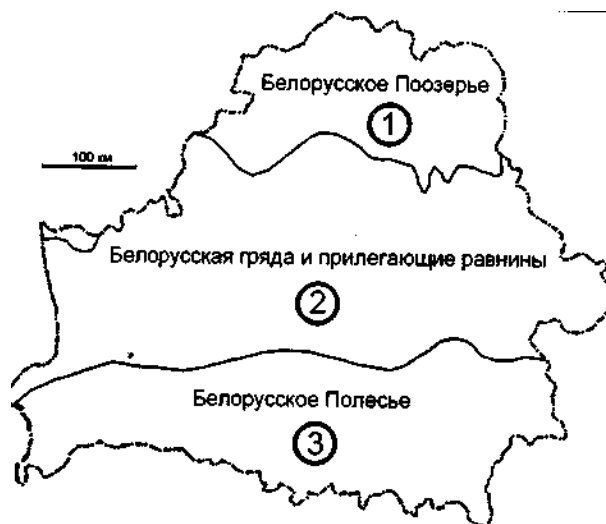


Рисунок 1.6 – Схема районирования территории Беларуси по особенностям строения четвертичных отложений [18].

Новейшие движения определяют важнейшие черты геоморфологических условий, развитие и строение поверхностных отложений, особенности режима и глубины залегания грунтовых и верхних горизонтов подземных вод, распространение и интенсивность развития многих геологических процессов, существенно сказываются на геологическом строении территории.

Русская плита на новейшем этапе характеризуется незначительным преобладанием поднятий, сопровождающимся денудацией или аккумуляцией и слабым эрозионным расчленением. В тектоническом отношении – это стабильная область, вертикальные тектонические движения отличаются знакопеременностью и минимальными скоростями. Опасные разрывные тектонические смещения здесь мало вероятны [3, 8].

К неотектоническому этапу геологического развития территории Беларуси большинство специалистов относят интервал времени с позднего олигоцена до наших дней [6]. Начало неотектонического этапа совпадает с важным палеогеографическим рубежом – исчезновением на площади региона последнего (раннеолигоценового харьковского) морского водоема и окончательным установлением здесь в позднем олигоцене континентальных условий.

Среди наиболее крупных новейших структур Беларуси выделяются Балтийско-Белорусская синеклиза и Воронежско-Тверская антеклиза.

Балтийско-Белорусская синеклиза наследует палеозойскую Балтийскую синеклизу и Подляско-Брестскую впадину, Припятский прогиб, нало-

жена на Латвийскую седловину, Белорусскую антеклизу, западную часть Оршанской впадины, Полесскую седловину. На территории Беларуси представлена Литовско-Эстонской моноклиной.

Литовско-Эстонская моноклиной занимает юго-восток и восток Балтийско-Белорусской синеклизы, наклонена на северо-запад в сторону Восточно-Балтийской рифтовой зоны [6, 19]. Амплитуда новейших поднятий составляет 50...100 м (рисунок 1.7). На фоне неотектонической моноклиной, усложняя ее структуру, сформировался ряд малоамплитудных поднятий и опусканий. Размеры самых крупных из них достигают десятков километров. К таким формам относятся Ошмянский, Нарочанский, Плещенецкий купола, Полоцкая депрессия, Воложинский структурный залив.

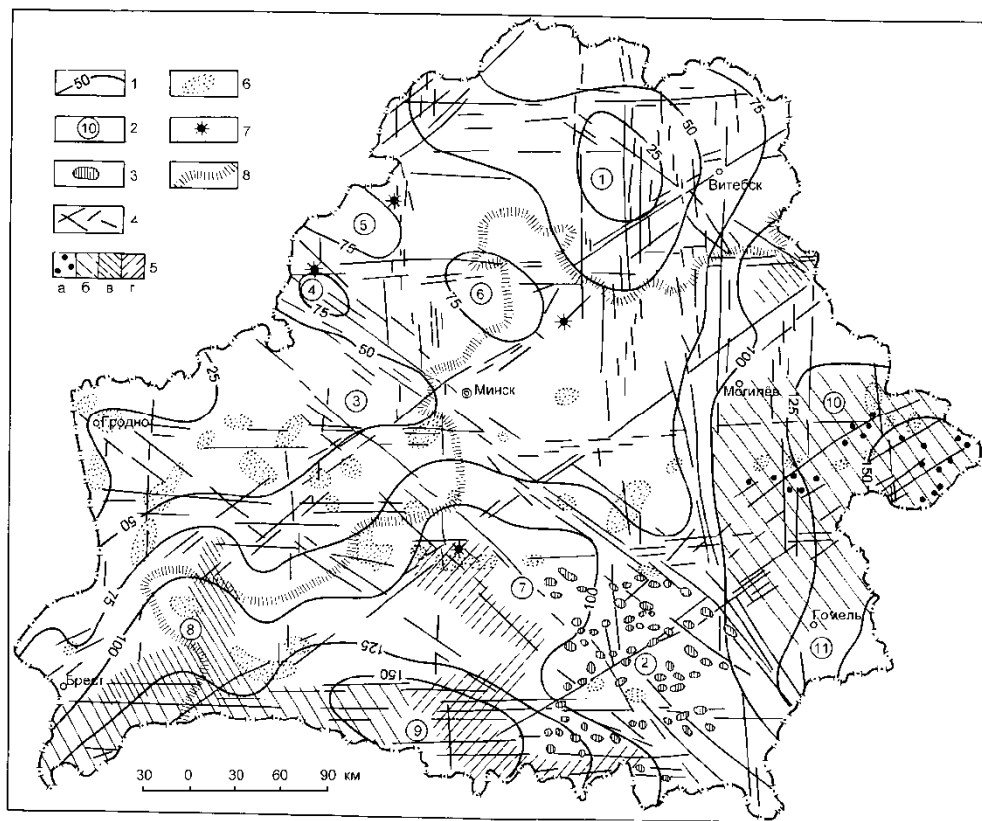


Рисунок 1.7 – Неотектоническая карта Беларуси [6, 20].

1 – изобазы суммарной неотектонической деформации (поздний олигоцен – голоцен); 2 – локальные неотектонические структуры (1 – Полоцкая депрессия, 2 – Березинский структурный залив, 3 – Воложинский структурный залив, 4 – Ошмянский купол, 5 – Нарочанский купол, 6 – Плещенецкий купол, 7 – Червоноозерский структурный нос, 8 – Дрогичинский структурный нос, 9 – Лельчицкий выступ, 10 – Кричевской выступ, 11 – Лоевский выступ); 3 – соляные структуры, проявившиеся на новейшем этапе; 4 – линеаменты, предположительно отражающие разломные зоны, которые проявились на неотектоническом этапе; 5 – площади карстообразования: а – голоценового, б, в – позднеолигоцен-плейстоценового (в – сопровождавшегося накоплением бурых углей), г – зоны выщелачивания соляных пород; 6 – площади значительной гляцигенной переработки дочетвертичных пород; 7 – эпицентры землетрясений; 8 – Черноморско-Балтийский водораздел.

Воронежско-Тверская антеклиз представлена Смоленской ступенью с амплитудой новейшего поднятия 100...150 м и более. Граница антеклизы с Литовско-Эстонской моноклиной на значительном отрезке имеет вид уступа в кровле дочетвертичных пород, представленных известняками франского яруса верхнего девона. Наследует допозднеолигоценовую Воронежскую антеклизу; наложена на северо-восточную часть Северо-Припятского плеча, Жлобинскую седловину, восточную часть Оршанской впадины (левобережье Днепра).

Смоленская ступень характеризуется значительным (от 100 до 150 м и более) новейшим поднятием, общим уклоном на запад, осложнена Кричевским и Лоевским выступами. Характерно развитие карстовых форм, обусловленное высоким гипсометрическим положением карбонатных пород верхнего девона и верхнего мела. К таким формам приурочены отложения терригенной бурогоугольной формации.

Количество более мелких локальных структур исчисляется сотнями. Локальные структуры подразделяются на синклинали, мульды, купола, брахиантиклинали, антиклинали, валы, флексуры, ступени. Характерной чертой локальных форм является четкая корреляция с блоковой структурой коренных (вендских, кембрийских, девонских и др.) пород платформенного чехла. К ограничивающим блоки активным разломам часто приурочены глубокие эрозионные врезы, нередко локальные структуры проступают в рельефе (морфоструктуры). Возраст большинства морфоструктур на севере региона не древнее среднего плейстоцена [6].

Важнейшей особенностью платформенных структур новейшего этапа развития, имеющей большое инженерно-геологическое значение, является их блоковый характер, связанный с движениями по разломам. Для активных новейших геодинамических зон характерно отсутствие смещений слоев осадочного чехла в верхней части. Они обычно выражаются в ландшафте в результате наличия в чехле над ними узких зон повышенной трещиноватости и флексуобразных перегибов, с которыми связаны зоны ослабления пород, разрядки напряжений, увеличение проницаемости пород, глубинный газо- и водообмен, активная взаимосвязь поверхностных и подземных вод. К ним приурочены долины рек, спрямленные берега озер и границы болот, развитие карстовых процессов, аномальные источники подземных вод и др. [3, 8].

Неотектонические движения и созданные ими морфоструктуры являются главным фактором, определяющим современный рельеф Беларуси. Формирование крупных морфоструктур в ложе антропогенного покрова в основном происходило, начиная от позднего мела до неогена. В антропогене эти формы развивались унаследовано, что в значительной степени обусловило их выраженность и в современном рельефе.

В пределах Беларуси различаются следующие морфоструктуры [12].

1 Цокольная равнина с устойчивыми неотектоническими поднятиями и блоковыми движениями, расположенная на участках неглубокого залегания пород фундамента с маломощным покровом осадочных пород. Эта фор-

ма приурочена к южной части Белорусского Полесья, к заходящему сюда Украинскому кристаллическому щиту (Область Полесской низменности, подобласть Украинского Полесья: Малоритская и участки Глушковичской, Александровской и Зосинецкой водно-ледниковых равнин Житомирского Полесья).

2 Структурно-денудационная равнина, совпадающая с погребенным выступом фундамента на территории развития Белорусской антеклизы и Полесской седловины. Для этой территории характерна максимальная расчлененность поверхности доантропогенных отложений, широкое развитие гляциодислокаций и мощных краевых ледниковых образований (Гродненская, Волковысская, Новогрудская, Минская возвышенности; Ошмянские, Свенцянские, Копыльские гряды; Загородье и др.).

3 Денудационная столово-останцовая равнина на востоке и северо-востоке Беларуси. Эта морфоструктура соответствует Оршанской впадине. Она отличается сравнительно слабой расчлененностью из-за распространения здесь прочных доломитов и известняков верхнего девона и присутствием на земной поверхности ряда краевых ледниковых образований (Городокская, Витебская, Оршанская и другие возвышенности) и приподнятых равнин (Могилевская и Горецкая равнины).

4 Денудационная субгоризонтальная равнина, в основном развитая на песчано-глинистых породах девонского, мелового и палеогенового возраста. Для нее свойственна пологоволнистая поверхность кровли доледниковых пород. Примерно такой же характер имеет здесь и дневной рельеф, характеризующийся преобладанием водно-ледниковых равнин и низин, которые протягиваются от Браслава к Полоцку и далее вдоль долины Березины до района Гомеля. Морфоструктура тяготеет преимущественно к Латвийской седловине, склонам Белорусской антеклизы и Жлобинской седловине.

5 Пластово-аккумулятивная равнина, сформированная при дифференциальных неотектонических движениях в пределах внутриплатформенных прогибов и впадин. Это территории Брестской впадины и Припятского прогиба, отличающиеся максимальной мощностью континентальных верхнеолигоценовых и неогеновых песчано-глинистых отложений, выровненностью и значительной заболоченностью.

Важным событием в истории формирования Русской равнины были оледенения, которые в значительной степени обусловили своеобразие строения земной поверхности. Надвигавшиеся с севера ледники, с одной стороны, подчинялись рельефу их ложа, созданного неотектоническими движениями, а с другой стороны, создавали разнообразные аккумулятивные, экзарационные и гляциотектонические формы рельефа [3]. Преобладающими категориями современного рельефа на территории Беларуси являются плоские и пологоволнистые равнины и низины ледникового, водно-ледникового, аллювиального и озерно-аллювиального генезиса, нередко заболоченные, грядово-увалисто-холмистые краевые ледниковые образования, речные долины и котловины озер [6].

Верхний ярус рельефа формируют краевые ледниковые образования, которые представлены несколькими типами. Одни фиксируют положение края ледника при его максимальном продвижении к югу, являясь, таким образом, примерной границей оледенения, другие – соответствуют крупным этапам, стадиям, фазам и осцилляциям материкового оледенения. Наиболее низкие отметки земной поверхности тяготеют к речным долинам, самые крупные из которых прослеживаются на многие сотни километров.

1.3 Подземные воды

При инженерно-геологической оценке местности подземные воды играют очень важную роль. Фильтрационное строение массива горных пород (количество и характер водоносных горизонтов и комплексов, их взаимосвязь); стратиграфическое и геоморфологическое положение этих горизонтов и комплексов, а также областей их питания и разгрузки; химический состав подземных вод – все это обуславливает формирование инженерно-геологических условий. Как правило, грунтовые воды заключены в дисперсных отложениях четвертичного возраста. Такие породы слабо литифицированы, поэтому их свойства особенно чутко реагируют на изменение влажности.

Подземные воды Беларуси представлены тремя крупными классами: пресными (минерализация до 1,0 г/л), солоноватыми и солеными водами (от 1 до 35 г/л), а также высокоминерализованными рассолами (свыше 35 г/л) [6]. В общих чертах распространение вод этих классов коррелирует с гидродинамическими зонами, которые выделяются в гидрогеологическом разрезе:

1) зона активного водообмена, содержащая, в основном, пресные гидрокарбонатные воды с различным сочетанием катионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ и др.) и находящаяся в условиях воздействия поверхностных факторов (рельеф, осадки и др.);

2) зона затрудненного водообмена, представленная водами умеренной минерализации и разного химического состава (преимущественно хлоридными, сульфатными и сульфатно-хлоридными с различным сочетанием Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и других катионов);

3) зона застойного водного режима, характеризующаяся водными растворами высокой минерализации (рассолами), имеющими хлоридный состав с широкими вариациями концентраций катионов.

На территории Беларуси в толще осадочных пород и в трещиноватой зоне кристаллического фундамента выделяется более шестидесяти водоносных горизонтов и комплексов, отличающихся стратиграфическими объемами, литологическим содержанием, пространственной структурой, водонасыщенностью и водопроницаемостью, химическим составом подземных вод. Зона активного водообмена и соответствующая ей зона пресных вод охватывает лишь самую верхнюю часть подземной гидросферы (до 150...350 м, лишь иногда – до 1000 м).

Водоносные горизонты и комплексы четвертичных отложений характеризуются наибольшей пестротой и разнообразием литологического состава, фрагментарностью площадного распространения, частыми выклиниваниями и размывами водовмещающих пород. В надморенных, межморенных и разделяющих их слабопроницаемых, сравнительно водоупорных толщах моренных отложений выделяется множество водоносных горизонтов и комплексов, гидродинамическое и гидрогеохимическое единство и взаимосвязь которых позволяет объединить их в единый гидрогеологический этаж. В водоносных горизонтах и комплексах четвертичных отложений формируется около 30 % всех возобновляемых ресурсов пресных подземных вод Беларуси.

К покровным отложениям, главным образом, верхнечетвертичным и современным аллювиальным (*aIIIpz* и *aIV*), озерно-аллювиальным (*laIIIpz*) и озерно-болотным (*l,bIV*) образованиям, а также флювиогляциальным надморенным отложениям поозерского (валдайского), сожского (московского) и днепровского времени (*fIIIpz*, *fIIIsz* и *fIIId*) приурочены безнапорные водоносные горизонты, имеющие между собой тесную гидравлическую взаимосвязь, что позволяет рассматривать их как единый комплекс грунтовых вод. Мощность водоносного комплекса варьирует от нескольких сантиметров до 20...30 м, составляя в среднем 10...15 м [6]. Водообильность пород очень пестрая, удельные дебиты скважин колеблются от 0,01 до 5,0 л/с, коэффициенты фильтрации изменяются от 0,001 до 35 м/сут. Глубина залегания уровня грунтовых вод (УГВ) варьирует от долей метра в поймах рек и на заболоченных территориях до 15...16 м в пределах эоловых и камовых образований (в среднем 2...4 м). Уровенная поверхность грунтовых вод в сглаженном виде повторяет рельеф поверхности земли. На участках распространения линз и прослоев супесей, суглинков и глин возможно формирование местных напоров до 2...3 м. Амплитуды сезонных колебаний уровня грунтовых вод обычно не превышают 1,5...2,0 м. Минимальные их величины (0,1...0,5 м) наблюдаются на болотных массивах, а максимальные (до 3...4 м) в долинах крупных рек. Питание грунтовых вод осуществляется, в основном, за счет инфильтрации атмосферных осадков, а в долинах рек также за счет подтока напорных вод подстилающих водоносных горизонтов и комплексов. Разгрузка грунтовых вод происходит в реки и мелиоративные каналы, озера и болотные массивы. На водораздельных участках имеют место перетоки в нижележащие водоносные толщи.

Важнейшими водоносными подкомплексами четвертичных отложений, содержащими напорные подземные воды, являются межморенные сожско-поозерский (*f,lgIIIsz-IIIpz*) (московско-валдайский), днепровско-сожский (*f,lgIIId-sz*) (днепровско-московский) и березинско-днепровский (*f,lgIIbr-d*) (окско-днепровский).

Сожско-поозерский (московско-валдайский) водоносный подкомплекс распространен в северной части республики. Его южная граница почти совпадает с границей поозерского (валдайского) оледенения. Глубина залегания

кровли подкомплекса варьирует от нескольких до 90 м, а мощность водовмещающих отложений от 3 до 50 м, составляя в среднем 10...20 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 1 до 55 м (в долинах рек иногда до 1,5 м выше поверхности земли). Величина напора над кровлей достигает 80 м. Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород составляют в среднем 3...10 м/сут, а удельные дебиты скважин изменяются от 0,02 до 3,5 л/с.

Днепровско-сожский (днепровско-московский) водоносный подкомплекс развит на большей части республики, за исключением Полесья. Южная граница распространения подкомплекса близка к границе сожского (московского) оледенения. Глубина залегания кровли варьирует от 2 до 40 м в долинах рек до 100 м и более на водоразделах. Мощность водовмещающих отложений изменяется от 2 до 74 м, составляя в среднем 15...30 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 1...6 м в долинах рек и до 30...53 м на водоразделах. Величины напора изменяются от 1 до 90 м, снижаясь к долинам рек. Водообильность и фильтрационные свойства пород весьма разнообразны. Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород варьируют от 0,2 до 50, в среднем составляя 5...15 м/сут. Удельные дебиты скважин от 0,01 до 9,5 л/с.

Березинско-днепровский (окско-днепровский) водоносный подкомплекс распространен почти повсеместно. Глубина залегания водовмещающих пород варьирует от нескольких до 170 м, их мощность – от 2...10 до 100...170 м и более в древних погребенных долинах. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 1 до 78 м (в долинах рек иногда до 2,5 м выше поверхности земли). Величина гидростатического напора изменяется от 1 до 134 м. Водообильность пород достаточно высокая, удельные дебиты скважин от 0,01 до 4,3 л/с, коэффициенты фильтрации пород варьируют от 0,2 до 26 м/сут [6].

Помимо этих трех важнейших напорных водоносных подкомплексов четвертичных отложений, на юге Беларуси ограниченно распространен водоносный подкомплекс водно-ледниковых, аллювиальных, озерных и болотных отложений, залегающих под березинской мореной. Водовмещающие отложения, как правило, приурочены к древним долинам и эрозионным котловинам, их мощность варьирует от нескольких до 25...30 м. Коэффициенты фильтрации пород изменяются от 0,1 до 10...12 м/сут, а дебиты скважин – от 0,3 до 6,0 л/с.

Указанные водоносные подкомплексы разделяются моренными отложениями поозерского (валдайского), сожского (московского), днепровского и березинского времени. Мощность морен составляет в среднем 10...30 м, но в доледниковых долинах и экзарационных депрессиях возрастает до 50...60 и даже 100...120 м. Моренные отложения представлены, в основном, суглинками и супесями (часто с валунами), в толще которых встречаются водонасыщенные прослои, линзы и гнезда разнозернистых песков, песчано-гравийного и гравийно-галечного материала. Самостоятельных водоносных

горизонтов они не образуют и выделяются как *воды спорадического распространения в относительно водоупорных моренных (и конечно-моренных) образованиях* поозерского (валдайского), сожского (московского), днепровского и березинского (окского) времени.

Напорные межморенные водоносные подкомплексы характеризуются площадной невыдержанностью. В долинах рек, где моренные отложения нередко размыты, а также на участках фациального замещения суглинков и супесей песками, имеют место так называемые «гидрогеологические окна», через которые осуществляется гидравлическая связь межморенных водоносных комплексов как между собой, так и с грунтовыми и поверхностными водами. Пьезометрические уровни этих подкомплексов на водораздельных участках имеют максимальные абсолютные отметки, но устанавливаются они ниже уровней грунтовых вод. В направлении речных долин наблюдается закономерное снижение уровней напорных вод четвертичных отложений, в пределах пойм и первых надпойменных террас они залегают на минимальных отметках, которые, как правило, превышают уровни грунтовых и поверхностных вод. Это свидетельствует о том, что питание напорных водоносных комплексов происходит на возвышенных участках водораздельных пространств за счет инфильтрации атмосферных осадков и перетекания из горизонта грунтовых вод, а разгрузка – в долинах рек [6]. Междуречные пространства могут рассматриваться как самостоятельные в гидродинамическом отношении области формирования и разгрузки не только грунтовых, но и напорных подземных вод четвертичных отложений, а вся толща этих отложений – как единая гидродинамическая система, в которой подземные воды всех горизонтов и комплексов образуют единый поток, характер которого точно соответствует схеме «междуречного потока».

Толща четвертичных отложений находится в верхней части зоны активного водообмена, что в условиях гумидного климата и высокой промытости водовмещающих отложений предопределяет формирование на участках, не испытывающих антропогенного загрязнения, преимущественно пресных и ультрапресных вод гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава. Их минерализация варьирует от 15 до 700 мг/л и более, составляя в среднем 200...400 мг/л.

Химический состав подземных вод четвертичных отложений в целом характеризуется весьма значительной изменчивостью по площади, что определяется, в основном, литологическим составом водовмещающих пород и покровных отложений, интенсивностью водообмена и величиной инфильтрационного питания, подтоками из нижележащих водоносных горизонтов и многими другими факторами.

На общем фоне преобладающих гидрокарбонатных кальциево-магневых вод выделяются области распространения вод с различной минерализацией – от ультрапресных (менее 0,1 г/л) до вод с относительно повышенной минерализацией (более 0,5 г/л). Наиболее широко распространены гидрогеохимические поля подземных вод с минерализацией от 0,1 до 0,3 г/л

и от 0,3 до 0,5 г/л. Их расположение хорошо согласуется с характером покровных отложений.

Подземные воды с минерализацией менее 0,3 г/л, в основном, приурочены к областям широкого развития аллювиальных и водно-ледниковых отложений (представленных, главным образом, песками) в бассейнах Припяти, Березины, Днепра (ниже г. Рогачева) и Западного Буга. На этом фоне в Белорусском Полесье выделяются площади распространения ультрапресных подземных вод с минерализацией менее 0,1 г/л, связанные с высокоподнятыми участками водно-ледниковых равнин и вторых надпойменных террас, сложенных хорошо промытыми кварцевыми песками, на которых развиты бедные дерново-подзолистые почвы (междуречья Ствиги и Уборти, Случи и Птичи, Цны и Лани). Здесь иногда встречаются грунтовые воды с минерализацией всего лишь 15...30 мг/л, которая близка к среднегодовой величине минерализации атмосферных осадков. Близкую минерализацию имеют воды верховых болот, но они отличаются высокими содержаниями водорастворенных органических веществ (до 200...300 мг/л), железа (до 3...5), свободной углекислоты (до 100...200 мг/л) и наименьшими среди всех типов природных вод страны величинами рН (от 3,5 до 4,5).

Подземные воды с относительно повышенной минерализацией (более 0,3 г/л) приурочены к областям с преобладанием в составе покровных образований моренных, конечно-моренных и озерно-ледниковых отложений. Все они имеют ярко выраженный гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав. На фоне этих вод в бассейне Западной Двины выделяется обширная зона с минерализацией подземных вод более 0,5 г/л. Она коррелируется с областью распространения сравнительно молодых отложений поозерского (валдайского) ледника, обогащенных карбонатным материалом, растворением которого объясняется формирование вод гидрокарбонатного кальциево-магневого типа.

Территория Беларуси относится к геохимической провинции распространения железистых пресных вод. Гумидный климат региона, обилие в составе покровных отложений и водовмещающих пород рассеянного органического вещества и торфа, — все это обуславливает формирование в подземных водах практически бескислородной слабовосстановительной обстановки, в которой железо в форме Fe^{2+} способно накапливаться в значительных количествах. Наиболее ярко это прослеживается на примере грунтовых вод. На незаболоченных, суходольных участках формируются грунтовые воды с высоким содержанием кислорода (до 10...12 мг/л), относительно низким содержанием свободной углекислоты (до 20...30 мг/л), повышенными величинами окислительно-восстановительного потенциала E_h (от +300 до +360 мВ) и относительно низким содержанием железа (от «не обнаружено» до 0,5...0,6 мг/л). На неосушенных болотных массивах кислород присутствует только в самой верхней зоне грунтовых вод. Он интенсивно расходуется на окисление органического вещества и на глубине 0,4...0,5 м фиксируются уже только его следы (не более 0,2...0,3 мг/л). Эти воды насыщены углеки-

слотой (до 200...300 мг/л), величины Eh снижаются до +200...+250 мВ, а содержание железа резко возрастает (до 10...15 и даже до 20...30 мг/л в толще глубокозалежных низинных торфяников). Аналогичная бескислородная слабовосстановительная геохимическая среда характерна и для напорных подземных вод межморенных водоносных комплексов [4]. Содержание кислорода в них, как правило, не превышает 0,5...0,8 мг/л, величины Eh варьируют в диапазоне от +120 до +280 мВ, а концентрации железа – от 0,1 до 10...13 мг/л, составляя в среднем 2...3 мг/л. В целом, прослеживается хорошая корреляционная связь между степенью заболоченности территорий и частотой встречаемости в их пределах высоких содержаний железа в подземных водах межморенных водоносных комплексов.

Водоносный комплекс палеоген-неогеновых отложений широко распространен на юге Беларуси. Водовмещающими породами являются преимущественно разномерные пески, часто глинистые, с прослоями глин, алевролитов, реже мергелей и углей. Глубина залегания кровли комплекса изменяется от нескольких до 30...50 м, в отдельных случаях до 100 м и более. Максимальная мощность водовмещающей толщи (до 50...70 м) наблюдается в бассейне р. Припять. На остальной территории она редко превышает 20...30 м.

С водоносным комплексом связаны напорные воды. Величина напоров над кровлей водовмещающих отложений варьирует от 5 до 80 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 1 до 30 м. Максимальные глубины фиксируются на водораздельных участках. Здесь они устанавливаются ниже уровней подземных вод перекрывающих четвертичных отложений, но выше пьезометрических уровней подземных вод подстилающих меловых отложений. В пределах речных долин наблюдается противоположное соотношение уровней. В целом, их характер свидетельствует о том, что питание палеоген-неогенового водоносного комплекса осуществляется на водораздельных участках за счет перетекания вод из вышележащих четвертичных отложений, а в долинах рек (поймы и первые надпойменные террасы) – за счет подтока напорных вод из подстилающих отложений. Разгрузка происходит в результате перетока на водоразделах в нижележащие горизонты, а в долинах рек – в вышележащие и затем в реки.

Водообильность комплекса пестрая, но в целом достаточно высокая. Коэффициенты фильтрации пород варьируют от 0,1 до 30 м/сут, составляя в среднем 1...6 м/сут. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,01 до 0,2...8,0 л/с [5].

Воды комплекса преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевого. Их минерализация варьирует от 30 до 600 мг/л. На формирование химического состава подземных вод палеоген-неогенового комплекса большое влияние оказывает обогащенность водовмещающих пород органическим веществом. Как следствие, концентрации водорастворенного органического вещества достигают 10...20 мг/л. Его источником являются почвы и торф, а также прослойки и линзы углистых образований и бурых углей, часто встре-

чающихся в отложениях неогена. Обилие в водах и водовмещающих породах органического вещества обуславливает интенсивное расходование кислорода на его окисление и способствует, таким образом, формированию в подземных водах практически бескислородной слабовосстановительной обстановки. Содержание кислорода в водах варьирует от «не обнаружено» до 0,8 мг/л (реже 1,2) и в выборке из 32 определений составляет в среднем 0,6 мг/л [6].

Величины окислительно-восстановительного потенциала вод изменяются в широком интервале, от +86 до +290 мВ. Минимальные величины Eh (+86...+120 мВ) наблюдаются в пределах интенсивно заболоченных участков, а также там, где в разрезе перекрывающих отложений преобладают слабопроницаемые моренные суглинки. Более высокие Eh (+160...+240 мВ) характерны для относительно приподнятых, незаболоченных участков, где в разрезе перекрывающих пород отсутствуют значительные по мощности водоупорные отложения. В отдельных случаях на тех участках, где палеоген-неогеновый комплекс характеризуется наибольшей гидрогеологической «открытостью», а заболоченность территории небольшая, величины окислительно-восстановительного потенциала достигают +260...+290 мВ.

Воды комплекса обогащены марганцем (Mn^{2+}), геохимические особенности поведения которого в подземных водах весьма сходны с поведением железа. Концентрации марганца составляют 0,01...0,2 и достигают иногда 0,8 мг/л (при уровне ПДК 0,1 мг/л).

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений развит на значительной части территории Беларуси, отсутствует на участках глубоких эрозионных врезов древних долин крупных рек.

Водовмещающими являются трещиноватые и закарстованные мела, мергели и известняки с редкими прослоями глин и песков маастрихтского, кампанского, сантонского, коньякского, туронского ярусов и мергельно-меловая толща среднего и верхнего подъярусов сеноманского яруса. Глубина залегания кровли водовмещающих пород варьирует от 0...60 м на востоке до 70...150 в Припятском прогибе и 110...240 м – на западе и юго-западе страны. Общая мощность мергельно-меловой толщи в северной и юго-западной частях площадей распространения 40...60 м, в Брестском и Припятском бассейнах 200...290 м. Мощность наиболее трещиноватой и водообильной части разреза обычно не превышает 30...50 м.

Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах до 10...50 м. Напоры над кровлей водовмещающих пород достигают 160...230 м, преобладающие по частоте случаев 15...75 м.

Водообильность верхнемеловых отложений в целом высокая, зависит от степени трещиноватости и закарстованности мергельно-меловых пород. Удельные расходы скважин изменяются от 0,002...0,9 до 10...12 л/с, коэффициенты фильтрации водовмещающих пород — от 0,1 до 1 м/сут, водопроницаемость 50...100 м²/сут.

Воды пресные, минерализация редко превышает 0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и магниевый-кальциевый.

Водоносный горизонт альб-сеноманских отложений распространен на территории южных районов Беларуси. Водовмещающие отложения представлены нижним подъярусом сеноманского яруса верхнего и альбским ярусом нижнего мела. Водоносны кварцево-глауконитовые пески от тонко- и мелкозернистых до крупнозернистых, карбонатные песчаники и опесчаненные мела. Глубина залегания кровли водовмещающих пород варьирует от 5...100 м на востоке республики до 315...375 м в Припятском бассейне.

Мощность водонасыщенных пород изменяется от 0,3...5,0 м на севере, 10...25 м в центральной части и до 30...50 м на юго-востоке и западе территории распространения горизонта. Пьезометрические уровни подземных вод устанавливаются на отметках от 37 м ниже земной поверхности до 18,8 м выше ее (абсолютные отметки 77,8...263,0 м). Напоры над кровлей варьируют от 23...95 м (Белорусский гидрогеологический массив) до 170...280 м (Брестский и Припятский гидрогеологические бассейны). Удельные расходы скважин 0,001...8 л/с, коэффициенты фильтрации водовмещающих пород от 0,02 до 62 м/сут, чаще 1...20 м/сут.

Воды пресные, минерализация редко превышает 0,5 г/л. Химический состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый, натриевый, кальциевый и кальциево-магниевый.

Водоносный комплекс нижнемеловых (валанжин-апт) отложений распространен на юго-востоке Беларуси. Водовмещающие породы представлены преимущественно разнозернистыми песками, часто глинистыми, иногда с прослоями слабосцементированных песчаников, алевроитов и глин. Глубина залегания кровли комплекса варьирует от 100...120 м на северо-востоке до 240...420 на юго-востоке. Мощность водовмещающих отложений от 2...7 м на севере распространения комплекса до 40...70 м в Припятском бассейне. Воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 5...10 м, в отдельных скважинах зафиксирован самоизлив. Напоры над кровлей водоносного горизонта от 25 до 260 м.

Минерализация подземных вод в пределах 0,1...0,5 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный натриево-кальциевый [6].

Водоносный комплекс верхнеюрских отложений распространен в юго-восточных районах Беларуси в пределах Припятского гидрогеологического бассейна, Жлобинского гидрогеологического района, на западе Брестского гидрогеологического бассейна и на западных склонах Белорусского гидрогеологического массива. Водовмещающими породами служат кавернозные и трещиноватые известняки и мергели, а также слабосцементированные карбонатные песчаники и пески келловейского и оксфордского ярусов верхней юры.

Глубина залегания кровли вмещающих пород от 140...250 м на востоке распространения комплекса и 150...300 на западе страны; до 450 м в Жлобинской седловине и на юго-востоке Припятского бассейна. Мощность водоносной части отложений достигает 45...104 м. Воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 2,5...66 м, напоры достигают

117...301 м над кровлей водовмещающих пород, в долинах рек отмечен самоизлив из отдельных скважин.

Удельные расходы водозаборных скважин на востоке распространения комплекса не превышают 0,2...0,3 л/с, на западе 0,3...3,3 л/с и более. Подземные воды пресные с минерализацией до 0,5...0,9 г/л, состав — гидрокарбонатный кальциевый.

Водоносный комплекс средне-верхнеюрских отложений развит в пределах Брестского и Припятского гидрогеологических бассейнов, западной части Белорусского гидрогеологического массива, южной части Оршанского гидрогеологического бассейна и гидрогеологического района Жлобинской седловины. Представлен двумя водосодержащими толщами: верхней известняково-мергелистой (оксфордский ярус верхней юры) и нижней песчано-глинистой (келловейский, батский и байосский ярусы среднего отдела юрской системы). Водовмещающими являются трещиноватые и кавернозные известняки и мергели, пески различной крупности, иногда песчаники.

Глубина залегания кровли водовмещающих отложений изменяется от 30...100 м на востоке республики и 70...100 в сводовых частях геологических структур до 350...470 м в Припятском и Оршанском бассейнах. Мощность водоносных пород не превышает 22 м на западе Беларуси, существенно больше в Припятском прогибе (до 195 м) [6].

Воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 4...22 м, напоры варьируют от 80 до 240 м, удельные расходы скважин до 0,25 л/с. Коэффициенты фильтрации обычно в пределах 0,1...1 м/сут. Минерализация подземных вод 0,3...0,8 г/л, в местах глубокого залегания встречаются воды с минерализацией 1,1...2,1 г/л. Состав вод гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

В Оршанском и Припятском бассейнах водоносный комплекс сложен преимущественно глинами мощностью от 12 до 85 м. В пределах этих гидрогеологических структур они служат водоупором, разделяющим водоносные горизонты пресных и минерализованных подземных вод.

1.4 Геологические процессы и явления

Особенности климатических, физико-геологических условий, рельефа, распространение определенных комплексов горных пород и расположение тектонических структур контролируют распространение различных геологических процессов. Современные инженерно-геологические процессы представляют собой наиболее быстро развивающийся компонент, во многом обуславливающий динамичность всей инженерно-геологической обстановки [4].

Важнейшей особенностью геологических процессов является неравномерность их проявления по земной поверхности в пределах различных регионов, областей и районов. Территория Беларуси по видам экзогенных геологических процессов (ЭГП) разделена на 3 зоны [21, 22]: северную, центральную и южную.

Северная зона в границах северного Поозерья характеризуется относительно небольшими масштабами развития ЭГП. В долине Западной Двины при подрезке склонов наблюдаются слабое развитие оползней и оврагообразование. В связи с наличием уклонов поверхности (в среднем 30°), распространением почти повсеместно слабофильтрующих материнских пород здесь значительно выражен плоскостной смыв почв.

На отдельных озерах (Нарочь, Мядель и др.) имеет место озерная абразия, сопровождающаяся развитием осыпей и обвалов. На мелиорированных землях при сухой погоде в весеннее время (апрель, май) и в начале лета (июнь) наблюдаются случаи ветровой эрозии (дефляции). В целом пораженность ЭГП не превышает 20 % территории.

Центральная зона характеризуется наибольшим размахом развития ЭГП как по количеству, так и по видам, причем, отдельным районам свойственны свои особенности развития процессов. В центральной зоне закономерно выделяются районы распространения плоскостной эрозии, оврагообразования, оползней и обвалов.

В пределах Белорусской гряды, где значительные площади водосборов, активизированы процессы плоскостной эрозии, а на участках крупных склонов – оползни, осыпи, особенно при подрезке склонов. Оврагообразование – наиболее распространенный вид процесса, развивающийся на участках распространения лессовидных отложений на Новогрудской и в меньшей степени Минской возвышенностях, в пределах Оршанско-Могилевского плато и на склонах речных долин и их притоков. Все названные процессы наиболее активизировались в результате интенсивного освоения территории. Активный рост оврагов на участках, где они раньше не развивались, а также повторные врезы обусловлены не столько региональными особенностями территории, сколько вмешательством человека.

В несколько больших масштабах, чем в северной зоне, развиты здесь процессы ветровой эрозии (дефляции).

Южной зоне свойственны иные виды и условия ЭГП по сравнению с северной и центральной. Эта зона располагается в пределах Белорусского Полесья. Развиваются процессы ветровой эрозии – золотые в пределах надпойменных (боровых) террас и зандровых равнин, дефляция и минерализация на осушенных торфомассивах. Вследствие сухости климата, наличия значительных площадей, не защищенных растительностью, ветровая эрозия получила региональные формы развития. В пределах речных долин и их притоков широко распространены оползни, осыпи и обвалы и четко прослеживается влияние современных положительных движений земной коры.

Ниже рассмотрены геологические процессы, наиболее характерные для Беларуси.

Гравитационные процессы на территории Беларуси проходят по-разному. Различают медленное перемещение материала на склонах (крип) (рисунок 1.8) и процессы, идущие с высокой скоростью (оползни, обвалы, осыпи, селеподобные потоки) [23]. Необходимое условие протекания таких

процессов – сравнительно крутые склоны (более 2° для крипа, более 15...20° для оползней, обвалов, осыпей). Обвалы, осыпи и оползни чаще всего приурочены к долинам крупных рек (Западная Двина, Днепр, Березина, Сож, Неман, Припять) и некоторых их притоков, особенно на тех участках, где водотоки прорезают возвышенности и гряды (рисунок 1.9). Заметно проявление этих процессов в прибрежной полосе некоторых озер (Нарочь, Мядель, Езе-рище, Богинское, Ричи др.), на площадях развития крупных овражно-балочных систем (Мозырская, Новогрудская возвышенности, коренные склоны долин Днепра, Сожа, Немана и некоторых других рек), в береговой зоне водохранилищ, практически во всех карьерах, на некоторых дорожных выемках. Подобные условия в Беларуси развиты на значительных площадях (до 25 % от общей территории) и связаны как с естественными, так и с техногенными факторами [23].



Рисунок 1.8 – Крип на геологическом обнажении Ляхова Гора, Лоевский район, Гомельская область (июнь 2007 г.).

Оползни – один из наиболее часто встречающихся экзогенных геологических процессов, развитых в зоне распространения ледниковой формации. Г.А. Колпашников выделяет несколько типов оползневых смещений [22]:

- древние оползни солифлюкционного типа и оползни-течения;
- современные обвалы-оползни и оползни-течения.

Древние оползни солифлюкционного типа и оползни-течения отмечены на участках обнажения склонов в пределах долин Днепра, Припяти и ряде других мест. Они характерны для склонов, сложенных валунными супесями и суглинками. Распространены они и в районах залегания озерно-ледниковых отложений – ленточных глин. Механизм образования и динамика развития оползней данного типа связаны с периодическим оттаиванием мерзлых по-

род, что обусловило их переход в текучее состояние. По особенностям проявления они мало отличаются от оползня-течения.



Рисунок 1.9 – Подрезка склона русловым потоком Днепра у н.п. Переделка, июнь 2006 г.

Современные обвалы-оползни широко распространены на склонах речных долин. Их происхождение обусловлено подрезкой склонов постоянно действующим водотоком. Наиболее детально они изучены в долинах рек Днепр (г. Речица, н.п. Холмеч, Переделка, Страдубка). Как правило, для этих участков характерны террасовидные двухступенчатые оползни с высотой ступеней до 20 м. Оползни-течения характерны для участков, где имеет место смачивание глинистых отложений.

Основными особенностями формирования новых оползней и активизации существующих для изучаемой территории являются [22]:

- наличие водоносной песчаной толщи у контакта с валунными глинами, суглинками и супесями;
- увлажнение нижележащих пород и потеря вследствие этого прочностных связей между частицами грунта;
- подрезка склонов водотоками, что приводит к обрушению или оползанию грунта и его постепенному смещению к урезу реки с последующим размывом;
- участие в оползневом процессе напорных вод нижележащего водоносного горизонта, которые усиливают напряженное состояние в массиве.

Осыпи, как и оползни, характерны для склонов речных долин и оврагов. Большинство осыпей приурочено к склонам, сложенным песчаными породами. Часто в кровле формируются осы, масса которых удерживается за счет сцементированных песков и корней растительности [22].

Водная эрозия. Наиболее сильное проявление водной эрозии наблюдается в восточной, центральной и западной частях Беларуси, особенно вдоль Балтийско-Черноморского водораздела, где расположена Белорусская гряда, простирающаяся в субширотном направлении и характеризующаяся значительными превышениями относительных высот над местными базисами эро-

зии. В северных и южных районах Беларуси водная эрозия проявляется весьма слабо. Белорусское Полесье, за исключением Мозырской гряды, отнесено к неопасной зоне водной эрозии (рисунок 1.10) [22, 24].

В настоящее время в Беларуси оврагами занято около 11000 га земель, что составляет 0,05 % общей площади республики, а пораженная площадь достигает 37,4 % [23, 25]. Значительные их площади приурочены к участкам сильно расчлененного, лишённого растительного покрова рельефа. К районам наиболее активного оврагообразования можно отнести восточную часть Оршанско-Могилевско-Мстиславской платообразной равнины, Мозырскую гряду, северную часть Минской возвышенности, Оршанскую, Новогрудскую и Гродненскую возвышенности, значительные участки речных долин Днепра, Западной Двины и Немана. Наиболее интенсивное развитие овраги получили в зоне распространения лессовидных отложений, отличающихся низкой противозерозионной устойчивостью. Эти районы характеризуются максимальным количеством оврагов – 0,5...1 и более на 1 км^2 и длиной 50...100 м и более на 1 км^2 [25].



Рисунок 1.10 – Формирование эрозионных форм в легкоразмываемых песках (г. Лоев, правый берег р. Днепр, июнь 2006 г.).

Эоловые процессы в естественных условиях наиболее широко развиты в пределах Белорусского Полесья, на первой надпойменной (боровой) и второй террасах рек Днепр и Припять [22]. Первая надпойменная терраса характеризуется наличием многочисленных валов, которые повсеместно перевеяны с поверхности. Хорошо выражены впадины выдувания и всхолмления надувания, ориентированные в западном и северо-западном направлениях. Процессы перевеявания песков наблюдаются и в настоящее время, что подтверждается наличием ряби, погребенных гумусовых прослоев и строением самих всхолмлений. Перевеявание и перемещение песчаного материала при-

вело к образованию дюн, бугров, гряд (высотой до 2...3 м различной ориентировки), котловин выдувания и других форм эолового рельефа.

В Белорусском Полесье почвы имеют преимущественно легкий механический состав, большей частью распаханы. Для этой территории характерны самые сильные ветры, наибольшие колебания сумм осадков (300...1000 при среднем 600...650 мм/год), периоды без дождя длительностью до 15 суток, когда относительная влажность падает до 40...50 % и менее. При этом поверхностный слой пересыхает до полной потери воды. Именно сложение всех перечисленных факторов обусловило сильные пыльные бури в 1955, местами в 1949...1951, 1967, 1969 и 1971 гг. В настоящее время в Полесье ветровой эрозии подвержено свыше 40 % земель [22, 25].

Карст. В Беларуси растворимые породы распространены на разных глубинах почти по всей территории. По их преобладающему составу встречаются карбонатный и галоидный литологические типы карста.

Галоидный карст развит в Припятском прогибе. Выщелачивание соли здесь началось сразу после прекращения соленакопления (D_3fm_2) и продолжается до сих пор, оказывая заметное влияние на структуру надсолевых отложений [6]. Наиболее интенсивно этот процесс происходил в перми и триасе во время перерывов в осадконакоплении, а также в позднем олигоцене-неогене в связи с активизацией неотектонических дифференцированных движений с амплитудой до нескольких десятков метров. По некоторым оценкам [6], объем растворенных солей составил 1675 км^3 каменной соли, которая частично была переотложена в нижнепермских отложениях, но большая часть осталась в подземных водах надсолевого комплекса или была вынесена за пределы бассейна. В связи с монолитностью солей карст приурочен главным образом к местам наибольшего нарушения монолитного состояния карстующихся пород, а чаще – к кровле и к краевым частям соляных залежей и/или соляных куполов, перекрытых породами разного возраста – от девонских до палеогеновых. Синклинали и мульды оседания в Припятском прогибе, связанные с процессом подземного выщелачивания соли в сводах соляных поднятий и оседания покрывающих отложений, наиболее широко развиты по периферии прогиба (рисунок 1.7). В современном рельефе мульдам оседания соответствуют микрозападины различных размеров и конфигураций. Так, на флювиогляциальных песках микрозападины чаще всего имеют размеры от 40...50 до 100 м [26]. Форма их овальная, склоны пологие. Заполнены они в центральной части торфом мощностью до 0,5...1,0 м. К периферийным частям мощность торфа убывает, превращаясь в гумусированный почвенно-растительный слой. Микрозападины врезаны в окружающую поверхность на 0,5...1,5 м. Так как мощность поверхностных отложений в данном случае не менее 100 м, галоидный карст с точки зрения инженерной геологии не представляет опасности.

Карбонатный карст развит в известняках и доломитах верхнего девона (франский ярус), в известняках и мергелях верхней юры (оксфордский ярус)

и в мелах, мергелях и известняках верхнего мела (сеноманский, сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы) и их отторженцах.

Карбонатные породы верхнего девона и верхней юры кавернозны. Каверны имеют карстовую природу [6]. Основную роль в выщелачивании карбонатных пород играли атмосферные и морские воды, действие которых осуществлялось при перерывах в осадконакоплении. Поэтому наиболее пористые и кавернозные породы приурочены к уровням региональных перерывов в седиментации и к отложениям гипсометрически наиболее высоких участков приразломных поднятий [6]. Кавернозные отложения девона развиты в Припятском прогибе на глубинах до нескольких километров и на севере, северо-востоке Беларуси (Латвийская седловина, северная часть Оршанской впадины), где глубина их залегания изменяется от 5 до 180 м. Юрские кавернозные отложения распространены в Припятской, Брестской и южной части Оршанской впадины, на западных склонах Белорусской антеклизы и Жлобинской седловине. Минимальная глубина залегания кровли закарстованных пород отмечается на востоке республики и составляет 30 м. Такие породы характеризуются повышенной водопроницаемостью, что может вызвать трудности, например, при гидротехническом строительстве. Карст в районе Витебских порогов в 1951...1954 гг. изучался в связи с проектированием водохранилища для Витебской ГЭС [22].

Отложения верхнего мела развиты в центральной и южной частях республики. Глубина залегания закарстованных пород изменяется от 0...60 м на востоке до 70...150 м – в Припятском прогибе и 110...240 м – на западе и юго-западе страны. Карстовые формы установлены практически по всей поверхности кровли верхнемеловых пород. Во время перерыва в осадконакоплении на границе мезозоя и кайнозоя происходили размыв и карстообразование в верхнемеловых отложениях, зарождались карстовые воронки на востоке Брестской впадины и Полесской седловине. Постепенно они заполнялись глинами, алевритами с обломками кремней и фосфоритовой галькой, кварцевыми песками, бурым углем и т.д. Закарстованные породы перекрыты чехлом четвертичных отложений мощностью до 10...15 м на востоке и до 30...40 м – на западе.

В большей степени карстовые процессы проявились в юго-западной части республики. Здесь возникли довольно крупные котловины, которые в настоящее время заняты озерами (Белое, Черное, Луковское, Соминское, Вульковское и др.). Глубины озерных ванн достигают 15...20 м и более, а площадь – 3...5 км².

В восточной Беларуси карст обусловил появление на земной поверхности довольно многочисленных, но небольших по площади и неглубоких западин. Только изредка в таких понижениях возникают малые озера. Обычно их диаметр не превышает: в бассейне Удоги и в районе Кричева – 70 м, в Славгородском районе – 200 м, в Костюковичском – 50 м, в Ветковском – 300 м [23]. Глубина их, как правило, изменяется от 0,3 м до 3,0 м, изредка достигает 5 м (левобережье Беседи и др.).

Антропогенные карстовые полости прослеживаются в естественных обнажениях и карьерах Костюкевичского, Краснопольского, Славгородского и Кормянского районов (рисунок 1.7) [22]. Диаметр их составляет 30...80 см в диаметре, глубина – до 1,5 м. Представлены гнездами, воронками; карманами, расширенными трещинами с разъеденными стенками. Полости заполнены бурой глиной, которая иногда замещена мелко- и среднезернистым песком.

В Беларуси естественные выходы мощных толщ карстующихся пород на дневную поверхность встречаются редко и в основном имеют место в отторженцах, субвертикальных бортах речных обрывов, речных порогах. В связи с этим влияние карста на земную поверхность может осуществляться только там, где они прикрыты маломощным чехлом рыхлых отложений: междуречье Днепра и Друти, на значительных площадях левобережья Сожа, в междуречье Ясельды и Бобрика, на левобережье верхней Припяти, близ озера Освейское. Карстовые формы обнаруживаются и при разработке полезных ископаемых. Например, по данным Института геохимии и геофизики НАН Беларуси, на Каменковском месторождении мела (Кричевский район) обнаружены многочисленные воронки диаметром 30...70 м, глубиной 0,3...1,5 м, заполненные песком или глиной. Мощность надкарстового покрова здесь составляет 0,5...9,0 м.

Просадочность лессовых грунтов. Беларусь относится к северной провинции распространения покровных и лессовых отложений Русской платформы в пределах развития днепровского и частично сожского (московского) оледенений [3]. Здесь лессовые и лессовидные суглинки, супеси и глины имеют прерывистое и островное распространение и небольшую мощность.

В Беларуси типичные лессовые породы распространены в пределах Оршанско-Могилевской равнины и Смоленско-Московской возвышенности. Максимальные мощности лессовых пород (до 15...18 м) установлены в Горецком, Дубровенском, Мстиславском районах [6, 27].

Главной особенностью лессов является их способность существенно снижать свою прочность при увлажнении и уплотняться – проявлять просадку. Преобразование микроструктуры лессового грунта при его деградации можно представить в виде трех основных этапов [28].

На первом этапе до просадки лессовая микроструктура представляет метастабильную систему, состоящую из отдельных глобулярных зерен и глинисто-пылеватых микроагрегатов, она характеризуется высокой пористостью и завершенностью структурного каркаса в условиях слабого увлажнения.

На втором этапе (замачивание) происходит разрушение микроструктуры, а именно резкое снижение прочности структурных связей при увлажнении и разрушение водонеустойчивых агрегатов с их диспергацией на глинистые и пылеватые составляющие, что приводит к формированию «дефек-

тов» в микроструктуре и нарушению завершенности ее структурного каркаса. Микроструктура теряет устойчивость и разрушается.

Переход ко второму этапу может возникать как в результате эпигенетического преобразования лессовых пород (естественные причины), так и в результате воздействия человека (техногенные).

В естественных условиях просадка может проявиться в результате увлажнения климата или обводнения зоны аэрации вследствие подъема уровня грунтовых вод. Это обычный этап в эволюции природного ландшафта, когда геосистема, при нарушении естественно-равновесного состояния, переходит в новое равновесие, т.е. адаптируется к новым условиям, путем саморегуляции [29].

На третьем этапе формируется новая, более плотная микроструктура. Под действием внешней нагрузки разрушенная микроструктура консолидируется; между зернами и уцелевшими водоустойчивыми агрегатами возникают новые контакты при общем снижении пористости системы. При консолидации микроструктуры повышается ее прочность, что приводит к затуханию просадки под действием неизменяемой нагрузки [28].

В том случае, если лессовые грунты с более плотной микроструктурой оказываются ниже уровня грунтовых вод, они превращаются в водонасыщенную, непросадочную пылеватую породу, характеризующуюся плавунностью и резким снижением прочности [30, 31].

С водонеустойчивостью, легкой и быстрой размываемостью и размокаемостью лессов и лессовидных пород связано широкое развитие опасных процессов: суффозии, образования провальных воронок, формирования оврагов, быстрого разрушения берегов рек, озер и водохранилищ, многочисленных оползней-сплывов, солифлюкционных подвижек и др.

Суффозия является довольно распространенным процессом на территории Беларуси. Благоприятные условия для ее развития складываются в пределах равнин и низин (Лучосинской, Горецкой, Могилевской, Костюковичской, Чечерской, Стрешинской, Хойникской и др.), а также возвышенностей (Минской, Новогрудской, Оршанской, Копыльской, Мозырской и др.) с покровом лессовидных отложений [23]. К суффозионным формам относятся циркообразные ниши, встречающиеся по бортам оврагов, балок, склонам речных долин. Наиболее выражены такие формы в пределах Мозырской и Новогрудской возвышенностей и Могилевской равнины. Эти образования не отличаются крупными размерами, достигают в поперечнике 4...5 м.

Активизация суффозионных процессов может вызвать образование колодцев и тоннелей. В Беларуси такие формы особенно характерны для Мозырской возвышенности, где они располагаются в верховьях оврагов [32].

В перигляциальной области поозерского (валдайского) оледенения Беларуси широко развиты западины (блюдца), отличающиеся по условиям формирования. С районами распространения типично лессовых пород связано развитие субтермокарстовых западин, на посткриогенном этапе формирования которых основная роль принадлежит процессам деградации лессовых

пород. В покровных лессовидных пылеватых песках и супесях формирование термокарстовых западин происходило при деградации повторно-жильных льдов с преобладанием суффозионных процессов [33, 34]. Количество и размер блюдцев находится в прямой зависимости от мощности лессовидных отложений (70 % общей площади западин приходится на участки с мощностью лессовидных отложений более 4 м). Общая площадь западинного рельефа в Беларуси составляет 1200 км² (0,58 % территории республики) [23]. Наибольшее количество блюдцеобразных западин сосредоточено в юго-восточной части Витебской (Оршанский и Дубровенский р-ны) и северо-восточной части Могилевской области (Горецкий, Мстиславский, Кричевский районы). В пределах лессовых районов Беларуси они отличаются повсеместным распространением. Плотность их колеблется от 1 до 2 шт./км² до 100 шт./км². На отдельных участках блюдцами занято более 20 % площади сельхозугодий [35, 36].

Блюдцеобразные западины имеют в плане округлую, овальную, грушеобразную или эллипсоидную форму. Нередко встречаются блюдца вытянутой формы, у которых длина в 2...3 раза больше ширины. Отдельные блюдца достигают 30...50, а иногда 100...120 м в поперечнике. Площадь колеблется от 100 до 20000 м². По сравнению с окружающими пространствами поверхность их может быть понижена на 2...3, реже – до 7 м. Для территории Беларуси средняя глубина блюдцев составляет 0,6...1,0 м [35...37]. Западины часто располагаются в виде цепочек по плоским тальвегам, иногда объединяются в массивы.

Нами наблюдались многочисленные западины в Лоевском районе Гомельской области на Василевичской водно-ледниковой низине. В плане западины имеют круглую форму, размеры их в поперечнике составляли от 20 до 120 м, глубины от 1,0 до 3,0 м (рисунок 1.11а). Процесс торфообразования в них, как правило, не развит, наблюдается избыточная гумусированность. Растительность болотная: камыш, осока, заросли ивняка и берез (рисунок 1.11б).

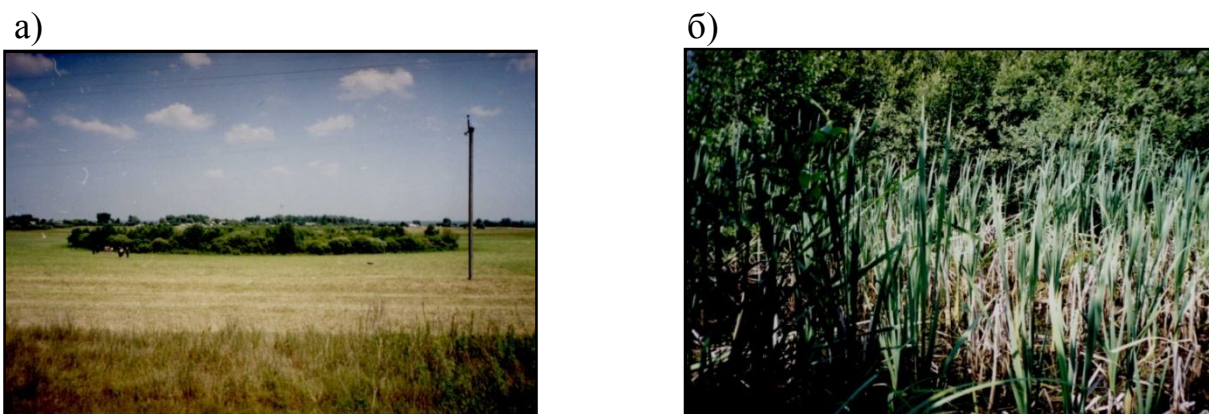


Рисунок 1.11 –Суффозионно-просадочная западина в районе г. Лоева.
а – общий вид, б – характерная растительность в центре суффозионно-просадочной западины.

В естественном состоянии суффозионные западины преимущественно заболочены, закустарены и не используются в сельском хозяйстве.

На площадях распространения ледниковых моренных образований встречаются термокарстовые западины, формирование которых связано с вытаиванием мертвых льдов. Дегляциация территории шла двояким путем: фронтальным отступлением и отчленением полос мертвого льда, ширина которых могла достигать 50...100 [38]. Западины подобного рода можно наблюдать в различных районах республики, но наиболее многочисленно они представлены на севере, в области поозерского (валдайского) оледенения [39]. Они хорошо выражены в рельефе, имеют специфическую овальную форму и слабо заболоченное днище. Размеры их небольшие. В диаметре они обычно не превышают 0,5...1,0 км. Склоны этих западин пологие, а днище располагается ниже окружающей поверхности на 1,0...1,5 м.

Суффозионные провалы широко распространены на урбанизированных территориях. Главной причиной их развития были и остаются утечки из водонесущих коммуникаций (особенно теплопроводных и/или имеющих большой износ). Высачивание под большим давлением и аварийные прорывы воды из этих коммуникаций постоянно приводят к размыву, разрушению и выносу вмещающих и перекрывающих их дисперсных грунтов (в т.ч. грунтов засыпки) и деформациям расположенных над ними объектов городского хозяйства (рисунок 1.12).



Рисунок 1.12 – Развитие суффозионного процесса по трассе коллектора дождевых вод, ул Хатаевича (сентябрь 2003 г.).

Очень быстро образуются суффозионные провалы при крупных авариях водопроводных систем, когда вода вырывается из труб под большим давлением. Струйный размыв грунта приобретает тогда катастрофический характер, распространяется по всем подземным каналам и сопровождается интенсивным выносом дисперсного материала. Возникающие при этом полости мгновенно обрушаются. Тем не менее, это – не самый опасный вид суффози-

онного провалообразования, поскольку коммунальные службы быстро реагируют на подобные аварии, устраняя их первопричину. Гораздо хуже обстоит дело, когда утечка мала, но постоянна. Картина развития суффозионного процесса в этом случае мало отличается от природной, только протекает интенсивнее. Суффозионные процессы могут активизироваться весной и осенью после выпадения значительного количества атмосферных осадков, что с одной стороны повышает уровни залегания грунтовых вод, а с другой – увеличивает расход воды в ливневой канализации и соответственно объем утечек из нее.

Формирование болот и заболачивание земель. В настоящее время общая площадь, на которой происходило накопление торфа в Беларуси, составляет около 2,5 млн. га, т.е. около 12 % всей территории [23].

Различаются низинные (грунтового питания), верховые (преимущественно атмосферного питания) и переходные (смешанного питания) торфяники. Процессы накопления низинного торфа в Беларуси преобладали. Они развивались примерно на 81 % площади всех болот, причем основные массивы низинного торфа приурочены к центральной и южной частям республики. Самые крупные низинные торфяники по площади занимают десятки тысяч гектаров: Великий Лес – 40,1 тыс. га; Выгонощанское болото – 34,9; Гричин – 32,9; Загальский массив – 32,5; Погонянское болото – 28,4; Булев Мох – 27,9; Хольча – 25,6; Обровское болото – 22,9 и др. Перечисленные болота находятся в Белорусском Полесье [23].

Верховые торфяники занимают около 16 % площади всех болот. Распространены они повсеместно, но наибольшее их количество тяготеет к Северной Беларуси. Площадь самых крупных из них измеряется десятками тысяч гектаров. Например, наиболее известное верховое болото Межч (Полесье) занимает 21,9 тыс. га.

Переходные болота занимают промежуточное положение между низинными и верховыми. На их долю приходится около 3 % площади всех болот. Наибольшие торфяники переходного типа приурочены к Могилевской, Брестской и Витебской областям [23].

2 ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ОПАСНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ (РЕГИОНАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ)

2.1 Основные подходы к оценке состояния геологической среды

Еще до недавнего времени одной из главных прикладных задач инженерной геологии являлось обеспечение оптимального функционирования сооружений (гидроэнергетических, промышленных, гражданских, линейных, горных и др.). Для этих целей использовались оценочные карты инженерно-геологического районирования территорий, методика составления которых хорошо известна по работам 50–60-х годов И.В. Попова, Г.С. Золотарева, Л.Д. Белого, Г.А. Голодковской и других. В классическом варианте на картах районирования предусматривается выделение от трех до пяти типов территорий (групп таксонов), различающихся по сложности природных условий, интенсивности геологических процессов и соответственно – по возможности (благоприятности) использования и/или по степени устойчивости этих территорий в естественном состоянии и при техногенных воздействиях [40, 41]. Устойчивость геологической среды рассматривалась как способность приповерхностной области литосферы, взаимодействующей с орудиями и продуктами человеческого труда, сохранять свою структуру и свойства при естественных и техногенных взаимодействиях [42]. Методикой оценки устойчивости геологической среды к техногенным воздействиям в свое время занимались Г.А. Голодковская, Д.Г. Зилинг, А.С. Герасимова, Г.К. Бондарик, В.А. Королев, В.Т. Трофимов, Ю.Б. Елисеев, Ф.В. Котлов, Г.Л. Кофф и другие [42...63 и др.].

В настоящее время жесткий прессинг на природную среду, оказываемый деятельностью человека, создал новые проблемы – экологические, в том числе геоэкологические. Поэтому назрела острая необходимость оценки риска опасных экзогенных геологических процессов как в региональном, так и в локальном масштабах [40].

Возникновение природных опасностей определяется методами инженерной геологии по отношению к существующему виду техногенного воздействия. Оно обуславливается структурно-тектоническими и геоморфологическими факторами, типом грунтовой толщи, средними уклонами поверхности, глубиной залегания грунтовых вод и наличием современных геологических процессов [42...49, 53...58 и др.]. Таким образом, основой для районирования территории для прогнозирования геологических опасностей является карта инженерно-геологического типологического районирования. В пределах выделенных конечных таксонов (районов) соблюдается однородность инженерно-геологических условий и, следовательно, предполагается одинаковая реакция геологической среды на определенное техногенное воздействие [42]. При этом, с одной стороны, разные техногенные воздействия на один и тот же тип территории могут провоцировать различные геологиче-

ские опасности. Например, ленточные глины при вскрытии их котлованами в откосах – оплывают. При статическом воздействии как на естественное основание они проявляют свойство сильно и неравномерно сжиматься, обнаруживают значительные остаточные деформации. А при динамических воздействиях им свойственны ярко выраженные тиксотропные явления. С другой стороны, территории различных типов могут одинаково реагировать на определенную нагрузку. Например, свойства межморенных и надморенных плейстоценовых песчано-глинистых образований (верхнечетвертичных и современных аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерно-болотных, а также флювиогляциальных надморенных отложений поозерского (валдайского), сожского (московского) и днепровского времени) близки между собой. Грунтовые воды, приуроченные к этим отложениям, представляют единый водоносный комплекс. Это определяет одинаковую реакцию геологической среды на подтопление. Поэтому при определении природной опасности подтопления территории, сложенные указанными отложениями, объединяются в один тип. Это обстоятельство предопределяет необходимость дифференцированного подхода к оценке и картографированию геологических опасностей к отдельным видам воздействий.

При прогнозе геологических опасностей инженерно-геологическое районирование адаптируется к определенному виду воздействия, т.е. учитывается характер его воздействия на литолого-фациальный комплекс природно-техногенной системы. Например, при оценке опасности загрязнения нефтепродуктами в выделенных при инженерно-геологическом типологическом районировании конечных таксонах должны быть дополнительно проанализированы минеральный и гранулометрический составы, состав нерастворимых солей, влажность, плотность, водопроницаемость, электрокинетические свойства, как факторы, определяющие сорбционную способность грунтов. Именно она существенно влияет на масштабы загрязнения нефтепродуктами и выбор методов очистки грунтов [62, 64, 65]. Кроме того, опасность загрязнения нефтепродуктами определяется их физико-химическими свойствами (химической активностью, растворимостью, плотностью, вязкостью, сорбируемостью и т.д.), и условиями поступления в геологическую среду.

Таким образом, режим опасных экзогенных геологических процессов определяется относительно статичными характеристиками литосферы (вещественно-морфологическими признаками инженерно-геологических условий) и динамическими показателями внешних воздействий на нее [40]. Такие воздействия имеют вещественно-энергетический характер. Техногенное воздействие на геологическую среду приводит к изменению путей превращения (трансформации) вещества и энергии и нарушению ее равновесного состояния. Для ликвидации последствий этого воздействия природа, в соответствии с принципом Ле Шателье, включает механизмы сопротивления, направленные на разрушение компонентов техносферы и восстановлению утерянного равновесия [50]. Это приводит к возникновению инженерно-геологических процессов, том числе и опасных. Характерным примером такой опасности

может служить техногенное подтопление территории. В зависимости от степени опасности техноприродного процесса в той или иной мере изменяется геологическое состояние среды.

Осуществляя строительство и дальнейшую эксплуатацию сооружений в районах, подверженным различным техноприродным процессам, человек сам создает для себя опасность. Вторгаясь на эти территории, он идет на определенный (в том числе и экономический) риск. В настоящее время проблема геологических рисков является весьма актуальной, активно разрабатываемой в направлениях методов оценки, критериев типизации, методики картографирования [40...42, 66...80 и др.]. Под природным риском понимают вероятностную меру природной опасности, установленную для определенного объекта в виде возможных потерь за заданное время [40]. Риск характеризует вероятность реализации прогнозируемого ущерба, например, при строительстве и эксплуатации сооружений в пределах потенциально подтопляемых территорий или при отсутствии соответствующей превентивной системы защиты. Главной целью оценки и управления техноприродным риском является обеспечение максимально возможной при заданных условиях степени защищенности или устойчивости социальных, экономических, экологических и других систем от опасных природных и техноприродных воздействий [40]. Отмечая актуальность и практическую значимость разработки карт природного риска, следует отметить, что в СНиП 11-02-96 «Инженерные изыскания для строительства» введены требования об оценке и составлении карт геологических и других природных рисков в составе обоснований инвестиций и проектов строительства на территории России [65]. Геологическая оценка урбанизированных территорий по степени природного и техногенного рисков позволяет получить площадное распределение риска в регионе и на его основе наметить пути региональной организации хозяйства и создания среды безопасной для проживания населения, благоприятной для их здоровья.

2.2 Влияние геологического строения территории Беларуси на формирование геологических опасностей

2.2.1 Основные формации поверхностных отложений Беларуси

Инженерно-геологическое районирование является одним из методов систематизации знаний об инженерно-геологических условиях территории, оценки ее неоднородности и сложности. Наиболее обстоятельно принципы инженерно-геологического районирования разработаны И.В. Поповым (1957) [4]. Вопросы районирования и типизации инженерно-геологических условий нашли отражения в работах Е.М. Сергеева, Г.К. Бондарика, Г.А. Голодковской, И.С. Комарова, В.Т. Трофимова, Г.А. Сулашкиной и др. [4, 81...85 и др.]. В фундаментальной монографии «Инженерная геология СССР» [3] территория Беларуси отнесена к двум инженерно-геологическим регионам II порядка: Прибалтийскому и Днепровско-Донецкому. В описании указанных ин-

женерно-геологических регионов с белорусской стороны принимали участие такие видные инженер-геологи как: Г.А. Колпашников, В.Г. Лободенко, В.Н. Вишневский и др. Для территории Беларуси в настоящее время известно несколько схем инженерно-геологического районирования [21, 22, 86...88], которые отличаются как решаемыми задачами, так и концептуальными подходами. Например, И.А. Буслом выполнено районирование ледникового комплекса Беларуси с целью прогнозирования строительных свойств грунтов [86]. В основу им положены закономерности пространственной изменчивости состава, строения и свойств грунтов, обусловленные условиями их формирования. К теме инженерно-геологического районирования неоднократно возвращался Г.А. Колпашников [21, 22, 87, 88].

В данной работе важным моментом является выделение комплексов поверхностных отложений с одинаковым характером протекания природных процессов и их техногенных аналогов с целью прогнозирования геологических опасностей при различных видах техногенных воздействий. Поэтому в основу оценки влияния геологического строения территории Беларуси на формирование геологических опасностей положен формационный анализ поверхностных отложений. В качестве основной таксономической единицы, характеризующейся однородностью инженерно-геологических условий, рассматривается фациально-генетический комплекс [4, 42].

Первая классификация горных пород при региональных инженерно-геологических исследованиях была предложена И.В. Поповым в 1947 г. и уточнена и дополнена перед изданием монографии «Инженерная геология СССР» в 1973 г. Классификация И.В. Попова основана на последовательном вычленении в геологическом пространстве тел, характеризующихся по мере членения все большей инженерно-геологической однородностью [3, 4]. В настоящее время в классификационной схеме выделяют: формации – геолого-генетические комплексы – фации – литолого-петрографические комплексы – петрографические типы пород – инженерно-геологические виды и разновидности.

В инженерной геологии формации – это геологическое тело, сформировавшееся в определенной тектонической и физико-географической обстановке, пережившее в дальнейшем определенную геологическую историю и представляющее собой комплекс парагенетически связанных пород, слоев, пачек и т.д., взаимное расположение которых определяет структуру формации. Формация должна обладать одинаковыми или близкими свойствами, важными с точки зрения инженерно-геологических условий [4].

И.В. Попов выделил следующие формации поверхностных отложений [4]: ледниковую (нивальную), перигляциальную, внеледниковую (гумидную), пустынную, морскую и эстуариевых отложений. В пределах Беларуси Э.А. Левков и др. четвертичные отложения относят к гляциогенной, криогенной и термогенной формациям [11]. Учитывая выше изложенное, на территории Беларуси нами выделены три основные формации: ледниковая, перигляциальная и внеледниковая, которые отвечают отложениям, накопившимся со-

ответственно в условиях распространения ледниковых покровов, на перигляциальных площадях и в межледниковых и современных условиях. Формация характеризуется определенным набором фациально-генетических комплексов отложений. Каждой формации и геолого-генетическому комплексу соответствуют определенные типы рельефа.

Образование поверхностных отложений Беларуси проходило в условиях сложного сочетания эндо- и экзогенных геодинамических процессов, что обусловило значительное разнообразие и ритмичность слагающих ее осадков. Поверхностные отложения формировались преимущественно под влиянием климата, тектонические факторы играли меньшую роль.

Формирование четвертичной толщи Беларуси осуществлялось на фоне повсеместно нараставших волн похолоданий климата, сменявшихся потеплениями. Комплексы ледниковых и водно-ледниковых образований чередуются в разрезе плейстоцена с межледниковыми отложениями, придавая всей толще ярко выраженный ритмичный характер строения. Строение толщ ледниковых отложений различного возраста однотипно: в основании разреза залегают флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения этапа наступания ледника, выше по разрезу следует донная морена и завершают разрез флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения этапа отступления ледника [89]. Ледниковые толщи разного возраста либо непосредственно налегают друг на друга, либо разделены межледниковыми отложениями, комплексом образований, типичных для континентального осадконакопления в условиях умеренного гумидного климата: аллювиальных, озерных, болотных и др. [6]. Ледниковые условия по-разному проявлялись в отложениях, которые формировались либо в областях ледниковой аккумуляции и напора, либо во внеледниковой, перигляциальной зоне. В распределении четвертичных отложений Беларуси заметна субширотная зональность, обусловленная фронтальным наступлением и деградацией материковых ледников.

Нормальная стратиграфическая последовательность залегания отложений разновозрастных ритмов сохраняется довольно редко, главным образом, на моренных равнинах и участках со сравнительно слабо денудированной и пересеченной поверхностью коренных пород [6]. Большая же часть территории, особенно в областях развития ледниковых ложбин, краевых ледниковых образований, выступов или значительных понижений в кровле доплейстоценовой поверхности, вдоль зон активных разломов подвергалась мощному воздействию гляциодинамических процессов и оказалась в той или иной степени дислоцированной.

2.2.2 Фациально-генетические комплексы ледниковой формации

В гляциальной формации И.В. Попов выделил следующие фациально-генетические комплексы [4]: ледниковый (моренный); озерно-ледниковый (ленточные глины); флювиогляциальный; морской или айсберговый (тиллиты). К основным генетическим типам отложений ледниковой формации Бе-

ларуси относятся: ледниковый (гляциальный, моренный), потоково-ледниковый (флювиогляциальный) и озерно-ледниковый (лимно-гляциальный). На долю морены приходится 52 %, на флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения – 36 % от общего объема антропогенного покрова [11].

Ледниковый (моренный) фациально-генетический комплекс.

Ледниковые или моренные отложения являются наиболее распространенным генетическим типом антропогенных образований Беларуси, они встречаются примерно на 90 % территории республики и приурочены к 4 ледниковым комплексам (горизонтам), каждый из которых связан с самостоятельным оледенением. Морены послужили исходным материалом для формирования большинства других генетических типов антропогенных отложений и в значительной мере предопределили особенности их состава.

Моренные отложения, как правило, являются рельефоформирующими в пределах краевых ледниковых гряд, которые очень хорошо выделяются в пределах территории Беларуси в зоне поозерского (валдайского) и сожского (московского) оледенений (Браславская, Освейская, Свенцянская, Городокская, Витебская, Гродненская, Волковысская, Слонимская, Новогрудская, Ошмянская, Минская, Оршанская возвышенности, Копыльская гряда) и днепровского оледенения (Мозырьская гряда, Загородье). Менее выражены моренные формы рельефа в местах мелких осцилляторных подвижек ледников.

По особенностям возникновения моренные отложения подразделяются на основные, абляционные и конечные [11, 86]. Часто моренные горизонты неоднородны и за счет включенных в них отложений другого происхождения расщепляются на несколько (до 5...6) слоев. Поэтому иногда в скважинах, прошедших через антропогенную толщу, отмечается до 8...10 моренных интервалов. Мощность отдельных горизонтов обычно измеряется в пределах 5...30 м, но иногда достигает 50 м и даже более (у гг. Минска, Шклова, Гродно, Новогрудка, Витебска и в ряде других мест). Максимальные мощности приурочены к зонам распространения краевых образований. Мощность основной морены в большой степени зависит от рельефа поверхности подстилающих ее горных пород, увеличиваясь в депрессиях доледникового рельефа до многих десятков метров и уменьшаясь на его выступах до нескольких метров, а иногда даже до долей метра. В случаях же, когда друг на друга налегают основные морены нескольких оледенений, общая мощность моренной толщи может достигать 100...120 м [6].

Перекрывающими и подстилающими породами морен служат водно-ледниковые и межледниковые толщи, а наиболее древние моренные горизонты нередко ложатся непосредственно на коренные породы. Собственно ледниковые отложения поозерского (валдайского), сожского (московского) и днепровского возрастов на больших площадях выходят непосредственно на поверхность, тогда как отложения березинской (окской) морены только иногда обнажается в долинах рек, а наревской – вскрыты лишь скважинами.

В большинстве случаев для морен характерна массивная, комковатая текстура, хотя нередко встречаются чешуйчатые и слоистые разности, особенно характерные для нижних приконтактных частей моренных толщ, что связано либо с некоторым преобразованием моренного материала в водной среде, либо с особенностями захвата льдом пород ложа.

Ледниковые глины и суглинки характеризуются изменчивым гранулометрическим и минеральным составом, грубодисперсностью, отсутствием сортированности, слоистости, неоднородным строением, изредка наличием обломков разного размера (таблица 2.1). На частицы <0,01 мм приходится от 30...50 до 60...80 % объема. Обычны примеси песка, гравия, гальки, нередко карбонатного состава, встречаются валуны и различные по объему отторженцы. Обломки крупнее 3 мм могут составлять до нескольких процентов от общего объема. Особенностью основной морены является закономерная ориентировка содержащихся в ней крупных галек и валунов, чаще вытянутых по движению ледниковых покровов, причем, преобладает ориентация осей удлиненных обломков в южном, юго-восточном и юго-западном направлениях [11, 90]. В толще глинистых пород отмечаются прослойки, линзы и небольшие протяженные залежи довольно отсортированного песка, свидетельствующие о деятельности внутриледниковых потоков и озер. Минеральный состав преимущественно гидрослюдистый. Примесями являются каолинит, монтмориллонит, хлорит. Песчано-алевритовую фракцию составляют кварц, полевые шпаты, карбонаты, слюды. На тяжелые минералы приходится до 1 %.

Таблица 2.1 – Гранулометрический состав моренных грунтов юго-восточной части Беларуси (по материалам Л.Д. Медведева).

| Наименование грунта | Содержание частиц, % | | | | | |
|--|----------------------|-------|----------|----------|-----------|--------|
| | Размер частиц, мм | | | | | |
| | 10-2 | 2-0,5 | 0,5-0,25 | 0,25-0,1 | 0,1-0,005 | <0,005 |
| <i>днепровская морена</i> | | | | | | |
| Супесь | 4,4 (5)* | 8,3 | 10,6 | 18,6 | 42,8 | 5,9 |
| Суглинок | 1,5 (5) | 5,9 | 10,0 | 17,1 | 48,7 | 16,8 |
| <i>сойская (московская) морена</i> | | | | | | |
| Супесь | 0,1 (2) | 3,7 | 12,7 | 15,6 | 61,0 | 6,7 |
| Суглинок | 0,0 (1) | 0,1 | 0,1 | 0,3 | 78,7 | 20,8 |
| * В скобках приводится число определений | | | | | | |

Цвет глин зависит от примесей оксидов железа и может изменяться от буровато-серого и красновато-бурого на севере и в центральной части страны до буровато-серого – преимущественно на юге.

Для морены Русской платформы характерны следующие осредненные показатели основных физико-механических свойств [3]: естественная влажность $\omega=10...20$ %; плотность сухого грунта $\rho_d=1,8...2,1$ г/см³; пористость $n=20...31$ %; коэффициент пористости $e=0,25...0,45$; степень влажности $S_r=0,8...1,0$; карбонатность=3 %; водопроницаемость $K_\phi=10^{-2}...10^{-4}$

м/сут (очень низкая); набухаемость до 40 %; усадка около 7 %; угол внутреннего трения $\varphi=20...35^\circ$; удельное сцепление $C=0,03...0,05$ МПа; модуль деформации $E=5...35$ МПа. Кроме того, основные показатели физико-механических свойств морен приведены в таблицах 2.2, 2.3.

Для моренных горизонтов – днепровского, сожского (московского), поозерского (валдайского) – наиболее характерны типы разрезов из двух зон – верхней и нижней. В научной литературе нет единого мнения о происхождении поверхностных моренных горизонтов. По некоторым данным [3, 86], они представляют собой абляционные разности, образованные из материала, переносившегося на поверхности ледника и отложившегося после его окончательного стаивания. По другим данным (В.Г. Лободенко) [91], формирование верхней зоны связано главным образом с процессами гипергенеза, приведшими не столько к увеличению дисперсности грунтов, сколько к изменению их структурно-текстурных особенностей и снижению структурной прочности. Так или иначе, переход от одной зоны к другой выражается уменьшением вверх по разрезу глинистости, повышением содержания песчаных прослоев и линз, уменьшением плотности и прочности морен. Наблюдается также увеличение книзу содержания карбонатов. С глубиной увеличиваются естественная влажность, граница текучести, сопротивление одноосному сжатию, модуль деформации и содержание глинистых частиц.

Таблица 2.2 – Усредненные показатели основных физических свойств моренных грунтов Беларуси (по материалам [3], [86] и Л.Д. Медведева).

| Наименование грунтов | Естественная влажность ω , % | Плотность | | Коэффициент пористости e , доли ед. | Степень влажности S_r , доли ед. | Коэффициент фильтрации K_f , м/сут | Пределы пластичности | | Число пластичности I_p , % |
|------------------------------------|--|--------------------------------------|--|---------------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|---|--|--------------------------------------|
| | | грунта ρ , г/см ³ | сухого грунта ρ_d , г/см ³ | | | | верхний W_L , % | нижний W_P , % | |
| <i>днепровская морена</i> | | | | | | | | | |
| Супесь | $\frac{10,56}{(1150)^*}$ 8,90...11,60 | $\frac{2,18}{(908)}$ 20,70...2,25 | $\frac{1,97}{(470)}$ 1,91...2,00 | $\frac{0,37}{(908)}$ 0,33...0,44 | $\frac{0,75}{(804)}$ 0,60...0,85 | 0,08 (2) | $\frac{16,99}{(1052)}$ 18,00...16,00 | $\frac{12,57}{(104)}$ 11,00...12,80 | $\frac{5,48}{(1076)}$ 4,30...6,00 |
| Суглинок | $\frac{12,54}{(457)}$ 12,40...12,90 | $\frac{2,19}{(457)}$ 2,16...2,20 | $\frac{1,95}{(457)}$ 1,92...1,96 | $\frac{0,39}{(457)}$ 0,38...0,39 | $\frac{0,85}{(457)}$ 0,81...0,88 | 0,009 (1) | $\frac{23,60}{(457)}$ 22,50...25,50 | 14,8 (130) | $\frac{9,11}{(457)}$ 7,90...10,70 |
| Песок пылеватый | 29,7 (37) | 1,91 (37) | - | 0,81 (37) | - | 0,5 (5) | - | - | - |
| <i>сожская (московская) морена</i> | | | | | | | | | |
| Супесь | $\frac{10,14}{(943)}$ 9,00...10,80 | $\frac{2,15}{(935)}$ 2,08...2,23 | $\frac{1,95}{(1079)}$ 1,89...2,00 | $\frac{0,38}{(958)}$ 0,39...0,43 | $\frac{0,72}{(806)}$ 0,65...0,87 | 0,039 (7) | $\frac{17,04}{(954)}$ 16,50...17,70 | $\frac{11,16}{(364)}$ 10,70...12,40 | $\frac{5,58}{(1094)}$ 4,90...6,50 |
| Суглинок | $\frac{12,81}{(215)}$ 11,20...13,90 | $\frac{2,17}{(221)}$ 2,09...2,24 | $\frac{1,93}{(202)}$ 1,88...1,98 | $\frac{0,40}{(219)}$ 0,36...0,44 | $\frac{0,84}{(147)}$ 0,79...0,93 | 0,019 (3) | $\frac{19,24}{(162)}$ 18,20...22,20 | $\frac{11,63}{(75)}$ 10,60...12,60 | $\frac{8,19}{(219)}$ 7,10...9,50 |

Продолжение таблицы 2.2

| <i>поозерская (валдайская) морена</i> | | | | | | | | | |
|---|--|---|---|---|---|---|--|--|---|
| Супесь | $\frac{11,08}{(618)}$ 10,60...1 1,50 | $\frac{2,23}{(615)}$ 2,20...2 ,25 | $\frac{2,01}{(616)}$ 1,98...2 ,03 | $\frac{0,35}{(614)}$ 0,33...0, 37 | $\frac{0,87}{(614)}$ 0,85...0 ,90 | - | $\frac{18,41}{(616)}$ 17,6...19 ,4 | $\frac{11,78}{(211)}$ 11,70...1 2,10 | $\frac{6,10}{(828)}$ 5,40...6 ,80 |
| Суглинок | $\frac{12,9 (70)}{11,10...1}$ 4,70 | $\frac{2,18}{(70)}$ 2,13...2 ,23 | $\frac{1,93}{(70)}$ 1,85...2 ,01 | $\frac{0,40}{(70)}$ 0,34...0, 45 | - | - | - | $\frac{12,1 (70)}{11,50...1}$ 2,70 | $\frac{8,9 (70)}{8,40...9}$,40 |
| * В числителе – среднее арифметическое значение, в скобках – число определений; в знаменателе – минимальное и максимальное значения показателей | | | | | | | | | |

Таблица 2.3 – Усредненные значения показателей механических свойств моренных грунтов (сдвиг при нагрузке 0,1; 0,2; 0,3 МПа) (по материалам [3], [86] и Л.Д. Медведева).

| Наименование грунта | Условия опыта | Угол внутреннего трения ϕ , град | Сцепление, C , 10^5 Па | Модуль деформации, E , 10^5 Па |
|---|---------------------------|---------------------------------------|----------------------------------|------------------------------------|
| <i>днепровская морена</i> | | | | |
| Супесь | консолидированный сдвиг | $\frac{28 (108)^*}{24...33}$ | $\frac{0,39 (108)}{0,33...0,53}$ | 310 (8)** |
| Суглинок | консолидированный сдвиг | 25 (34) | 0,47 (34) | 170 (4) |
| <i>сойжская (московская) морена</i> | | | | |
| Супесь | консолидированный сдвиг | $\frac{30 (937)}{27...32}$ | $\frac{0,37 (937)}{0,24...0,42}$ | - |
| Суглинок | консолидированный сдвиг | 27 (51) | 0,28 (51) | - |
| <i>поозерская (валдайская) морена</i> | | | | |
| Супесь | консолидированный сдвиг | $\frac{32 (29)}{30...33}$ | $\frac{0,33 (29)}{0,32...0,34}$ | - |
| Суглинок | консолидированный сдвиг | $\frac{25,5 (69)}{25,0...28,0}$ | $\frac{0,50 (69)}{0,28...0,54}$ | - |
| Супесь | неконсолидированный сдвиг | 30 (40) | 0,35 (40) | - |
| Суглинок | неконсолидированный сдвиг | 23 (17) | 0,31 (11) | - |
| * В числителе – среднее арифметическое значение, в скобках – число определений; в знаменателе – минимальное и максимальное значения показателей | | | | |
| ** Модуль общей деформации в интервале давлений $(2...4) \cdot 10^5$ Па | | | | |

Конечно-моренные образования в Беларуси чрезвычайно широко развиты. Главные площади их развития сосредоточены в северных, центральных и западных районах республики, а на юге и юго-востоке отмечаются реже. Отложения представлены либо валунными супесями и суглинками, либо разнообразными песками, песчано-гравийно-галечными отложениями, супесями и пр. При этом песчанистые и грубообломочные разности резко доминируют.

По своим текстурным особенностям залежи насыпных краевых гряд напоминают потоково-ледниковые: материал разной крупности образует го-

ризонгально- и косослоистые серии мощностью от нескольких сангиметров до 0,5...1,0 м и иногда более. Нередко крупнообломочные серии разделяются прослоями мелкозернистых песков, супесей и глин. Довольно часто отложения таких гряд прикрыты неравномерным чехлом моренных супесей и суглинков мощностью до 2...5 м. Значения некоторых показателей физических свойств конечно-моренных отложений приведены в таблице 2.4.

Возникновение инженерно-геологических опасностей в моренных грунтах, главным образом, связано с неоднородностью их состава, структуры и текстуры; присутствием внутриморенных водоносных песчаных прослоев, содержащих напорные воды, и линз слабых мягких глин и суглинков; с относительно более низкими прочностными и деформационными свойствами абляционной морены. При промерзании грунты сильно пучатся. При увеличении влажности ухудшаются показатели их механических свойств. Повышение гидравлических градиентов в водовмещающих породах, представленных слоями или линзами песков в гляциальных отложениях, при условии их вскрытия котлованами или горными выработками может способствовать формированию пльвунов. Способность глинистых отложений концентрировать в себе поверхностный сток, а также их легкая размываемость приводят при расчлененном рельефе к развитию овражно-балочной сети. Эта особенность ярко проявляется в районах развития краевых ледниковых образований. В зоне распространения ледниковой формации формируются оползни.

Таблица 2.4 – Показатели некоторых физических свойств днепровской конечной морены юго-восточной части Беларуси (по материалам Л.Д. Медведева).

| Наименование грунта | Плотность грунта ρ , г/см ³ | Пористость n , % | Коэффициент фильтрации K_f , м/сут | Число пластичности I_p , % |
|-------------------------|---|--------------------|--------------------------------------|------------------------------|
| Песок пылеватый | 1,76 (1)* | 33,7 (1) | 0,20 (1) | - |
| Песок мелкий | 1,77 (2) | 38,2 (2) | 0,90 (2) | - |
| Песок средней крупности | 1,57 (2) | 31,0 (2) | - | - |
| Супесь | 1,79 (2) | 31,7 (2) | 0,68 (2) | 2,3 (2) |
| Суглинок | 1,80 (2) | 49,2 (1) | - | 9,0 (2) |

* В скобках приводится число определений

Озерно-ледниковый фагиально-генетический комплекс

Озерно-ледниковые отложения на территории Беларуси залегают в антропогенной толще на разных глубинах и связаны с деятельностью разновозрастных ледниковых покровов. На поверхности эти образования выступают на севере, кое-где на западе и в центре республики. Наиболее обширные площади озерно-ледниковых отложений сосредоточены у Верходвинска, Полоцка, Суража, по рекам Дисне, Лучесе, Неману. Значительно меньшие

территории, занятые подобными образованиями, известны возле Лепеля, Ушачей, Свири, северо-западнее Мяделя и в ряде других мест Поозерья [6]. На остальной площади республики, неглубоко залегающие озерно-ледниковые отложения, в основном связанные с осадками среднеплейстоценового возраста, имеют ограниченное распространение. Обычно они встречаются в виде вытянутых линз до нескольких сотен метров длиной (редко до первых километров), располагаясь в понижениях рельефа, на склонах конечноморенных гряд и т.п. На долю отложений рассматриваемого генетического типа в общем объеме четвертичного покрова Беларуси приходится около 3...5 %.

Для озерно-ледникового фациально-генетического комплекса характерны «ленточные» глины. Называются они так в связи с тонкой слоистостью, обусловленной чередованием слоев от 0,5 до 20 см мощностью, в виде лент. Такая слоистость глин обусловлена сезонностью осадконакопления. Летние слои, в связи с активной динамикой ледниковых вод – грубодисперсные, слабосортированные; зимние – тонкие, хорошо отсортированные. Мощность летних слоев 1,5...20 см, зимних – 0,5...2 см. Летние слои имеют серую окраску, а зимние – коричневатую-серую за счет органического вещества. Ленточные глины отлагались в приледниковых озерных бассейнах преимущественно пресноводного характера за счет глинистого, пылеватого и частично песчаного материала, который приносился тальными ледниковыми водами в период стояния и особенно отступления ледника [86]. Такие условия способствовали отложению слоев равномерного механического состава, постепенно менявших свою мощность. Закономерность изменения механического состава состояла в том, что более крупный материал отлагается ближе к краю ледника, а мелкий – дальше. Параллельно менялась мощность лент: с удалением от края ледника она постепенно уменьшалась. Мощность их достигает в среднем 15...20 м.

Для гранулометрического состава характерно, что содержание фракций < 0,01 мм составляет 50...90 %, в том числе на частицы < 0,001 мм приходится 20...60 %. Минеральный состав глинистой фракции в основном гидрослюдистый с примесями хлорита, вермикулита, смешанослойных минералов. Иногда отмечаются унаследованные каолинит и монтмориллонит. В Беларуси ленточные глины формировались за счет разрушения пород силурийского, девонского и каменноугольного возрастов Главного девонского поля, поэтому они сильно карбонатны. Летние слои содержат CaCO₃ в большем количестве, чем зимние. Песчано-алевритовые фракции сложены кварцем, полевыми шпатами, в меньшей степени – карбонатами, встречаются различные карбонатные стяжения. Структура глин пелитовая, алевропелитовая, пелитоалевритовая.

Ленточные глины на глубинах 1,5...2 м в значительной мере изменены процессами выветривания, что внешне выражается в трещиноватости и осветлении пород, исчезновении границ между лентами.

В парагенезе с озерно-ледниковыми песчаными и глинистыми отложениями с ленточной текстурой выступают флювиогляциальные дельты. Они достаточно широко распространены по периферии Полоцкого и Лучосинского приледниковых озер и других водоемов у границы поозерского (валдайского) ледника [92]. В рельефе они выражены в виде холмов, которые в плане имеют треугольную, каплевидную или фестончатую форму, а иногда сливаются в массивы сложных очертаний. Протяженность таких форм от нескольких десятков метров до 1...2 км, редко более, относительная высота чаще не выходит за пределы 2...10 м. Флювиогляциальные дельты формировались в субаквальных условиях, построены из песчаного или грубообломочного материала с характерной диагональной слоистостью, общей мощностью около 2...7 м. Кровля дельтовых образований часто рассечена сетью морозобойных клиньев, что свидетельствует о холодных перигляциальных условиях.

Ниже приведены некоторые показатели физико-механических свойств озерно-ледниковых отложений Русской платформы [3]: плотность их ρ изменяется от 1,3 до 2,0 г/см³ (чаще 1,8...1,9 г/см³), плотность сухого грунта $\rho_d=1,0...1,6$ г/см³ (чаще 1,4...1,5 г/см³), коэффициент пористости (e) изменяется от 0,47 до 1,20, в единичных случаях достигает 2 и более (чаще 0,6...0,9). Естественная влажность глин $\omega=30...45$ % (иногда достигает 60...70 %), супесей – 22...28 %, песков – колеблется от 3...10 % в зоне аэрации до 22...32 % ниже уровня грунтовых вод. В большинстве случаев отложения приледниковых озер находятся в состоянии близком к полному водонасыщению. Естественная влажность ленточных глин почти всегда превышает нижний, а во многих случаях и верхний пределы пластичности (таблица 2.5). В последнем случае глины находятся в скрытотекучем состоянии, при нарушении их естественной структуры приходят в текучее состояние. С ленточным строением пород связана резко выраженная анизотропия свойств. Например, в горизонтальном направлении они водопроницаемы, а в вертикальном практически водоупорны. Для песчаных и пылеватых прослоев, определяющих водопроницаемость вдоль прослоев, коэффициенты фильтрации K_f изменяются от 10^{-4} до 10^{-6} см/с, а у глинистых снижается до 10^{-8} см/с [86]. Ленточные глины обладают невысоким сопротивлением сдвигу. Угол внутреннего трения ϕ не превышает 12...20°, часто снижаясь до нескольких градусов; сцепление $C=0,002...0,03$ МПа (чаще 0,005...0,01 МПа) [3]. Деформационные свойства ленточных глин также изменяются в широких пределах. Для глин модуль деформации E находится в интервале 1,5...7,0 МПа. Озерно-ледниковые супеси и пески менее сжимаемы. Коэффициент сжимаемости этих пород измеряется сотыми и тысячными долями. Модуль общей деформации $E=10...50$ МПа, достигая наибольших величин у средне- и крупнозернистых песков.

Основные показатели физико-механических свойств ленточных глин, залегающих на территории Беларуси, приведены в таблицах 2.5 и 2.6.

Возникновение инженерно-геологических опасностей в ленточных глинах связано с их вязкостью, текучестью и пластичностью. Ленточные от-

ложения обычно характеризуются сравнительно высокими влажностью и пористостью и пониженной плотностью. Консистенция их неустойчивая, скрыто-мягкопластичная или даже скрытотекучая. С ленточными глинами связано формирование оползней солифлюкционного типа и оползней течения. При ленточном строении пород резко проявляется анизотропия свойств (водопроницаемость, сопротивление сдвигу и др.). При динамических воздействиях им свойственны ярко выраженные тиксотропные явления. Ленточные глины водонеустойчивы и легко размокают, в откосах котлованов оплывают, весьма склонны к морозному пучению. Они сильно и неоднородно сжимаемы, имеют малое сопротивление сдвигу. При уплотнении обнаруживают значительные остаточные деформации. Особое внимание нужно уделять сохранению природного сложения, не допускать искусственного увлажнения, промерзания, динамических воздействий. Мелко- и тонкозернистые пески и супеси часто представляют собой типичные пльвуны.

Флювиогляциальный фациально-генетический комплекс

Флювиогляциальные отложения представляют собой отложения талых вод ледника, прошедших через толщу льда по трещинам и двигавшимися подо льдом к его краю. Эти воды вымывали из толщи льда обломки пород и накапливали их вдоль движущегося потока по днущу ледникового трога, образуя озы и камы, протяженностью несколько километров при небольшой ширине в несколько метров. На флювиогляциальные отложения приходится почти треть объема антропогенной толщи [11].

Таблица 2.5 – Усредненные показатели основных физических свойств озерно-ледниковых отложений (ленточных глин) Беларуси (по материалам [3], [86] и Л.Д. Медведева)

| Наименование | Естественная влажность ω , % | Плотность | | Коэффициент пористости e , доли ед. | Степень влажности S_r , доли ед. | Пределы пластичности | | Число пластичности I_p , % |
|--------------|---|--------------------------------------|--|---------------------------------------|--------------------------------------|---|------------------|---|
| | | грунта ρ , г/см ³ | сухого грунта ρ_d , г/см ³ | | | верхний W_L , % | нижний W_P , % | |
| Супесь | 17,3 (23)* | 2,06 (23) | 1,77 (23) | 0,55 (23) | (0,83) | 25,9 (34) | - | 5,0 (34) |
| Суглинок | $\frac{22,08}{21,2 \dots 26,4}$ (157) | $\frac{2,02}{1,97 \dots 2,05}$ (155) | $\frac{1,66}{1,56 \dots 1,69}$ (157) | $\frac{0,64}{0,61 \dots 0,74}$ (170) | $\frac{0,94}{0,94 \dots 0,96}$ (157) | $\frac{30,07}{29,60 \dots 31,40}$ (170) | - | $\frac{11,26}{10,90 \dots 12,20}$ (170) |
| Глина | $\frac{28,93}{26,80 \dots 31,50}$ (321) | $\frac{1,96}{1,93 \dots 1,98}$ (319) | $\frac{1,53}{1,48 \dots 1,57}$ (301) | $\frac{0,81}{0,75 \dots 0,87}$ (321) | $\frac{0,95}{0,91 \dots 0,97}$ (212) | $\frac{46,24}{40,80 \dots 46,00}$ (214) | 26 (92) | $\frac{22,77}{20,30 \dots 22,00}$ (306) |

* В числителе – среднее арифметическое значение, в скобках – число определений; в знаменателе – минимальное и максимальное значения показателей

Таблица 2.6 – Усредненные значения показателей механических свойств озерно-ледниковых отложений (ленточных глин) (сдвиг при нагрузке 0,1; 0,2; 0,3 МПа) (по материалам [3], [86]).

| Наименование грунта | Условия опыта | Коэффициент внутреннего трения $tg\varphi$ | Сцепление, $C, 10^5 \text{ Па}$ | Модуль деформации, $E, 10^5 \text{ Па}$ |
|--|-------------------------|--|---------------------------------|---|
| Песок | консолидированный сдвиг | 0,56 (39)* | 0,09 (39) | 92...266** |
| Супесь | консолидированный сдвиг | 0,58 (11) | 0,33 (11) | 109...255*** |
| Суглинок | консолидированный сдвиг | $\frac{0,43 (103)}{0,42...0,47}$ | $\frac{0,26 (86)}{0,24...0,26}$ | 53...251*** |
| Глина | консолидированный сдвиг | $\frac{0,32 (87)}{0,27...0,32}$ | $\frac{0,43 (13)}{0,39...0,54}$ | 15...122*** |
| * В числителе – среднее арифметическое значение, в скобках – число определений; в знаменателе – минимальное и максимальное значения показателей ** Модуль общей деформации в интервале давлений $(0,5...2,0) \cdot 10^5 \text{ Па}$ *** Модуль общей деформации в интервале давлений $(1,0...2,0) \cdot 10^5 \text{ Па}$ | | | | |

В краевых зонах ледников в трещинах, пещерах и других полостях мертвых или слабоподвижных льдов формировались камы. Камы довольно широко распространены на севере Беларуси, в центральной полосе республики отмечаются реже. Встречаются они в виде одиночных холмов или сгруппированы в холмистые возвышения.

Площадь отдельных камов колеблется от нескольких десятков до нескольких тысяч квадратных метров, их высота достигает 35...40 м. У таких холмов обычно неоднородное строение. Встречаются формы, сложенные песчаным, песчано-гравийно-галечным и даже алевроито-глинистым материалом. Чаще этот материал залегает в форме горизонтальных или слабонаклоненных пачек (слоев и линз) мощностью 0,2...2,0 м. Внутренняя текстура либо горизонтально-слоистая, либо косослоистая (с наклоном слоев от 15 до 30°). Реже залежи построены относительно тонким переслаиванием (2...15 см мощности) материала самого разного гранулометрического состава [11].

Озы среди других водно-ледниковых образований играют сравнительно скромную роль. Почти все они сосредоточены в пределах северной части Беларуси. При этом наиболее типичные и хорошо сохранившиеся озовые гряды встречаются только на площади развития поозерских (валдайских) отложений. Длина озв от десятков метров до нескольких километров. Отдельные гряды вытянуты на 7...10 км. Ширина озвых «насыпей» у основания изменяется от 20...30 до 150...200 м, чаще же составляет 50...80 м. К вершине они заметно сужаются. Склоны возвышений имеют разную крутизну: от 5...8 до 25...30°. Обычно относительные превышения оза над окружающей местностью составляет около 5...12 м, хотя отмечаются высоты от 2 до 25 м. Чаще озы ориентированы на юг, юго-восток или юго-запад, иногда субширотно.

Преобладающая часть озовых возвышений сложена грубым песчано-гравийно-галечным материалом, гравелистым и в меньшей степени разнозернистыми песками, супесями и пр. Слагающий озы материал залегаёт в виде линзообразных пачек и горизонтальных прослоев обычно 0,1...1,5 м мощности. Текстура таких линзообразных пачек и прослоев косая, изредка горизонтальная и вызывается неодинаковой сортировкой строящихся залежей обломков [6]. Озы ветвятся, сливаются, заходя далеко на юг от края ледника, и вклиниваются в зандровые поля. Здесь озовые отложения бывает трудно отличить от зандровых и аллювиальных.

Активизация разломных зон древнего заложения под воздействием ледниковой нагрузки привела к образованию над разрывными нарушениями протяженных трещин в мертвом льду, в которые нагнетался материал субстрата, а также шла аккумуляция водно-ледникового материала. В результате появились линейно ориентированные системы гряд и холмов, выступающих в комплексе с озерами – мосары [93, 94]. Общая протяженность таких систем достигает десятков километров при ширине сотни метров. Распространены мосары преимущественно в Белорусском Поозерье. Эти формы обычно сложены моренным, озерно-ледниковым и другим материалом, выдавленным в ледниковую трещину.

По своим свойствам флювиогляциальные пески Русской платформы близки к пескам других генетических типов, отличаясь от них несколько большей плотностью [3]. Плотность флювиогляциальных песков ρ при естественной влажности изменяется от 1,8 до 2,1 г/см³ (реже 1,6...2,3 г/см³); коэффициент пористости $e=0,5...0,8$. Естественная влажность флювиогляциальных песков $\omega=3...8\%$ в зоне аэрации и 20...30% (в среднем 25%) в водонасыщенном состоянии. Коэффициент фильтрации K_f флювиогляциальных песков, как правило, несколько выше, чем у песков других генетических типов ледниковых отложений и изменяется от первых единиц до десятков метров в сутки. Флювиогляциальным песчаным отложениям свойственны сравнительно высокие углы внутреннего трения φ от 23 до 45° (в среднем 27...35°); коэффициент внутреннего трения $f=0,86...1,0$ (в среднем 0,50...0,7). Сцепление C у песков измеряется преимущественно тысячными долями, но в единичных случаях достигает 0,01...0,02 МПа (в том числе за счет слабой цементации). Общий модуль деформации флювиогляциальных песков E составляет 30...70 МПа (в отдельных случаях достигает 100...120 МПа).

Суглинки и супеси, встречающиеся в толще песков в виде отдельных прослоев и линз, отличаются непостоянством своего состава и свойств. Модули деформации E у них обычно много ниже, чем у песков, и изменяются в широких пределах: от 7 до 33 МПа (обычно 12...18 МПа) у супесей, от 6 до 16 МПа (обычно 8...12 МПа) у суглинков [3].

Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений, залегающих на территории Беларуси, и показатели основных физических свойств приведены в таблицах 2.7 и 2.8.

Условия формирования и преобразования флювиогляциальных песков определяют значительную пространственную изменчивость их физико-механических свойств. В массивах песчаных отложений присутствуют разности различной плотности сложения (от рыхлых до плотных) [86]. Эти особенности влияют на формирование геологических опасностей в данном комплексе отложений. При высоких гидравлических градиентах песчаные грунты могут переходить в плавунное состояние при условии их вскрытия котлованами или горными выработками.

Таблица 2.7 – Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений юго-восточной части Беларуси (по материалам Л.Д. Медведева).

| Наименование отложений | Гранулометрический состав, % (размер частиц, мм) | | | | | |
|--|---|-----------|-------------|-------------|-------------|--------|
| | 10...2 | 2,0...0,5 | 0,50...0,25 | 0,25...0,10 | 0,1...0,005 | <0,005 |
| <i>Флювиогляциальные отложения времени отступления (сожского (московского) ледника)</i> | | | | | | |
| Песок крупный | 10,0 (4)* | 50,3 | 19,5 | 10,0 | 10,2 | 0,0 |
| Песок средней крупности | 7,9 (9) | 27,3 | 28,8 | 20,3 | 15,7 | 0,0 |
| Песок мелкий | 2,4 (4) | 8,2 | 31,3 | 40,1 | 18,0 | 0,0 |
| Песок пылеватый | 0,7 (20) | 6,1 | 17,7 | 30,7 | 44,8 | 0,0 |
| Супесь | 1,7 (4) | 6,7 | 6,0 | 15,0 | 61,9 | 8,7 |
| Суглинок | 0,8 (4) | 4,1 | 9,1 | 19,4 | 54,9 | 11,7 |
| <i>Флювиогляциальные отложения времени отступления днепровского ледника</i> | | | | | | |
| Песок средней крупности | 2,0 (2) | 20,9 | 43,4 | 16,6 | 15,6 | 1,5 |
| Песок пылеватый | 0,3 (2) | 6,0 | 23,1 | 22,6 | 46,8 | 1,2 |
| Супесь | 0,0 (2) | 0,2 | 1,6 | 2,2 | 87,7 | 8,3 |
| Суглинок | 0,5 (2) | 3,6 | 13,2 | 7,7 | 57,2 | 17,8 |
| Глина | 0,0 (2) | 1,5 | 7,6 | 25,3 | 37,9 | 27,7 |
| <i>Флювиогляциальные отложения времени отступления березинского (окского) ледника</i> | | | | | | |
| Песок средней крупности | 2,1 (3) | 17,4 | 43,3 | 22,0 | 14,4 | 0,8 |
| Песок мелкий | 0,8 (6) | 3,3 | 29,4 | 62,5 | 3,6 | 0,4 |
| Песок пылеватый | 0,2 (15) | 2,0 | 16,2 | 52,7 | 24,3 | 4,6 |
| Супесь | 0,3 (5) | 2,8 | 9,3 | 56,0 | 19,9 | 11,7 |
| Суглинок | 0,6 (3) | 2,8 | 8,5 | 48,0 | 22,6 | 17,5 |

* В скобках – число определений

Таблица 2.8 – Усредненные показатели основных физических свойств флювиогляциальных отложений Беларуси (по материалам [3], [86] и Л.Д. Медведева).

| Наименование грунтов | Естественная влажность ω , % | Плотность | | | Коэффициент пористости e , доли ед. | Коэффициент фильтрации K_f , м/сут. | Нижний предел пластичности W_p , % | Число пластичности I_p , % |
|--|-------------------------------------|-----------------------------------|--|--|---------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|------------------------------|
| | | грунта ρ , г/см ³ | сухого грунта ρ_d , г/см ³ | частиц грунта ρ_s , г/см ³ | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| Флювиогляциальные отложения времени отступления поозерского (валдайского) ледника | | | | | | | | |
| Песок мелкий | <u>6,78 (34)*</u> 3,5...15,9 | <u>1,71 (34)</u> 1,70...1,75 | <u>1,62 (34)</u> 1,61...1,64 | - | <u>0,66 (34)</u> 0,65...0,70 | - | - | - |
| Песок пылеватый | <u>12,37 (58)</u> 114...17,0 | <u>1,75 (58)</u> 1,75...1,76 | <u>1,56 (58)</u> 1,53...1,57 | - | <u>0,70 (58)</u> 0,69...0,72 | - | - | - |
| Флювиогляциальные отложения времени отступления сожского (московского) ледника | | | | | | | | |
| Песок гравелистый | 4,4 (9) | 1,76 (39) | 1,68 (39) | - | 0,58 (39) | - | - | - |
| Песок крупный | <u>4,10 (187)</u> 3,9...7,2 | <u>1,73 (187)</u> 1,72...1,82 | <u>1,65 (190)</u> 1,65...1,70 | - | <u>0,60 (190)</u> 0,56...0,60 | 12,1 (3) | - | - |
| Песок средней крупности | <u>4,23 (957)</u> 3,90...5,90 | <u>1,71 (957)</u> 1,69...1,81 | <u>1,64 (944)</u> 1,62...1,69 | = | <u>0,62 (946)</u> 0,57...0,64 | 7,17 (6) | - | - |
| Песок мелкий | <u>5,10 (601)</u> 4,6...6,5 | <u>1,69 (602)</u> 1,64...1,81 | <u>1,60 (620)</u> 1,56...1,69 | - | <u>0,65 (619)</u> 0,57...0,70 | 6,13 (4) | - | - |
| Песок пылеватый | <u>8,06 (97)</u> 6,3...11,1 | <u>1,76 (97)</u> 1,65...1,90 | <u>1,61 (117)</u> 1,55...1,75 | - | <u>0,65 (117)</u> 0,51...0,71 | 2,16 (18) | - | - |
| Флювиогляциальные отложения времени отступления днепровского ледника | | | | | | | | |
| Песок средней крупности | <u>5,33 (55)</u> 4,9...11,2 | <u>1,75 (55)</u> 1,71...1,93 | <u>1,65 (55)</u> 1,62...1,79 | 2,64 (2) | <u>0,61 (55)</u> 0,48...0,64 | 14,5 (2) | - | - |
| Песок мелкий | <u>4,94 (134)</u> 4,5...6,9 | <u>1,76 (136)</u> 1,66...1,88 | <u>1,68 (137)</u> 1,57...1,77 | - | <u>0,58 (137)</u> 0,50...0,69 | 2,41 (15) | - | - |
| Песок пылеватый | <u>10,02 (109)</u> 6,5...16,6 | <u>1,82 (111)</u> 1,69...1,95 | <u>1,70 (110)</u> 1,58...1,81 | 2,65 (2) | <u>0,56 (110)</u> 0,44...0,68 | 0,86 (25) | - | - |
| Супесь | 16,3 (2) | - | - | - | - | 0,07 (1) | 14,0 (2) | 4,0 (2) |
| Суглинок | 18,9 (2) | 2,06 (2) | 1,68 (2) | 2,64 (2) | - | 0,049 (1) | 13,0 (2) | 14,5 (2) |
| Глина | - | - | - | - | - | - | 18,5 (2) | 20,0 (2) |
| Флювиогляциальные отложения времени отступления березинского (окского) ледника | | | | | | | | |
| Песок средней крупности | - | - | - | - | - | 5,3 (2) | - | - |
| Песок мелкий | 6,3 (3) | 1,77 (3) | - | 2,65 (6) | 0,59 (4) | 7,8 (6) | - | - |

Продолжение таблицы

| | | | | | | | | |
|---|----------|----------|---|----------|----------|----------|----------|----------|
| Песок пылеватый | 10,7 (6) | 1,93 (3) | - | 2,65 (6) | 0,54 (6) | 3,2 (52) | - | - |
| Супесь | 15,9 (2) | - | - | - | - | 0,09 (8) | 13,2 (4) | 4,8 (4) |
| Суглинок | 17,0 (2) | - | - | - | - | 0,03 (5) | 14,0 (3) | 10,9 (3) |
| * В числителе – среднее арифметическое значение, в скобках – число определений; в знаменателе – минимальное и максимальное значения показателей | | | | | | | | |

2.2.3 Фациально-генетические комплексы перигляциальной формации

Перигляциальные отложения занимают довольно обширные территории по окраине древних оледенений. Образование их обусловлено деятельностью талых ледниковых вод и ветров (стоковые ветры).

К перигляциальным отложениям относятся следующие фациально-генетические комплексы [4]: зандровые; лессов и лессовидных пород; аллювиальных отложений (гляциоаллювий, криоаллювий).

Зандровый фациально-генетический комплекс

Генетический комплекс зандровых равнин представлен главным образом песками с включениями и прослойками гравия и гальки. Материал состоит из продуктов перемыывания морены. Зандры представляют собой слившиеся пологие конусы выноса больших радиусов, образующие пологоволнистые равнины, расположенные за внешним краем конечных морен. Для верхней части разреза характерно наличие многочисленных проявлений перигляциальных криотурбаций. Сразу же за конечной мореной песчаные отложения широко распространяются на площади, образуя равнинные зандры, а затем – южнее локализируются в речных долинах, формируя, так называемые, долинные зандры, боровые террасы и другие формы аллювиальных равнин.

Наиболее значительные площади зандровых равнин прослеживаются в Белорусском Полесье, в бассейне Западной Двины, в верховьях Днепра и Березины. Мощность крупных зандровых образований до 25...30 м, а в пределах распространения зандров поозерского (валдайского) оледенения – до 50 м [90].

Зандры в основном сложены разнообразными по гранулометрическому составу песками и песчано-гравийно-галечными отложениями. В расположении обломочного материала наблюдается отчетливая закономерность. По периферии краевых гряд (обычно на расстоянии до 1...3 км) залегает более грубый материал. Он размещен среди отложений в виде различных по величине линз и гнезд и построен из косо- и горизонтально слоистых серий (прослоев) мощностью от нескольких сантиметров до 1 метра и редко более. Иногда в зандрах наблюдается сравнительно тонкое переслаивание (мощностью в 3...10 см) песчано-гравийно-галечного материала. Песков разной зернистости и отдельных прослоев супесей или суглинков. По мере удаления от районов развития краевых гряд в зандрах резко снижается, содержание крупнообломочных частиц и отложения приобретают высокую однородность и мелкозернистость [11].

Обширные заболоченные пространства задровых равнин называются полесьями [3]. Инженерно-геологические условия полесий определяются необходимостью производства перед строительством различных профилактических работ в связи с избыточной влажностью (мелиорирование).

Фациально-генетический комплекс лессов и лессовидных пород

Распространение лессовых и лессовидных грунтов Беларуси довольно четко контролируется гипсометрическими особенностями территории: породы первого типа развиты в основном на абсолютных высотах 190...220 м, а второго – занимают более низкий уровень (145...180 м) и шире распространены в бассейне нижнего Сожа. Данный комплекс отложений залегает трансгрессивно на породах различного возраста – от днепровских моренных и водноледниковых до позерских (валдайских) озерных.

Лессовые породы Русской равнины формировались на окраине перигляциальной зоны в условиях холодного и сухого климата. Вследствие влияния факторов зональности и провинциальности, а также изменения положения ландшафтно-фациальных поясов при смене ледниковых эпох межледниковыми и осцилляциях ледника формирование лессовых пород в разных районах происходило неодинаково [3, 95].

Условия залегания лессовых пород для Русской равнины достаточно однообразны. Широко, почти повсеместно распространены голоценовые лессовые породы с остатками современной фауны и флоры; меньшее распространение имеют верхнеплейстоценовые, слагающие значительную часть разреза низких надпойменных террас и оснований склонов. Еще реже встречаются лессовые породы среднеплейстоценовые. Однако, в научной литературе есть и другие мнения о времени формирования лессовых пород Беларуси. Например, Л.Н. Вознячук [96] считал, что лессообразование закончилось во время браславской осцилляции поозерского (валдайского) оледенения (около 15...13 тыс. лет назад). Такого же взгляда придерживался А.А. Величко и другие исследователи, которые связывали главную фазу лессообразования для всего четвертичного периода со второй половиной поозерской (валдайской) эпохи (от 25 до 12-10 тыс. лет назад) [97].

В Беларуси типичные лессовые породы распространены в пределах Оршанско-Могилевской равнины и Смоленско-Московской возвышенности. Максимальные мощности лессовых пород (до 15...18 м) установлены в Горецком, Дубровенском, Мстиславском районах [6, 27].

Лессовые отложения представлены супесями и суглинками желтовато-бурыми, красновато-бурыми, тонкими, пылеватыми, слюдистыми, пористыми, очень часто тонкослоистыми, с гнездами и прослоями мощностью до 0,5 м алевроитов песчаных, песков мелкозернистых, редко разнозернистых. В обнажениях эти породы имеют четкую вертикальную отдельность. В основании лессовых толщ нередко наблюдается своеобразный базальный горизонт, представленный крупным псаммитовым материалом или гравием и галькой. В ряде случаев можно наблюдать, как вниз по разрезу суглинки и супеси постепенно переходят в мелкозернистые пески. Характерной особен-

ностью гранулометрического состава лессовых пород является повышенная или высокая пылеватость. Это, как правило, пылеватые или сильно пылеватые породы. Наклон суммарных кривых гранулометрического состава для лессов крутой (коэффициент сортировки $S_0 < 2,5$, отсортированность хорошая), а для лессовидных пород – пологий ($S_0 > 2,5$, отсортированность средняя $S_0 = (2,5 \dots 3,0)$ и низкая $S_0 > 4,5$) [98].

Лессовидные отложения, представляющие собой покровные аккумуляции, широко распространены в восточной части Беларуси в пределах Оршанско-Могилевского плато и на территории Минской, Новогрудской, Мозырской и Хойникско-Брагинской возвышенностей. Они залегают на моренных и краевых отложениях, реже перекрывают флювиогляциальные пески. Максимальные мощности лессовидных отложений (10...15 м) приурочены к восточным районам Беларуси и Мозырской возвышенности. На остальной территории мощность составляет от 1,5...2,0 до 8,0...9,0 м, и, в общем, редко превышает 5,0 м.

Полигенетические лессовидные отложения многими исследователями подразделяются на первичные и вторичные [99]. Например, в результате комплексного изучения лессовых образований Новогрудской возвышенности Л.Н. Вознячуком [96] выявлены явные признаки их вторичного накопления в ходе денудационного переотложения первичного лессовидного материала. В пределах возвышенности первичные лессовидные аккумуляции можно встретить очень редко, чаще там, где они заполняют морозобойные клинья, карманы, котлы, пронизывающие водно-ледниковые и краевые образования сожского (московского) оледенения. Иногда эти породы плащеобразно налегают на горизонт с криотурбациями. В позднем голоцене усилились делювиальные процессы, приведшие к накоплению достаточно мощных (до 8...10 м) шлейфов склоновых образований. Они представлены лессоподобными слоистыми суглинками, супесями, тонкими песками. Вторичные лессоподобные суглинки, супеси и пески следует отнести к делювиальным отложениям голоцена. Они заполняют днища и склоны балок, оврагов, а также тяготеют к склонам конечно-моренного рельефа. Это продукты переработки первичных лессовых образований, сформированных в позерское (валдайское) время.

Лессовидные породы как по составу, так и по литологическим особенностям существенно отличаются от лессовых пород. Лессовидные отложения представлены супесями, суглинками, редко – глинами желтовато-бурыми, бурыми, серовато-бурыми, часто пористыми, несколько слюдистыми, почти повсеместно с линзочками и тонкими (1...3 мм) прослойками песка светлосерого, мелкозернистого, пылеватого, полевошпатово-кварцевого, с единичными зернами мелкого гравия. Иногда супеси сменяются песком тонкозернистым, пылеватым, слюдистым полевошпатово-кварцевым. Взаимные переходы между супесями и песками постепенные. Обычно к подошве разреза лессовидных отложений глинистость увеличивается. Лессовидные отложения нередко трещиноватые.

Минеральный состав в основном гидрослюдистый, в виде примесей отмечается каолинит и монтмориллонит. В небольших количествах встречаются оксиды железа и карбонаты. Песчано-алевритовая фракция представлена кварцем, полевым шпатом, карбонатами, стяжениями карбонатов и гидроксидами железа [89]. Содержание карбонатов чаще всего составляет 1...6 %, иногда превышает 10 %.

Значения основных физических свойств лессовидных супесей [3]: естественная влажность $\omega=10...24$ %; число пластичности $I_p=6,2$ %; плотность $\rho=1,8$ г/см³; коэффициент пористости $e=0,69$; угол внутреннего трения $\varphi=22^\circ$; удельное сцепление $C=0,032$ МПа; модуль деформации $E=8$ МПа.

Значения основных физических свойств лессовидных суглинков: естественная влажность $\omega=19...21$ %; число пластичности $I_p=7,9...8,0$ %; плотность $\rho=1,86...1,90$ г/см³; коэффициент пористости $e=0,61...0,64$; угол внутреннего трения $\varphi=23...24^\circ$; удельное сцепление $C=0,027...0,029$ МПа; модуль деформации $E=6...7$ МПа. Некоторые показатели физических свойств верхнеплейстоценовых покровных отложений приведены в таблице 2.9.

Наиболее важная особенность лессовых грунтов состоит в склонности многих их разновидностей к просадкам. При замачивании без увеличения нагрузки они нередко дают значительную дополнительную осадку (просадку) провального характера [100, 101]. При полном водонасыщении лессовые грунты могут переходить в плавунное состояние.

Таблица 2.9 – Показатели некоторых физико-механических свойств покровных отложений юго-восточной части Беларуси (по материалам Л.Д. Медведева).

| Наименование грунтов | Естественная влажность ω , % | Плотность грунта ρ , г/см ³ | Коэффициент пористости e , доли ед. | Пределы пластичности | | | Модуль деформации, E , 10 ⁵ Па |
|----------------------|-------------------------------------|---|---------------------------------------|----------------------|------------------|------------------------------|---|
| | | | | верхний W_L , % | нижний W_P , % | Число пластичности I_p , % | |
| Супесь | 17,4 (8)* | 1,78 (2) | 0,55 (3) | 24,3 (7) | 18,0 (7) | 6,3 | - |
| Суглинок | 20,7 (5) | 2,08 (2) | 0,57 (3) | 26,5 (7) | 17,9 (7) | 8,6 | 80 |

* В скобках – число определений

С водонеустойчивостью, легкой и быстрой размываемостью и размокаемостью лессов и лессовидных пород связано широкое развитие опасных процессов: суффозии, образования провальных воронок, формирования оврагов, быстрого разрушения берегов рек, озер и водохранилищ, многочисленных оползней сплывов, солифлюкционных подвижек и др.

Аллювиальный фациально-генетический комплекс

В формировании аллювиальных отложений территории Беларуси особенно большую роль сыграло многократное оледенение. При этом строение аллювия во многом определяется положением речных долин относительно границ отдельных оледенений. Плейстоценовые оледенения оказали сущест-

венное влияние на фациальную структуру и вещественный состав аллювия. Ледниковые покровы, двигаясь к югу и юго-востоку, вызывали подпруживание рек, текущих им навстречу, что приводило к образованию в долинах озер. В связи с этим в строении речных террас, формировавшихся в эпохи оледенений (в особенности, верхнеплейстоценовых) в долинах рек бассейна Балтийского моря, большое участие принимают озерно-аллювиальные отложения. В подошве обычно залегают осадки базальной пристрежневой фаций аллювия, среди которых преобладают разномерные пески с галечником в основании. Перекрывающая их основная часть отложений, имеющая более широкое площадное распространение, представлена чередованием аллювиальных песков с озерными суглинками, супесями и глинами часто ленточной текстуры.

В тех случаях, когда ледники продвигались южнее главного европейского водораздела, создавались условия для свободного стока талых вод к югу. Реки с ледниковым питанием отличались длительным половодьем в течение всего летнего сезона и были перегружены обломочным материалом, что вызвало избыточную аккумуляцию аллювия и дробление реки на рукава. В мелководных протоках отлагались преимущественно пески, местами, переходящие в супеси. Для песков характерен разномерный состав, плохая отсортированность, значительная примесь пылеватых и глинистых частиц. Включения крупнообломочного материала встречаются лишь в непосредственной близости от края ледника, питавшего реку. Прослой глины и суглинков в толще песков обычно не имеют характерной для старичных отложений линзовидной формы, а ближе по условиям залегания к осадкам пойменных разливов или вторичных водоемов [3].

Мощные толщи аллювиальных отложений на территории Беларуси зарегистрированы в четвертичном покрове на разных стратиграфических уровнях, особенно широко они развиты в долинах и пра-долинах таких крупных рек, как Днепр, Сож, Березина, Неман, Припять и др.

Аллювиальные толщи в основном сложены песками с линзами и прослоев супесей и суглинков. Мощность таких накоплений во многих случаях составляет 20...40 м, а иногда отмечаются и более значительные горизонты (например, по рекам Днепр, Сож и др.). Наиболее полно представлен и изучен аллювий, сформировавшийся в течение поозерского (валдайского) оледенения. Им сложены надпойменные террасы (обычно их отмечается две) преобладающего большинства белорусских рек, особенно относящихся к бассейну Черного моря.

Наибольшие площади надпойменные отложения занимают вдоль Припяти и ее притоков. Здесь они распространены в виде извилистой полосы, то расширяющейся до 30...50 км, то сужающейся до нескольких километров. Такие же образования прослеживаются на Днепре до города Жлобина главным образом по правобережью полосой шириною 0,5...10 км, а ниже – заметно шире (например, до 20...35 км в междуречье Днепра и Сожа). Значительные площади заняты аллювием и в долинах других рек. На первой над-

пойменной и второй террасах рек Днепр и Припять в пределах Белорусского Полесья широко развиты эоловые процессы, формирующие здесь дюны, бугры, гряды, котловины выдувания и пр.

Образование аллювия второй надпойменной террасы в основном происходило в оршанское (pz₁III), а первой – в браславское (pz₃III) время [11]. Почти всегда рассматриваемые отложения слоистые. Слоистость горизонтальная, косая. Прослой невыдержанные по мощности и простиранию. Правда, в отличие от аллювия внеледниковой зоны здесь слабее выражены фации, из-за чего горизонт имеет более однородное строение.

По литологическому составу аллювиальные отложения напоминают зандровые. На площадях, удаленных от районов развития краевых образований, они в основном представлены песками. В них на частицы псефитовой размерности в большинстве случаев приходится доли процента. Крупнопесчаная фракция чаще составляет 1...15 %. Более значительным бывает содержание зерен 0,5...0,25 мм (обычно около 8...25 %). Зато фракция 0,25...0,1 мм почти повсеместно преобладает. На нее обычно приходится 40...70 %, нередко больше. Количественно значение фракции 0,1...0,5 мм скромнее (преимущественно 5...25 %), а более мелких частиц и того меньше (в основном 1...15 %) [102]. Большой однородностью гранулометрического состава отличаются пески юга республики (Полесье).

Основные показатели физико-механических свойств аллювиальных отложений [86]: естественная влажность $\omega=2,8...9,0$ %; плотность грунта $\rho=1,71...1,84$ г/см³; коэффициент пористости $e=0,59...0,61$; степень влажности $S_r=0,8...1,0$; карбонатность =3 %; водопроницаемость $K_{\phi}=10^{-2}...10^{-4}$ м/сут (очень низкая); набухаемость до 40 %; усадка около 7 %; угол внутреннего трения $\phi=30...31^\circ$; удельное сцепление $C=0,01...0,04$ МПа; модуль деформации $E=19...25$ МПа. Кроме того, гранулометрический состав и основные показатели физико-механических свойств аллювиальных отложений приведены в таблицах 2.10, 2.11 и 2.12.

Таблица 2.10 – Гранулометрический состав аллювиальных отложений юго-восточной части Беларуси (по материалам Л.Д. Медведева).

| Наименование отложений | Гранулометрический состав, % (размер частиц, мм) | | | | | |
|-------------------------|---|-----------|-------------|-------------|-------------|--------|
| | 10...2 | 2,0...0,5 | 0,50...0,25 | 0,25...0,10 | 0,1...0,005 | <0,005 |
| <i>Современные</i> | | | | | | |
| Песок гравелистый | 37,0 (10)* | 27,1 | 15,0 | 12,3 | 8,6 | 0,0 |
| Песок крупный | 9,0 (9) | 53,2 | 19,8 | 10,4 | 7,6 | 0,0 |
| Песок средней крупности | 3,4 (49) | 21,3 | 37,0 | 26,5 | 11,8 | 0,0 |
| Песок мелкий | 0,8 (85) | 7,7 | 26,3 | 47,6 | 17,6 | 0,0 |
| Песок пылеватый | 0,5 (33) | 7,1 | 19,4 | 35,4 | 37,6 | 0,0 |
| Супесь | 2,0 (8) | 5,7 | 10,1 | 19,9 | 53,1 | 9,2 |

Продолжение таблицы 2.10

| | | | | | | |
|---------------------------------|-----------|------|------|------|------|------|
| Суглинок | 0,1 (7) | 4,0 | 12,7 | 23,6 | 48,0 | 11,6 |
| <i>Верхнеплейстоценовые</i> | | | | | | |
| Песок гравелистый | 36,8 (11) | 27,4 | 10,4 | 7,7 | 17,6 | 0,1 |
| Песок крупный | 12,5 (22) | 50,1 | 20,9 | 9,1 | 7,4 | 0,0 |
| Песок средней крупности | 3,4 (70) | 20,7 | 40,4 | 23,4 | 12,1 | 0,0 |
| Песок мелкий | 0,1 (97) | 8,5 | 31,9 | 40,9 | 18,6 | 0,0 |
| Песок пылеватый | 0,7 (175) | 6,2 | 21,0 | 34,3 | 37,6 | 0,2 |
| Супесь | 0,6 (24) | 3,8 | 8,3 | 18,4 | 60,3 | 8,6 |
| Суглинок | 1,8 (24) | 6,7 | 6,2 | 10,2 | 60,9 | 14,2 |
| * В скобках – число определений | | | | | | |

Таблица 2.11 – Показатели основных физических свойств аллювиальных отложений юго-восточной части Беларуси (по материалам Л.Д. Медведева).

| Наименование грунтов | Естественная влажность ω , % | Плотность | | | Коэффициент пористости e , доли ед. | Коэффициент фильтрации K_f , м/сут. | Нижний предел пластичности W_p , % | Число пластичности I_p , % |
|-----------------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|--|--|---------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|------------------------------|
| | | грунта ρ , г/см ³ | сухого грунта ρ_d , г/см ³ | частиц грунта ρ_s , г/см ³ | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| <i>Современные</i> | | | | | | | | |
| Песок гравелистый | - | - | - | - | - | 11,5 (4)* | - | - |
| Песок крупный | - | - | - | - | - | 23,3 (7) | - | - |
| Песок средней крупности | 6,3 (4) | 1,73 (3) | 1,46 (2) | 2,62 (2) | - | 11,2 (42) | - | - |
| Песок мелкий | 10,8 (2) | - | 1,48 (2) | - | - | 7,0 (58) | - | - |
| Песок пылеватый | 15,3 (2) | 1,79 (8) | 1,68 (8) | 2,65 (2) | 0,70 (7) | 3,3 (65) | - | - |
| Супесь | 17,4 (8) | 1,78 (2) | - | - | - | 0,311 (11) | 13,8 (10) | 6,0 (10) |
| Суглинок | | | | | | | | |
| <i>Верхнеплейстоценовые</i> | | | | | | | | |
| Песок гравелистый | - | - | - | - | 0,65 (2) | 11,8 (9) | - | - |
| Песок крупный | 4,5 (2) | 1,74 (2) | 1,66 (2) | - | 0,61 (2) | 16,4 (2) | - | - |

Продолжение таблицы 2.11

| | | | | | | | | |
|-------------------------|------------|------------|------------|-----------|-----------|------------|-----------|----------|
| Песок средней крупности | 5,7 (9) | 1,76 (11) | 1,64 (11) | - | 0,63 (8) | 10,8 (97) | - | - |
| Песок мелкий | 5,4 (17) | 1,76 (15) | 1,67 (15) | - | 0,69 (15) | 7,4 (88) | - | - |
| Песок пылеватый | 10,3 (183) | 1,95 (185) | 1,78 (185) | 2,65 (12) | - | 2,8 (337) | - | - |
| Супесь | 20,2 (2) | 2,02 (5) | 1,66 (2) | 2,68 (5) | 0,56 (4) | 0,066 (89) | 16,0 (26) | 4,8 (18) |
| Суглинок | 22,0 (21) | 2,07 (5) | 1,86 (2) | 2,70 (3) | 0,61 (5) | 0,044 (36) | 18,4 (21) | 8,5 (21) |

* В скобках – число определений

Таблица 2.12 – Некоторые значения показателей механических свойств аллювиальных отложений юго-восточной части Беларуси (сдвиг при нагрузке 0,1; 0,2; 0,3 МПа) (по материалам Л.Д. Медведева).

| Наименование грунта | Условия опыта | Угол внутреннего трения ϕ , град | Сцепление, C , 10^5 Па | Модуль деформации, E , 10^5 Па |
|-----------------------------|-------------------------|---------------------------------------|----------------------------|------------------------------------|
| <i>Современные</i> | | | | |
| Песок мелкий | консолидированный сдвиг | 27 (3)* | 0 (3) | - |
| Песок пылеватый | консолидированный сдвиг | 32 (3) | 0,2(3) | - |
| <i>Верхнеплейстоценовые</i> | | | | |
| Песок средней крупности | консолидированный сдвиг | 35 (2) | 0,04 (2) | 300 (2)** |
| Песок мелкий | консолидированный сдвиг | 32 (2) | 0,02 (2) | 280 (2) |
| Песок пылеватый | консолидированный сдвиг | 35 (2) | 0,01 (2) | - |
| Супесь | консолидированный сдвиг | 21 (2) | 0,25 (2) | 160 (2) |
| Суглинок | консолидированный сдвиг | 30 (2) | - | - |

* В скобках – число определений
 ** Модуль общей деформации в интервале давлений $(1,0...2,0) \cdot 10^5$ Па

В районах распространения краевых ледниковых образований в толще аллювия появляются линзы, прослои или гнезда крупнообломочного материала. Гранулометрические параметры этого материала сходны с параметрами потоково-ледниковых песчано-гравийно-галечных отложений, отличаясь либо несколько меньшим содержанием валунов и крупных галек, а также большей однородностью [11].

2.2.4 Фациально-генетические комплексы внеледниковой формации

В состав внеледниковой формации на территории республики входят аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, болотные, эоловые, пролювиальные, делювиальные, коллювиальные и другие фациально-генетические комплексы отложений. Наиболее распространенными из них являются аллювиальные, озерные и болотные аккумуляции.

Аллювиальный фациально-генетический комплекс

Голоценовый аллювий в сравнении с аллювием ледниковых эпох отличается более четкой фациальной и механической дифференциацией осадков [3]. В этом комплексе выделяют три главнейших фациальных типа осадков: русловой; прирусловой; пойменный и старичный аллювий. На территории Беларуси первый преобладает, занимая от половины до 2/3 объема речных осадков. Роль пойменных фаций выше у отложений рек Балтийского бассейна, старичные фации занимают более видное место (до четверти объема) в аллювиальных толщах Полесья. Мощность голоценового аллювия составляет 20... 38 м.

Русловой аллювий слагает отмели, острова, косы. В равнинных реках он представлен хорошо отмытым, ритмично сортированным песком с крупной косой слоистостью.

Прирусловой аллювий образуется в прирусловой части поймы, в связи с тем, что здесь во время половодий замедляется движение воды, переходящей из русла на заросшую пойму, из потока выпадают наносы, задерживаясь в прирусловых кустарниках. Прирусловые валы на равнинах сложены песками с примесью мелкого гравия с неправильно косослоистой текстурой.

Пойменный и старичный аллювий формируется во время половодий. Для пойменных отложений характерен песчано-алевритовый состав осадков с текстурами течений, волнений и ряби.

Старичные отложения формируются в отмерших руслах рек и по своим особенностям схожи с озерными отложениями. Состав их суглинистый с высоким содержанием растительных осадков, часто встречаются гиттии. С инженерно-геологической точки зрения весьма неблагоприятны в связи со значительной влажностью, сжимаемостью, низкой сопротивляемостью сдвигу, агрессивными свойствами грунтовых вод.

Современный аллювий почти целиком приурочен к отложениям пойменных террас, а у рек бассейна Балтийского моря (Неман, Зап. Двина и др.) кое-где слагает еще и низкие надпойменные террасы.

По гранулометрическому составу пески, доминирующие среди современных аллювиальных образований, напоминают подобные аллювиальные породы плейстоценового возраста, хотя и несколько отличаются более широким распространением мелкозернистых разностей и большим содержанием алеврито-глинистых примесей (таблица 2.10). Содержание частиц меньше 0,05 мм в большинстве случаев составляет 5...20 %; на фракцию 0,1...0,05 мм приходится 5...25 %. Фракция 0,25...0,1 мм часто является ос-

новой (40...92 %). Для частиц размером 0,5...0,25 мм наиболее характерны содержание от 2 до 25 %. Количество более крупных фракций непостоянно.

Встречающиеся в аллювии линзы песчано-гравийно-галечного материала в среднем содержат 0,0...2,5 % валунов, 12...30 % галек, 25...45 % гравия, 30...60 % зерен песчаной размерности и около 2...7 % алеврито-глинистых частиц.

В особенностях свойств аллювия отразились общие закономерности состава и поведения аллювия плейстоценового возраста, в результате переработки которого современный аллювий в основном и сформировался [11].

Некоторые показатели физико-механических свойств аллювиальных грунтов приведены в таблицах 2.11 и 2.12.

Фациально-генетический комплекс озерных отложений

Важное место в осадконакоплении принадлежит озерам. По данным О.Ф. Якушко [17], на территории республики насчитывается более 10 тысяч озер, наибольшее количество которых сосредоточено в Белорусском Поозерье и Полесье. В озерах накапливаются минеральные, органо-минеральные и органические осадки. Они представлены разномерными песками (преимущественно мелко-тонкозернистыми), нередко карбонатными, заиленными, а также супесями, глинами, илами и сапропелями. Средняя мощность толщи озерных аккумуляций может варьировать от 3 до 7 м, максимальная достигает 20...25 м и более.

Формирование геологических опасностей может быть связано с различным физическим состоянием пород по плотности, пористости, влажности и консистенции; анизотропией свойств, обусловленной слоистостью. Глинистые разности часто обогащены органикой и другими примесями.

Болотные комплексы сложены низинными, переходными и верховыми торфами. Низинные торфяники распространены повсеместно, но наибольшие массивы их встречаются в пределах Полесского региона. Верховые и переходные торфяники, главным образом, развиты в Поозерье, в пределах Центрально-Березинской равнины и на юге республики в Столинском районе. Мощность торфяных залежей невыдержана и может изменяться от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. На моренных равнинах болотные отложения, как правило, отличаются меньшей мощностью и мозаичностью распространения. Самые мощные толщи болотных образований приурочены к заполненным осадками озерным котловинам.

Некоторые показатели физических свойств озерно-болотных грунтов приведены в таблице 2.13.

Таблица 2.13 – Показатели некоторых физических свойств озерно-болотных отложений юго-восточной части Беларуси (по материалам Л.Д. Медведева).

| Наименование грунта | Естественная влажность ω , % | Плотность грунта ρ , г/см ³ | Плотность частиц грунта ρ_s , г/см ³ | Коэффициент фильтрации K_f , м/сут | Степень разложения, % | Зольность, % | Потери при прокаливании, % |
|---|-------------------------------------|---|--|--|-----------------------|--------------|----------------------------|
| Торф | 75,0 (18)* | 0,84 (5) | 1,57 (5) | $\frac{0,260 (32)}{0,226 \dots 0,282}$ | 35 (32) | 27,3 (34) | 36,4 (6) |
| * В числителе – среднее арифметическое значение, в скобках – число определений; в знаменателе – минимальное и максимальное значения показателей | | | | | | | |

Торф и заторфованные породы имеют весьма высокую естественную влажность, малую плотность, большую влагоемкость. Это чрезвычайно неравномерно, сильно и длительно сжимаемая порода с повышенными сорбционными способностями, что и определяет возможность возникновения геологических опасностей при освоении данных территорий.

3 ПРИРОДНАЯ ОПАСНОСТЬ РАЗВИТИЯ ПОДТОПЛЕНИЯ (РЕГИОНАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ)

3.1 Условия формирования подтопления

Беларусь относится к наиболее увлажненным зонам Европы [22]. Среднегодовое количество осадков здесь составляет 650...700 мм. Преобладающими категориями рельефа являются плоские и пологоволнистые равнины и низины ледникового, водно-ледникового, аллювиального и озерно-аллювиального генезиса, нередко заболоченные, грядово-увалисто-холмистые краевые ледниковые образования, речные долины и котловины озер. Глубина залегания уровня грунтовых вод изменяется от долей метра в поймах рек и на заболоченных территориях до 15...16 м в пределах эоловых и камовых образований (в среднем 2...4 м) [6]. Климатические условия, состав поверхностных отложений, слабая дренированность большей части территории, небольшие глубины залегания уровней грунтовых вод создают предпосылки для формирования опасности подтопления осваиваемых территорий. Теоретические и прикладные аспекты проблемы опасности подтопления для Беларуси к настоящему времени являются мало изученными, поэтому в данной работе эти вопросы рассмотрены подробно.

Процесс подтопления очень широко рассмотрен в научной и нормативной литературе с различных точек зрения [28, 55, 60, 103...129 и др.]. Интерпретации этого понятия у различных исследователей можно свести к следующему. Процесс подтопления – это опасный геологический процесс, формирующийся под действием природных и техногенных факторов. В результате подтопления происходит повышение УГВ или вод сезонной верховодки (формирование техногенного водоносного горизонта и верховодки) и/или влажности горных пород, превышающие определенные критические значения и нарушающие необходимые условия для сохранения экосистем и хозяйственного использования территории. Основным общим условием его формирования является превышение питания подземных вод (грунтовых, верховодки, техногенных водоносных горизонтов) над их разгрузкой [28, 55, 111 и др.].

Данная формулировка определения процесса подтопления представляется недостаточно точной. Проблему подтопления следует рассматривать с позиций нарушения водного баланса в целом, а не только его составной части – баланса подземных вод. В последнем случае техногенные факторы формирования подземных вод аддитивно накладываются на естественные. Действительно, общим условием повышения УГВ (или вод сезонной верховодки) и/или влажности горных пород является превышение питания подземных вод над их разгрузкой, но это относится только к водопроницаемым грунтам.

Вода жидкой компоненты, находящаяся в грунтах, энергетически неоднородна. Согласно классификации Р.И. Злочевской (1988) [130], вода в

грунтах может относиться к трем основным категориям: связанной, переходного типа и свободной. Способность грунта вмещать максимальное количество воды, обусловленное его структурными особенностями и, прежде всего, той или иной категорией пористости называется влагоемкостью [130]. Емкостные свойства грунтов зоны аэрации и гравитационная емкость безнапорных пластов определяют механизм формирования процесса подтопления. В водопроницаемых грунтах дополнительные объемы воды в основном вызывают повышение УГВ, а в слабопроницаемых и относительноводонепроницаемых породах – расходятся на увеличение влажности пород зоны аэрации.

С точки зрения формирования процесса подтопления важно различать движение воды в полностью водонасыщенных грунтах – фильтрацию воды и в неполностью насыщенных – влагоперенос. Как известно, основной характеристикой водопроницаемости грунтов является коэффициент фильтрации K_f (м/сут.). Механизмы внутреннего влагообмена в ненасыщенных грунтах (вязкое течение и диффузия пара, вязкое течение жидкого конденсата и пленок) характеризуются коэффициентом влагопроводности K_v (см/с) [130]. По мере увеличения степени заполнения пор водой коэффициент влагопроводности (K_v) возрастает и в состоянии полного водонасыщения достигает значений, равных коэффициенту фильтрации (K_f) данного грунта.

В гидрогеологии потоки по характеру верхней границы делятся на безнапорные (со свободной поверхностью) и напорные (с напорной поверхностью) (рисунок 3.1) [131]. Более четко и достоверно деление на напорные и безнапорные пласты обосновывается по физической сущности емкостных свойств пласта, которые в напорных пластах отражают влияние упругой емкости пород и характеризуются коэффициентом упругой емкости пласта μ^* , тогда как в безнапорных пластах определяющей является гравитационная емкость, характеризующаяся величиной коэффициента гравитационной емкости μ [131]. С этой точки зрения представляет интерес обоснование напорности схемы водоносного пласта двухслойного строения (рисунок 3.1в), когда проницаемость покровных отложений существенно меньше проницаемости основного водоносного пласта. По качественным признакам такой поток может быть признан напорным. Однако гидродинамический анализ позволяет утверждать [131], что в этом случае поток в основном водоносном пласте достаточно хорошо связан со свободной поверхностью в покровном слое и при длительных нестационарных процессах его емкость имеет гравитационный характер, т.е. при изучении региональной фильтрации такой поток обычно должен рассматриваться как безнапорный. Имея в виду эти особенности, В.М. Шестаков предложил выделять такой поток в отдельный тип – субнапорный поток [131].

Таким образом, при формировании опасности техногенного подтопления возможны три варианта.

- В **безнапорных** пластах, характеризующихся гравитационной емкостью, опасность подтопления определяется повышением УГВ, т.е. происходит подтопление территорий.

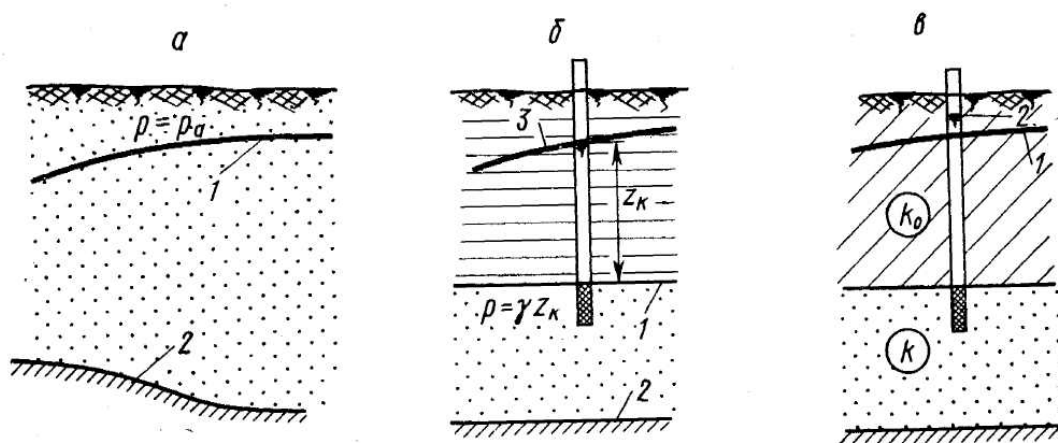


Рисунок 3.1– Типы потоков по напорности [131]

а – безнапорный, б – напорный, в – субнапорный; 1 – свободная поверхность, 2 – уровень в покровных отложениях, 3 – напорная поверхность; p – давление на поверхности потока, p_0 – атмосферное давление, Z_k – избыточный напор, k_0 – коэффициент фильтрации покровных отложений, k – коэффициент фильтрации основного водоносного пласта

- Опасность подтопления малопроницаемых грунтов (суглинков, глин), являющихся **кровлей напорного пласта** с определенной упругой емкостью, определяется изменением несущей способности грунтов, обусловленным повышением их влажности.

• При формировании опасности подтопления малопроницаемых грунтов (супесей), являющихся **кровлей субнапорного пласта** определяющим фактором является время и объемы дополнительной инфильтрации. При кратковременном формировании процесса подтопления и/или незначительных объемах дополнительной инфильтрации происходит влагоперенос в зоне аэрации; развитие процесса происходит по второму варианту. При длительных процессах и/или значительных объемах дополнительной инфильтрации коэффициент влагопроводности ($K_{и}$) возрастает и в состоянии полного водонасыщения достигает значений, равных коэффициенту фильтрации ($K_{ф}$). На этой стадии подтопление развивается по первому варианту.

Подтопление, как и любой другой геологический процесс, достигает максимального развития в строго определенных природных условиях. Основными из них являются: климат, расчлененность рельефа, геологическое строение (особенно поверхностных отложений), положение регионального базиса подпора грунтовых вод, проявления неотектонических движений, геоморфологические особенности изучаемой территории.

При формировании процесса подтопления осваиваемых территорий на природные условия накладываются еще и соответствующие техногенные факторы. В этом случае техногенные факторы начинают контролировать природные. Таким образом, на региональном уровне при формировании процесса подтопления главенствующими являются природные условия, а на субрегиональном и локальном уровнях существенную роль играют техногенные факторы, которые могут оказаться приоритетными.

Повышение уровня грунтовых вод и/или образование верховодки, а также увеличение влажности грунтов может вызвать подтопление только на территориях с определенным видом землепользования и только в том случае, если это произойдет в пределах «зоны активности». Эта зона охватывает ту часть подземного пространства застроенных территорий, где находятся строительные конструкции, грунты оснований зданий и сооружений или массивы нестабильных пород, подверженных инженерно-геологическим процессам. В пределах сельскохозяйственных, рекреационных и парковых территорий «зона активности» охватывает почвенный покров на всю глубину его генетического профиля [111]. В зависимости от источников питания выделяют три основных типа подтопления: градостроительный (городской), гидротехнический и ирригационный [128].

Например, при гидротехническом подтоплении на прибрежных территориях возникает подпор подземных вод, связанный с прохождением в реках весенних паводков или с созданием водохранилищ [27].

При ирригационном (на орошаемых территориях) в связи с сезонными подачами большого количества воды резко возрастает инфильтрационное питание подземных вод в целом. Причем ежегодное орошение вызывает в итоге устойчивый подъем уровней грунтовых вод и формирование подтопления сопредельных территорий [28]. В Беларуси, по данным Министерства статистики и анализа, площадь орошаемых земель в конце 2004 года составляла 114100 га или 0,55 % территории республики.

Наибольшую опасность процесс подтопления представляет для городов, поселков и других населенных мест. В 2005 году под застройкой и местами общего пользования было занято 472200 га или 0,44 % территории Беларуси. Формирование подтопления здесь связано как с техногенным нарушением структуры водного баланса, так и с величиной заглубления подземных сооружений и частей зданий и начинается уже на стадии строительства и находит дальнейшее развитие при эксплуатации [28].

Формирование подтопления носит скрытый (латентный) характер, а его развитию свойственна «ползучесть» и поэтому его воздействия являются неожиданными, что усиливает их опасный характер [28, 112]. В этой связи своевременный прогноз подтопления осваиваемой территории и сооружение специальной системы борьбы с ним, т.е. предупредительных и защитных мероприятий, являются необходимым условием нормальной хозяйственной деятельности.

В различных инженерно-геологических условиях развитие процесса подтопления происходит по-разному. В основу типизации территории Беларуси по опасности подтопления положен формационный анализ поверхностных отложений. В качестве основной таксономической единицы, характеризующейся однородностью инженерно-геологических условий, рассматривается фациально-генетический комплекс [4]. Комплексы отложений с одинаковым характером протекания процесса подтопления отнесены к одному типу по опасности подтопления.

3.2 Типизация территории Беларуси по геологической опасности развития подтопления

С учетом интерпретаций понятия подтопления, приводимых различными авторами [28, 55, 111, 128 и др.], представляется целесообразным дать определение следующим образом. *Подтопление территорий* – это опасный геологический процесс, при котором происходит повышение УГВ или формирование техногенного водоносного горизонта в безнапорных и субнапорных пластах, характеризующихся определенной водопроницаемостью грунтов, а также повышение или формирование техногенного уровня сезонной верховодки, превышающее принятый для данного вида землепользования порог геологической безопасности*. Подтопление формируется под действием природных и/или техногенных факторов; основным общим условием является превышение питания подземных вод (грунтовых, верховодки, техногенных водоносных горизонтов) над их разгрузкой. Исследования выполняются в контурах внешних гидродинамических границ объектов.

При типизации территории Беларуси по опасности подтопления учитывалось районирование рассматриваемого региона по условиям формирования режима грунтовых вод, выполненное В.И. Бучуриным, М.В.Фадеевой, Н.Р. Ярошевичем [132]. Вся территория республики отнесена ими к провинции сезонного весеннего и осеннего питания, что выражается в общности годового хода уровня: периодам питания повсеместно соответствуют весенний и осенний подъемы, разделенные летним и зимним спадами. Однако, их величина и сроки наступления различны (рисунок 3.2).

*Порог геологической безопасности – предельное критическое значение показателя, характеризующего опасное воздействие, при превышении которого действие инженерно-геологических процессов начинает угрожать данному объекту, его надежности, например критический уровень подземных вод [128]. Это определение может быть расширено, т.к. при превышении порога геологической безопасности в широком понимании нарушаются необходимые условия для сохранения экосистем и хозяйственного использования территории.

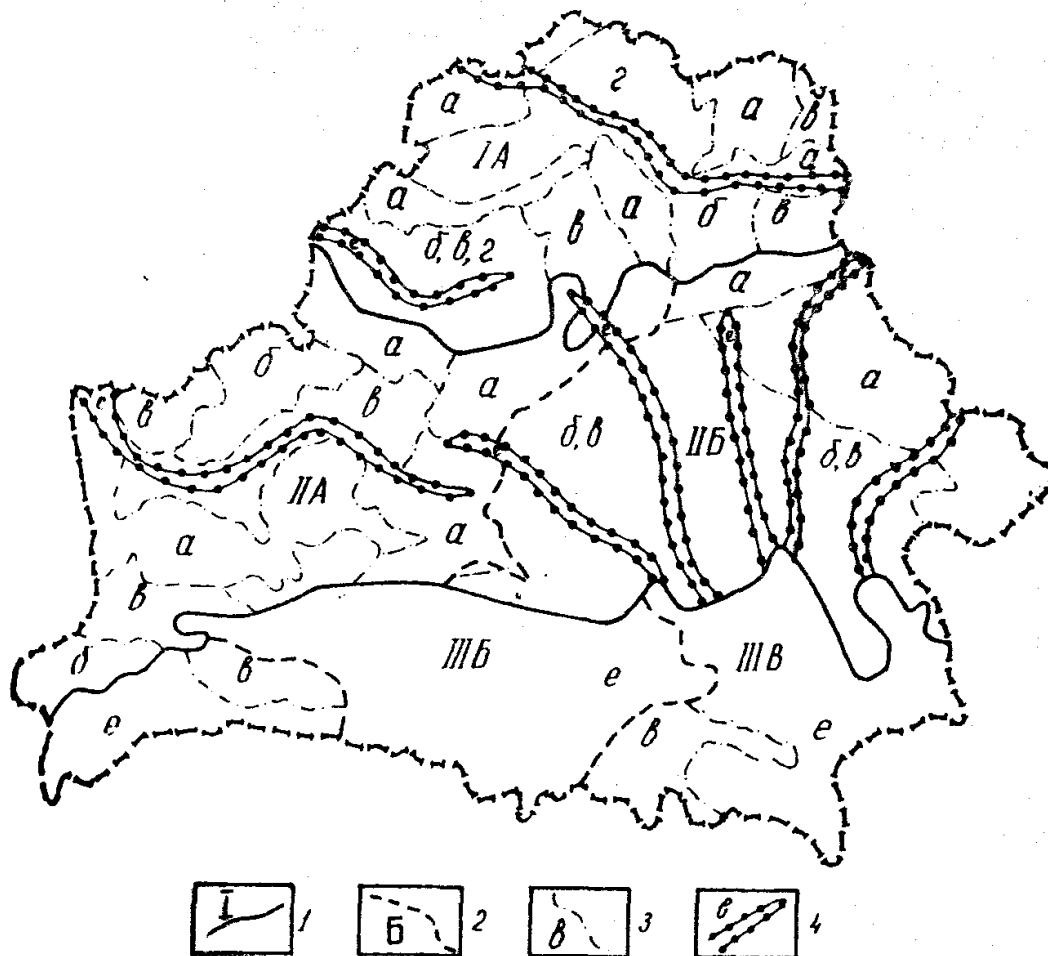


Рисунок 3.2 – Схематическая карта районирования территории Беларуси по условиям формирования режима грунтовых вод [132]. Легенда к карте приведена в таблице 3.1

Границы и индексы: 1 – зон; 2 – подзон; 3 – областей; 4 – областей аллювиальных равнин и долин рек в зонах I, II.

В основу выделения следующих таксономических единиц – зон – положены достаточно хорошо выраженные климатическая зональность территории и ее геоморфологические особенности. Выделяются три зоны: северная, центральная и южная. Их границы в основном совпадают с границами сожского (московского) и поозерского (валдайского) оледенений.

Климатические характеристики зон определяют, при прочих равных условиях, устойчивость и величину параметров режима грунтовых вод (величину и время наступления экстремальных положений уровня, амплитуды его колебания и т.д.).

Усиление континентальности климата вызывает его заметные изменения с запада на восток, что в совокупности с гидрогеологическими особенно-

стями территории, обусловленными морфогенетическим строением рельефа, позволяет в центральной и южной зонах выделить подзоны.

Зоны (подзоны) по особенностям формирования режима грунтовых вод, связанным с генезисом рельефа, подразделяются на области. На территории Беларуси выделено шесть областей, которые приурочены соответственно к моренным возвышенностям и грядам, моренным водно-ледниковым, озерно-ледниковым, лессовым равнинам и аллювиальным равнинам и долинам рек (рисунок 3.2).

Каждая область характеризуется глубиной расчлененности рельефа, составом рельефообразующих пород. Эти характеристики определяют уклоны потока грунтовых вод, преобладающие глубины их залегания, фильтрационные свойства водовмещающих пород и пород зоны аэрации.

Этими же авторами [132] на основании проведенного гидродинамического анализа и привлечения статистических методов выделены четыре основные градации глубин залегания уровня, отличающиеся условиями питания и разгрузки грунтовых вод. В условиях залегания уровня на глубине до 0,5 м формирование режима грунтовых вод обусловлено влиянием инфильтрации и испарения, в меньшей степени – притока со стороны или снизу.

При этом годовая инфильтрация по абсолютной величине превышает любую другую из статей баланса. На глубинах от 0,5 до 1,5 м ведущей статьей баланса становится испарение. Когда глубина залегания 1,5...4,0 м, отмечается наиболее полная структура баланса, включающая инфильтрацию и испарение, приток и отток. Глубины залегания уровня более 4 м характеризуются преобладанием притоковых и оттоковых статей баланса.

Как известно, в общем случае подтопленными считаются участки территории, где первый от поверхности водоносный горизонт поднимается к поверхности земли до глубины менее 3 метров [60]. Таким образом, территории по подтоплению подразделяются на:

- подтопленные в естественном состоянии;
- подтапливаемые только при наличии техногенных факторов;
- не подтапливаемые или трудноподтапливаемые даже при наличии техногенных факторов (рисунок 3.3, таблица 3.2).

К первым двум типам относятся территории, сложенные межморенными и надморенными плейстоценовыми песчано-глинистыми образованиями, свойства которых близки между собой. Для них характерно наличие неоднородных пород, слабопроницаемых прослоек, на которых может образовываться верховодка и, которые являются искусственными барьерами, препятствующими оттоку подземных вод; относительно высокое положение уровней грунтовых вод (от долей метра до 15...16 м). Грунтовые воды, приуроченные, главным образом, к верхнечетвертичным и современным аллювиальным, озерно-аллювиальным и озерно-болотным, а также флювиогляциальным надморенным отложениям поозерского (валдайского), сожского (московского) и днепровского времени, имеют между собой тесную гидравлическую взаимосвязь и представляют единый водоносный комплекс [6]. Для

данных отложений характерен общий механизм формирования техногенного подтопления.

Таблица 3.1 – Легенда к схематической карте районирования территории Беларуси по условиям формирования режима подземных вод [132].

| Провинция | Наименование и характеристика | | | | | |
|--|--|---|---------------------------|--|--------------------------------------|--|
| | Зон | | | Подзон | Областей | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Провинция сезонного весеннего и осеннего питания | I. Белорусское Поозерье | Рельеф поозерского (валдайского) оледенения, свежий, преимущественно ледниково-аккумулятивный, климат – прохладный, избыточно влажный | I.A. Белорусское Поозерье | Рельеф сложный холмисто-низинный $t_{январь} = 6,1 \dots 8,2^0$ $t_{июль} = 17,0 \dots 17,5^0$ $K_{увл.} = 1,04 \dots 1,20$ $K_{тепл.} = 0,94 \dots 0,98$ $\Sigma_{ос.} = 750 \dots 800$ мм Исп. (м) = 570...610 мм Исп. (б) = 390...430 мм Подз. сток = 40...160 мм у.с.п. = 100...140 дней $C_n = 60 \dots 90$ мм д.к.с. – 1...10. 04 | а) моренные возвышенности и гряды | Н = до 125 м Рельефообразующие породы – моренные суглинки, реже – супеси, водноледниковые пески, в котловинах – озерно-болотные образования, встречаются лессовидные отложения; $K_{\phi} = 1,3 \dots 4,7$ м/сут Грунтовые воды спорадического распространения |
| | | | | | б) моренные равнины | Н = 25...50 м Рельефообразующие породы – моренные суглинки, супеси; $K_{\phi} = 1,3 \dots 4,7$ м/сут Грунтовые воды спорадического распространения |
| | | | | | в) водноледниковые равнины | Н = 10...75 м Рельефообразующие породы – водноледниковые пески и супеси, озерноледниковые пылеватые супеси и пески; $K_{\phi} = 4,0 \dots 15,6$ м/сут $h = 1 \dots 3$ м |
| | | | | | г) озерноледниковые равнины | Н = 10...25 м Рельефообразующие породы – озерноледниковые глины, ленточные озерные суглино-супеси; $K_{\phi} = 2,2$ м/сут $h = 1 \dots 3$ м |
| | | | | | е) аллювиальные равнины и долины рек | Рельефообразующие породы – пески; $K_{\phi} = 8,3$ м/сут $h = 1 \dots 3$ м |
| Провинция сезонного весеннего и осеннего питания | II. Белорусская гряда с прилегающими равнинами | Рельеф сожского (московского) оледенения, заметно денудированный, преимущественно ледниково-аккумулятивный. Климат – умеренно теплый, избыточно увлажненный (западной части умеренно увлажненный) | II.A. Белорусская гряда | Рельеф холмисто-низинный $t_{январь} = 4,5 \dots 6,5^0$ $t_{июль} = 17,5 \dots 18,5^0$ $K_{увл.} = 0,85 \dots 1,20$ $K_{тепл.} = 0,94 \dots 1,08$ $\Sigma_{ос.} = 750 \dots 850$ мм Исп. (м) = 550...610 мм Исп. (б) = 430...470 мм Подз. сток = 20...170 мм у.с.п. = 85...120 дней $C_n = 50 \dots 80$ мм д.к.с. – 15...25. 03 | а) моренные возвышенности и гряды | Н = 25...175 м Рельефообразующие породы – моренные суглинки и супеси, реже – водноледниковые пески, в котловинах – озерно-болотные образования и лессовидные отложения; $K_{\phi} = 3,7 \dots 10,9$ м/сут Грунтовые воды спорадического распространения |
| | | | | | б) моренные равнины | Н = 25...50 м Рельефообразующие породы – моренные суглинки, супеси; $K_{\phi} = 3,7 \dots 10,9$ м/сут Грунтовые воды спорадического распространения |
| | | | | | в) водноледниковые равнины | Н = 25...50 м Рельефообразующие породы – водноледниковые пески и супеси, реже – моренные супеси и суглинки и озерноледниковые отложения; $K_{\phi} = 2,7 \dots 7,2$ м/сут $h = 1 \dots 5$ м |
| | | | | | е) аллювиальные равнины и долины рек | Рельефообразующие породы – пески; $K_{\phi} = 7,2 \dots 11,1$ м/сут $h = 0 \dots 2$ м |

Продолжение таблицы 3.1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--|--|--|---|---|--------------------------------------|--|
| | II. Белорусская гряда с прилегающими равнинами | Рельеф сожского (московского) оледенения, заметно денудированный, преимущественно ледниково-аккумулятивный. Климат – умеренно теплый, избыточно увлажненный (западной части умеренно увлажненный) | II.Б. Приледниковые равнины Белорусской гряды | Рельеф равнинно-платообразный $t_{явн.} = 7,5...8,0^0$ $t_{июля} = 17,5...18,5^0$ $K_{увл.} = 1,00...1,07$ $K_{тепл.} = 0,97...1,00$ $\Sigma_{ос.} = 700...800$ мм Исп. (м) = 570...590 мм Исп. (б) = 450...490 мм Подз. сток = 120...135 мм у.с.п. = 85...120 дней $C_n = 50...80$ мм д.к.с. – 20...30. 03 | а) моренные возвышенности и гряды | $H = 25...50$ м Рельефообразующие породы – моренные супеси и суглинки перекрытые лессовыми и лессовидными отложениями, обогащенные карбонатами Грунтовые воды спорадического распространения |
| | | | | | б) моренные равнины | $H = 10...25$ м Рельефообразующие породы – моренные супеси и суглинки Грунтовые воды спорадического распространения |
| | | | | | в) водно-ледниковые равнины | $H = 10...25$ м Рельефообразующие породы – водно-ледниковые пески и супеси и суглинки |
| | | | | | в) водно-ледниковые равнины | $K_{ф} = 2,7...7,2$ м/сут Мощность зоны аэрации колеблется в широких пределах |
| | | | | | д) лессовые равнины | $H = 25...75$ м Рельефообразующие породы – лессовидные суглинки и лессовидные породы Грунтовые воды спорадического распространения |
| | | | | | е) аллювиальные равнины и долины рек | Рельефообразующие породы – пески $K_{ф} = 7,2...11,1$ м/сут $h = 0...3$ м |
| Провинция сезонного весеннего и осеннего питания | III. Белорусское Полесье | Рельеф сожского (моковского) и днепровского оледенений, сильно денудированный, остаточной, ледниково-аккумулятивный. Климат – теплый, умеренно влажный | III.А. Западное Полесье | Рельеф однородный низинный с участками мелкохолмистого $t_{явн.} = 4,3...5,5^0$ $t_{июля} = 18,0...18,5^0$ $K_{увл.} = 0,60...0,85$ $K_{тепл.} = 1,08...1,13$ $\Sigma_{ос.} = 650...700$ мм Исп. (м) = 545...560 мм Исп. (б) = 470...490 мм Подз. сток = 30...50 мм у.с.п. = 70...95 дней $C_n = 40$ мм д.к.с. – до 15. 03 | в) водно-ледниковые равнины | $H = \text{до } 25$ м Рельефообразующие породы – водно-ледниковые пески, моренные суглинки $h = 1...3$ м |
| | | | | | е) аллювиальные равнины и долины рек | $H = \text{до } 25$ м Рельефообразующие породы – водно-ледниковые, древнеаллювиальные и аллювиальные пески $K_{ф} = 3,4...9,8$ м/сут $h = 0...3$ м |

Продолжение таблицы 3.1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|--------------------------|---|---|---|--------------------------------------|--|
| Провинция сезонного весеннего и осеннего питания | III. Белорусское Полесье | Рельеф сожского (московского) и днепровского оледенений, сильно денудированный, останцевой, ледниково-аккумулятивный. Климат – теплый, умеренно влажный | III.Б. Центральное Полесье | Рельеф однородный низинный заболоченный $t_{\text{января}} = 5,0 \dots 6,0^0$ $t_{\text{июля}} = 18,0 \dots 18,5^0$ $K_{\text{увл.}} = 85 \dots 1,00$ $K_{\text{тепл.}} = 1,00 \dots 1,08$ $\Sigma_{\text{ос.}} = 650 \dots 700$ мм Исп. (м) = 550...590 мм Исп. (б) = 450...490 мм Подз. сток = 40...50 мм до 100 мм у.с.п. = 70...90 дней $C_n = 40 \dots 50$ мм д.к.с. – 15...20.03 | е) аллювиальные равнины и долины рек | Н = до 10 м Рельефообразующие породы – водноледниковые, древнеаллювиальные и аллювиальные пески, торфяники; $K_{\phi} = 3,4 \dots 9,8$ м/сут = 0...3 м |
| | | | III.В. Восточное Полесье | Рельеф однородный низинный заболоченный $t_{\text{января}} = 5,0 \dots 6,0^0$ $t_{\text{июля}} = 18,0 \dots 18,5^0$ $K_{\text{увл.}} = 85 \dots 1,00$ $K_{\text{тепл.}} = 1,00 \dots 1,08$ $\Sigma_{\text{ос.}} = 650 \dots 700$ мм Исп. (м) = 550...590 мм Исп. (б) = 450...490 мм Подз. сток = 40...50 мм до 100 мм у.с.п. = 70...90 дней $C_n = 40 \dots 50$ мм д.к.с. – 15...20.03 | в) водноледниковые равнины | Н = до 75 м Рельефообразующие породы – водноледниковые песчаные отложения, моренные суглинки, лессовидные; суглинки $h = 1 \dots 3$ м |
| | | | | | е) аллювиальные равнины и долины рек | Н = до 25 м Рельефообразующие породы – водноледниковые, древнеаллювиальные и аллювиальные пески, торфяники; $K_{\phi} = 3,4 \dots 9,8$ м/сут $h = 0 \dots 3$ м |
| | | | Условные обозначения | | | |
| $t_{\text{января}}$ – средняя температура января; $t_{\text{июля}}$ – средняя температура июля; $K_{\text{увл.}}$ – коэффициент увлажнения; $K_{\text{тепл.}}$ – коэффициент теплообеспеченности; $\Sigma_{\text{ос.}}$ – годовая сумма атмосферных осадков; Исп. (м) – суммарное испарение за год с поверхности минеральных почв; Исп. (б) – суммарно испарение за год с поверхности болот | | | Подз. сток – подземный сток в реки; у.с.п. – число дней в году с устойчивым снежным покровом; C_n – запас влаги в снежном покрове; д.к.с. – дата конца снеготаяния; Н – глубина эрозионных врезов; K_{ϕ} – коэффициенты фильтрации пород зоны аэрации и водовмещающих отложений; h – преобладающая мощность зоны аэрации | | | |

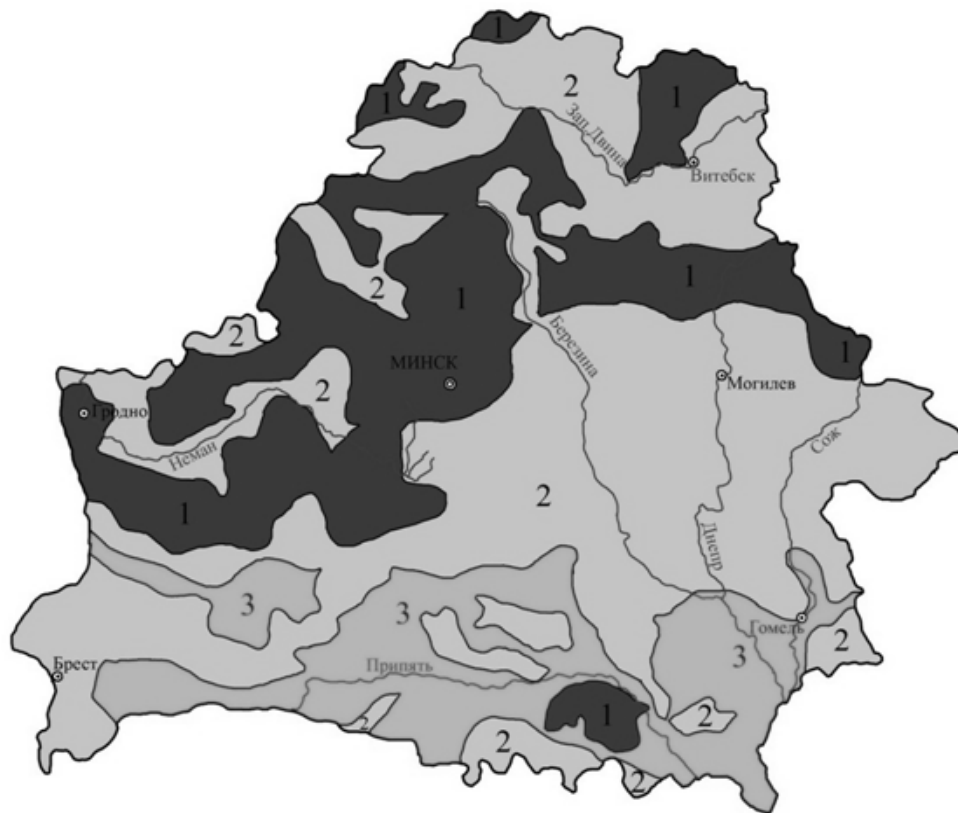


Рисунок 3.3 – Схема типизации территории Беларуси по геологической опасности подтопления. Легенда к схеме – в таблице 3.2.

1 – территории не подтапливаемые или трудноподтапливаемые; 2 – территории подтапливаемые только при наличии техногенных факторов; 3 – территории подтопленные в естественном состоянии.

Территории, подтопленные или затопленные в естественном состоянии. К ним относятся озерно-аллювиальные низины, характеризующиеся глубиной залегания грунтовых вод менее 3 м (рисунок 3.3). Типовой график режима уровня грунтовых вод представлен на рисунке 3.4а...е. Сильное влияние на режим грунтовых вод пойм оказывает гидрологический режим водотоков, что выражается в синхронности колебания их уровня, а также в уменьшении сезонных и годовых амплитуд по мере удаления от реки [132]. Величина амплитуды зависит от характера изменения уровня реки. Для Западной Двины, Немана, Днепра, Припяти, Березины характерны значительные различия отметок паводковых и меженных уровней. Колебания уровня в притоках этих рек отличаются меньшей годовой и многолетней амплитудами, но большей динамичностью в течение года. Например, годовая амплитуда уровня грунтовых вод на поймах Днепра и Припяти достигает 3,0 м, а на поймах их притоков не превышает 1,5 м. Таким образом, для выделенных территорий техногенная составляющая подтопления не вызовет нарушений

естественного равновесия и с инженерно-геологической точки зрения существенной роли не играет. Геологическая среда таких территорий мало чувствительна к техногенной составляющей подтопления. Определенные неудобства здесь связаны с проведением строительных работ.

Таблица 3.2 – Легенда к схеме типизации территории Беларуси по геологической опасности подтопления.

| Подразделение территорий по подтоплению | Фациально-генетические комплексы | Характеристика территории | Примечания |
|--|--|--|--|
| 1 | Ледниковые отложения | Моренные возвышенности, гряды и равнины с поверхности сложенные преимущественно валунными суглинками, супесями, песками, песчано-гравийными отложениями. Грунтовые воды спорадического распространения, $K_{\phi} = 1,3 \dots 4,7$ м/сут. | Возможно формирование вод спорадического распространения в линзах проницаемых пород на тех участках, где эти отложения залегают вблизи дневной поверхности. Способ уменьшения опасности – регулирование поверхностного стока |
| Неподтапливаемые или трудно-подтапливаемые даже при наличии техногенных факторов | | | |
| 2 | Лессы и лессовидные породы | Лессовые равнины. Рельефообразующие породы – лессовидные суглинки и лессовидные породы. Грунтовые воды спорадического распространения, $K_{\phi} = 0,001 \dots 8,5$ м/сут | |
| Подтапливаемые только при наличии техногенных факторов | | | |
| | Аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерно-болотные и флювиогляциальные надморенные отложения | Аллювиальные и водно-ледниковые равнины и долины рек. Рельефообразующие породы – водно-ледниковые пески, супеси и суглинки; древнеаллювиальные и аллювиальные пески, торфяники. Глубина залегания уровня грунтовых вод $> 3,0$ м. $K_{\phi} = 2,7 \dots 15,6$ м/сут. | Формируют единый водоносный горизонт. Способ уменьшения опасности – регулирование испарения и режима подземных вод |
| | 3 | Аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерно-болотные отложения | Аллювиальные и водно-ледниковые равнины и долины рек. Рельефообразующие породы – древнеаллювиальные и аллювиальные пески, торфяники. Глубина залегания уровня грунтовых вод $< 3,0$ м. $K_{\phi} = 2,7 \dots 15,6$ м/сут. |
| Подтопленные в естественном состоянии | Озерно-ледниковые отложения | Озерно-ледниковые равнины Рельефообразующие породы – озерно-ледниковые глины, ленточные озерные суглинки и супеси. Глубина залегания уровня грунтовых вод $1 \dots 3$ м. В вертикальном направлении практически водонепроницаемы | |

Территории, подтапливаемые только при наличии техногенных факторов. Озерно-ледниковые и водно-ледниковые низины и равнины характеризуются низкой естественной дренированностью – расчлененность рельефа составляет 1...2 до 5...10 м/км², возрастает в долинных участках до 10...20, иногда 40...50 м/км² (Чашникская водно-ледниковая низина) [12]. Уровни грунтовых вод залегают на глубинах 2...10 м [133]. Естественные уровни грунтовых вод находятся в критическом состоянии. При дополнительном техногенном питании существующий уровень грунтовых вод будет повышаться, на линзах слабопроницаемых грунтов может формироваться техногенная верховодка, что обусловит переход территорий в подтопленное состояние. Типовой график режима уровня грунтовых вод представлен на рисунке 3.4 ж,з.

На территориях такого типа при развитии техногенного подтопления возможно возникновение опасностей, представляющих угрозу для здоровья людей (появление сырости в местах проживания), их благосостояния (затопление заглубленных помещений, резко осложняются условия содержания и ремонта систем водо-, электро- и газоснабжения, ускоряется их износ и т.д.) и в целом для экологической обстановки (появление комаров, угнетение зеленых насаждений и т.д.). Возникает угроза возникновения социального, экономического и экологического рисков. Снижение опасности в таких условиях обуславливается регулированием испарения и режима подземных вод.

К территориям не подтапливаемым или трудноподтапливаемым даже при наличии техногенных факторов относятся моренные и конечно-моренные отложения (ледниковый фациально-генетический комплекс). Они, как правило, не образуют водоносных комплексов, поэтому сложенные ими территории не представляют особой опасности с точки зрения подтопления (рисунок 3.3, таблица 3.2). Здесь могут сформироваться воды спорадического распространения в линзах проницаемых пород на тех участках, где эти отложения залегают вблизи поверхности.

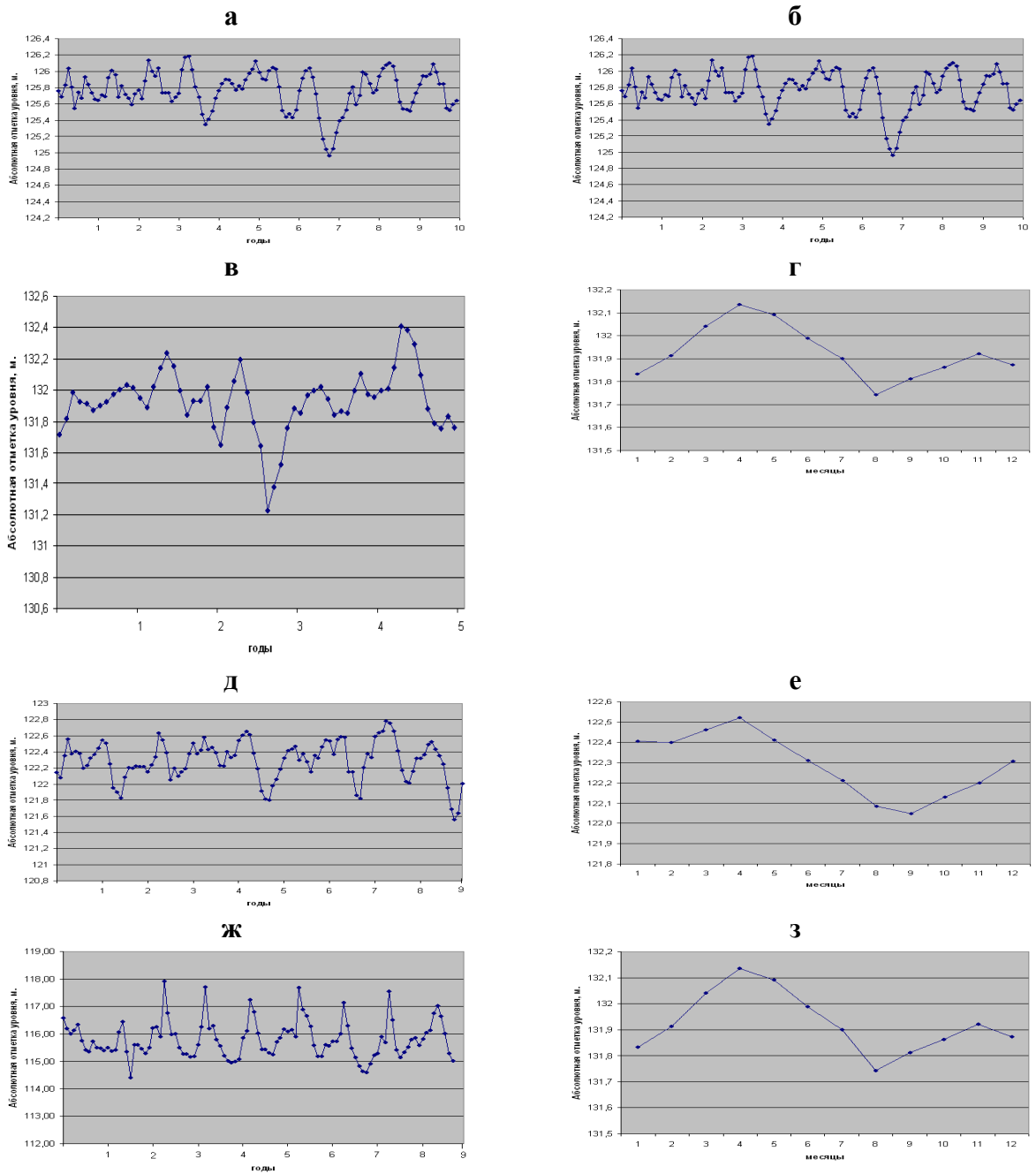


Рисунок 3.4 – Типовые графики режима уровня грунтовых вод юго-востока Беларуси

а, б – пойма (а – за 10 лет, б – за 1 год); в, г – I надпойменная терраса (в – за 10 лет, г – за 1 год); д, е – II надпойменная терраса (д – за 10 лет, е – за 1 год); ж, з – флювиогляциальная равнина (ж – за 10 лет, з – за 1 год).

3.3 Геологическая опасность развития подтопления грунтов

Подтопление грунтов – опасный геологический процесс увеличения влажности малопроницаемых грунтов (супесей, суглинков, глин), обусловленный влагопереносом, до значений, превышающих порог геологической безопасности. Общим условием формирования является расход дополнительных объемов воды на увеличение емкостных запасов зоны аэрации. Подтопление грунтов формируется под действием в основном техногенных факторов; исследования, как правило, проводятся в зоне влияния инженерных сооружений.

Инженерно-геологические особенности глинистых пород (ледникового фациально-генетического комплекса и комплекса лессов и лессовидных пород) определяют характер формирования подтопления. Данные отложения характеризуются невысокими значениями допустимой неразмывающей скорости потока: у песков – 0,30...0,55 м/с; у лессов и супесей – 0,65...0,75 м/с; у суглинков безвалунных – 0,55...1,00 м/с [3]. Лессовые и глинистые отложения в маловлажном состоянии способны концентрировать в себе поверхностный сток. Причем, грунты с незначительной влажностью, как правило, размокают, а значит, и размываются значительно быстрее, чем водонасыщенные разности [130]. Это приводит к тому, что на территориях, сложенных в первую очередь легко размываемыми лессовыми и лессовидными породами, а также моренными отложениями развита овражно-балочная сеть, которая обеспечивает хорошие условия дренирования. Глубина расчленения рельефа в Беларуси общем составляет от 5...10 м/км² до 20...40 м/км²; на Свенцянской, Нарочанской и Минской краевых грядах – 50...70 м/км², а в Мозыре достигает 80 м/км² [12]. Многие овражно-балочные системы являются местами разгрузки грунтовых вод. На моренных равнинах местными регуляторами стока, кроме того, являются заболоченные и заторфованные понижения. Таким образом, развитие дренажных систем в значительной степени определяет состояние грунтов, режим поверхностного стока и уровни грунтовых вод.

При освоении территории структура поверхностного стока существенно меняется. Система дождевой канализации не компенсирует естественную дренированность территории, а заключение в коллекторы ложбин, ручьев и речек, а также засыпка оврагов и заболоченных понижений усугубляет ситуацию, что приводит к застаиванию воды и подтоплению грунтов, особенно в период интенсивных осадков. На участках распространения лессов и лессовидных пород техногенные изменения дренированности территорий приводят к формированию суффозионно-просадочных западин, а перевод части поверхностного стока в подземный при строительстве и эксплуатации ливневой канализации – к формированию суффозии и пlyingунов. Поэтому, для снижения геологической опасности развития техногенного подтопления территорий, сложенных породами такого типа в первую очередь нужно обращать внимание на техногенные изменения условий и структуры поверхностного стока.

Повышение влажности грунтов при подтоплении вызывает ослабление межагрегатных связей, что, в свою очередь, ведет к изменению консистенции грунтов до текучей, снижению угла внутреннего трения и удельного сцепления, изменению деформируемости. В результате развития этих процессов могут происходить неравномерные деформации зданий и сооружений [28, 53 и др.].

Нормативными документами [134] при проектировании оснований, сложенных не полностью водонасыщенными ($S_r < 0,8$) глинистыми грунтами, рекомендуется учитывать возможность снижения их прочностных и деформационных характеристик вследствие повышения влажности грунтов в процессе строительства и эксплуатации.

По характеристикам механических свойств грунта (углу внутреннего трения – φ , удельному сцеплению – C , модулю деформации E) и значению расчетного сопротивления R_0 можно судить о его несущей способности, деформируемости и возможности использования в качестве основания фундамента. Основными показателями для этой цели служат модуль деформации E и расчетное сопротивление R_0 . Грунты принято считать малосжимаемыми (а, следовательно, надежными в качестве оснований сооружений), если модуль деформации $E \geq 20$ МПа; среднесжимаемыми – при $20 > E \geq 5$ МПа; сильносжимаемыми, если $E < 5$ МПа [135]. Опирайте фундаменты на сильносжимаемые грунты (к которым относятся, в том числе, пылевато-глинистые грунты с показателем текучести, превышающем 0,75) небезопасно, и использовать эти грунты в качестве оснований капитальных зданий нормативными документами не допускается [135].

При подтоплении застроенных территорий происходит изменение влажности пород от первых процентов вплоть до полного водонасыщения. Таким образом, их несущая способность может значительно меняться и переходить через критическую отметку.

Анализ нормативных значений модуля деформации и расчетных сопротивлений пылевато-глинистых непросадочных грунтов (таблицы 3.3, 3.4) показывает, что увеличение влажности, а, следовательно, показателя текучести, например, для флювиогляциальных суглинков, от 0 до 75 приводит к уменьшению модуля деформации от 27 до 17, т.е. в 1,7 раза. Таким образом, грунт из категории малосжимаемых переходит в категорию среднесжимаемых. С другой стороны, по данным Е.С. Дзекцера [136], после подтопления происходит снижение величины модуля деформации для непросадочных суглинков в 1,5...2,0, по другим данным [45, 53] от 2,0...3,5 до 4...5 раз соответственно. Кроме того, сцепление в этом случае может уменьшиться в 2...2,5 раза, угол внутреннего трения на 10...15 % [45].

Таблица 3.3 – Нормативные значения модуля деформации пылевато-глинистых нелессовых грунтов (из СНиП 2.02.01-83 [137] и СП 50-101-2004 [138] с сокращениями)

| Происхождение грунтов | Наименование грунтов и пределы нормативных значений их показателей текучести | | Модуль деформации грунтов E, МПа при коэффициенте пористости e, равном | | | | | | |
|--|--|------------------------|--|------|------|------|------|------|------|
| | | | 0,45 | 0,55 | 0,65 | 0,75 | 0,85 | 0,95 | 1,05 |
| Аллювиальные, делювиальные, озерные, озерно-аллювиальные | Суглинки | $0 \leq I_L \leq 0,25$ | 34 | 27 | 22 | 17 | 14 | 11 | - |
| | | $0,25 < I_L \leq 0,5$ | 32 | 25 | 19 | 14 | 11 | 8 | - |
| | | $0,5 < I_L \leq 0,75$ | - | - | 17 | 12 | 8 | 6 | 5 |
| | Глины | $0 \leq I_L \leq 0,25$ | - | 28 | 24 | 21 | 18 | 15 | 12 |
| | | $0,25 < I_L \leq 0,5$ | - | - | 21 | 18 | 15 | 12 | 9 |
| | | $0,5 < I_L \leq 0,75$ | - | - | - | 15 | 12 | 9 | 7 |
| Флювиогляциальные | Суглинки | $0 \leq I_L \leq 0,25$ | - | 40 | 33 | 27 | 21 | - | - |
| | | $0,25 < I_L \leq 0,5$ | - | 35 | 28 | 22 | 17 | 14 | - |
| | | $0,5 < I_L \leq 0,75$ | - | - | - | 17 | 13 | 10 | 7 |

Расчетное сопротивление, например, суглинков при коэффициенте пористости 0,7 при изменении показателя текучести от 0 до 1 уменьшается от 250 до 180 кПа, т.е. в 1,4 раза (28 %) (таблица 3.4). Для песчаных грунтов, например, песков плотных пылеватых, при изменении их состояния от мало-влажного до насыщенного водой, расчетное сопротивление уменьшается в два раза (таблица 3.5).

О.А. Маковецкий приводит следующие данные, полученные при изучении четвертичных пылевато-глинистые грунтов тугопластичной и полутвердой консистенции мощностью 6...12 м (г. Пермь) [118]. В ходе эксплуатации зданий происходили интенсивные протечки на вводах водонесущих коммуникаций, а, следовательно, затопление подвалов и технических подполий. Грунты, залегающие в основании зданий, приобрели мягко- и текучепластичную консистенцию. Это привело к значительному, а главное неравномерному снижению прочности и деформационных характеристик: модуля деформации грунта на 35...40 %, удельного сцепления на 40...60 % (таблица 3.6).

Таблица 3.4 – Расчетные сопротивления R_0 пылевато-глинистых (не-просадочных) грунтов [137, 138]

| Пылевато-глинистые грунты | Коэффициент пористости e , доли ед. | Значения R_0 , кПа, при показателе текучести грунта | |
|---------------------------|---------------------------------------|---|---------|
| | | $I_L=0$ | $I_L=1$ |
| Супеси | 0,5 | 300 | 200 |
| | 0,7 | 250 | 150 |
| Суглинки | 0,5 | 300 | 250 |
| | 0,7 | 250 | 180 |
| | 1,0 | 200 | 100 |
| Глины | 0,5 | 600 | 400 |
| | 0,6 | 500 | 300 |
| | 0,8 | 300 | 200 |
| | 1,1 | 250 | 100 |

Таблица 3.5 – Расчетные сопротивления R_0 песчаных грунтов (из СНиП 2.02.01-83 [137] и СП 50-101-2004 [138] с сокращениями)

| Пески | Значения R_0 , кПа в зависимости от плотности сложения песков | |
|--|---|-------------------|
| | плотные | средней плотности |
| Мелкие: маловлажные влажные и насыщенные водой | 400 | 300 |
| | 300 | 200 |
| Пылеватые: маловлажные влажные насыщенные водой | 300 | 250 |
| | 200 | 150 |
| | 150 | 100 |

Таблица 3.6 – Изменение характеристик грунтов в ходе подтопления [118]

| | Удельный вес грунта γ , кН/М ³ | Удельное сцепление C , кПа | Угол внутреннего трения ϕ , град. | Модуль деформации E , МПа |
|-----------------------------|--|------------------------------|--|-----------------------------|
| Вне зоны подтопления | | | | |
| | 19,1...9,3 | 26...28 | 19...21 | 8...10 |
| В зоне подтопления | | | | |
| Контур здания | 18,3...18,6 | 14...16 | 13...15 | 5...6 |
| Ввод коммуникаций | 17,1... 17,4 | 11...13 | 11...13 | 3...5 |

Изменения физико-механических свойств грунтов при подтоплении исследовались на территориях различных городов России. Данные, приведенные в таблице 3.7, однозначно свидетельствуют об уменьшении несущей способности грунтов и увеличении их деформируемости.

С ростом влажности основания также происходит снижение величины расчетного сопротивления сжатию грунтов в пределах 15...20 %, и в результате в ряде точек под зданием оно становится меньше, чем давление на основание от сооружения. Это приводит к интенсивному развитию осадок и к увеличению их неравномерности в контурах здания. Существенная неравномерность осадок основания приводит к развитию повреждений в несущих конструкциях зданий.

И.А. Бусел [86] исследовал зависимость изменения основных показателей физико-механических свойств от влажности в том числе моренных супесей и суглинков приповерхностных горизонтов в г. Гомеле. Характерными свойствами этих грунтов являются низкая степень влажности и повышенная пористость. При этом наиболее значительное уменьшение прочностных характеристик происходит в диапазонах изменения степени влажности 0,4...0,5 и 0,6...0,7, причем больше реагирует на изменение влажности удельное сцепление. При полном водонасыщении ($S_r=1$) при испытаниях под водой существенного уменьшения прочностных и деформационных характеристик не установлено.

Таблица 3.7 – Изменения физико-механических свойств грунтов при подтоплении территорий городов России [112]

| Объект | Угол внутреннего трения, град | Сцепление, МПа | Модуль деформации, МПа |
|--------------------|-------------------------------|--------------------|---------------------------------|
| Новосибирск | <u>25...27</u> * | <u>0,02...0,07</u> | <u>7,3...8,4</u> |
| | 22...25 | 0,009...0,02 | 2,9...3,9 |
| Краснодарский край | <u>18...19</u> | <u>0,09...0,1</u> | - |
| | 15...16 | 0,04...0,05 | - |
| Сальск | <u>28</u> | <u>0,03</u> | - |
| | 25 | 0,01 | - |
| Георгиевск | - | - | <u>7,8...14,1</u> 3,7...4,3 |
| Новочеркасск | - | - | <u>1,5...17,6</u> 3,7...4,3 |
| | - | - | <u>10,8...16,7</u> 3,9...4,9 |
| Одесса | - | - | <u>10,8...16,7</u> 3,9...4,9 |

* Над чертой – до подтопления; под чертой – после подтопления.

И.А. Бусел [86] рекомендует для практического использования ориентировочные значения коэффициента снижения модуля деформации K_{ω}^E , представляющего собой отношение E при природной влажности к E при прогнозной (в условиях полного водонасыщения):

$$\begin{array}{ll} \text{при } S_r = 0,4 \dots 0,5 & K_{\omega}^E = 1,7 \dots 2,7, \\ \text{при } S_r = 0,6 \dots 0,7 & K_{\omega}^E = 1,4 \dots 1,6, \\ \text{при } S_r = 0,8 \dots 0,9 & K_{\omega}^E = 1,2 \dots 1,3. \end{array}$$

K_{ω}^E увеличивается при повышении влажности и удельных нагрузок на грунт.

Н.Н. Маслов (1949, 1968) предложил выразить сопротивление сдвигу трехчленной формулой [139]:

$$\tau_{p\omega} = \sigma \cdot \operatorname{tg} \varphi_{\omega} + \Sigma_{\omega} + C_c, \quad 3.1$$

где σ – нормальное напряжение;

φ_{ω} – угол внутреннего трения при влажности ω ;

Σ_{ω} – связность породы обратимого характера при влажности ω ;

C_c – жесткое структурное сцепление за счет необратимых связей.

Такое разделение структурного сцепления на две компоненты позволяет учесть различное влияние коагуляционных и фазовых контактов на сдвиговые характеристики. При отсутствии фазовых и переходных контактов структурное сцепление глинистых пород определяется исключительно коагуляционными контактами, т.е. $C_c \approx \Sigma_{\omega}$. Поэтому величина сцепления существенно зависит от плотности и влажности породы, дисперсности и гидрофильности слагающих породу минералов, степени ориентированности частиц в плоскости сдвига и т.д. [139]. В породах с преобладанием фазовых контактов структурное сцепление почти полностью определяется C_c , величина которого слабо зависит от влажности и состава глинистой породы. В глинах со смешанным типом контактов структурное сцепление определяется обеими компонентами, т.е. $C = \Sigma_{\omega} + C_c$. Причем при нормальных нагрузках, меньших прочности структуры ($\sigma < P_c$), наибольшую роль играет величина C_c , а при $\sigma > P_c$ – величина Σ_{ω} . Следовательно, влияние влажности на прочностные свойства глинистых грунтов сказывается в большей степени при наличии коагуляционных, в меньшей степени – смешанных типов контактов при нормальной нагрузке превышающей структурную прочность грунтов.

Зависимость прочности образцов Na-форм монтмориллонита, гидростлюды и каолинита от влажности была изучена В.И. Осиповым [139]. Эта зависимость имеет сложный характер (рисунок 3.5).

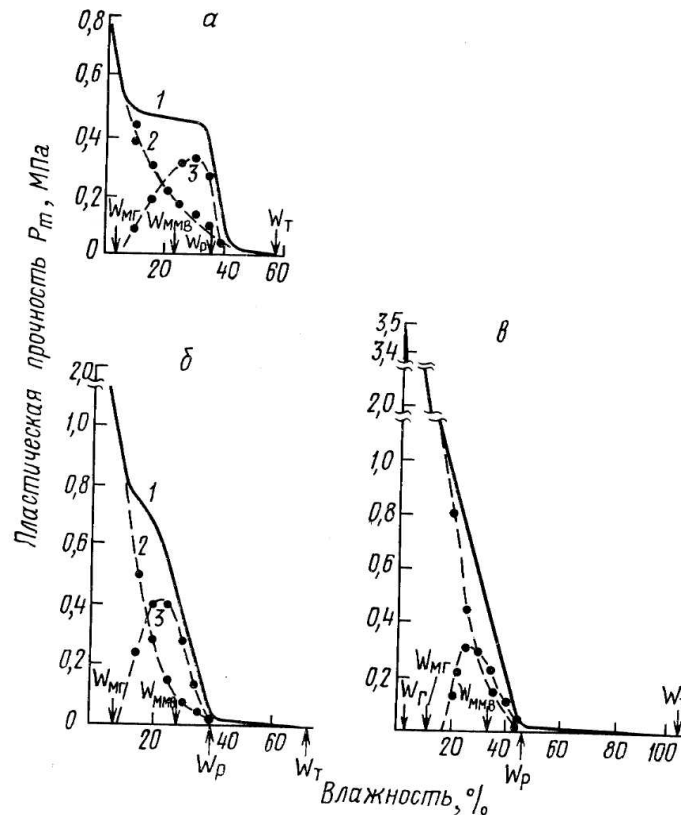


Рисунок 3.5 – Зависимость пластической прочности от влажности для каолинита (а), гидрослюды (б) и монтмориллонита (в) [139]

1 – экспериментальная кривая, 2 – расчетная кривая, 3 – кривая изменения капиллярных сил от влажности ($w_{г}$ – гигроскопическая влажность, $w_{мг}$ — максимальная гигроскопическая влажность, $w_{ммв}$ — максимальная молекулярная влагоемкость, $w_{р}$ и $w_{т}$ — влажности нижнего и верхнего пределов пластичности)

На всех графиках отмечаются характерные точки перегиба, связанные с появлением в определенном диапазоне влажности капиллярных сил. Прогрессивный рост прочности образцов при $\omega < \omega_{р}$ обуславливается появлением в дисперсных системах воздуха и образованием капиллярных менисков, которые увеличивают прочность структуры. Дальнейшее снижение влажности приводит к постепенному исчезновению менисков, что сопровождается образованием на кривых прочность-влажность выположенного или горизонтального участка. При влажности, близкой к $\omega_{мг}$ (начало капиллярной конденсации паров), действие капиллярных сил прекращается. Дальнейший рост прочности образцов идет за счет молекулярных и ионно-электростатических сил [139].

Объектом наших исследований служили грунты различных генетических типов наиболее распространенных в юго-восточной части Беларуси: поозерские (*aIIIpz*) (валдайские) аллювиальные суглинки, супеси и пески пылеватые; ледниковые сожские (*gIIIsz*) (московские – *ms*) и днепровские (*gIIId*) супеси. Изучалась зависимость изменения деформационных свойств грунтов (модуля общих деформаций – E) от их естественной влажности (ω). Значения

модулей общих деформаций взяты по результатам испытаний грунтов вертикальными статическими нагрузками (штамповые испытания), которые проводились в 1988...2006 годах РД ПУП «Гомельгеосервис» в юго-восточной части Беларуси. Для получения сопоставимых результатов все значения модулей выбраны для интервала нормального давления $\Delta P=0,1 \dots 0,3$ МПа.

Оценка тесноты связи между естественной влажностью грунтов (ω) и модулем общих деформаций (E), а также нахождение вида уравнения регрессионной зависимости между указанными величинами осуществлены при помощи пакета STATGRAPHICS Plus. Полученные значения коэффициентов корреляции (r) и уравнения регрессии приведены в таблице 3.8 и на рисунке 3.6.

В полученных уравнениях регрессии вида $y=a+bx$ (формула 3.2) коэффициент b равен тангенсу угла наклона графика α (рисунок 3.6е, формула 3.3):

$$E_i = E_{стр.} - \operatorname{tg} \alpha \cdot \omega_i = E_{стр.} - \Delta E / \Delta \omega \cdot \omega_i \quad 3.2$$

$$b = \operatorname{tg} \alpha = \Delta E / \Delta \omega, \text{ где} \quad 3.3$$

E_i – модуль деформации при i -том значении природной влажности ω_i ;

$E_{стр.}$ – составляющая модуля деформации, которая слабо реагирует на изменение влажности, характеризует деформируемость грунтов за счет необратимых структурных связей при фазовых и цементационных контактах;

ΔE – приращение модуля деформации при приращении влажности $\Delta \omega$.

Таблица 3.8 – Зависимость модуля общих деформаций от естественной влажности грунта

| Наименование грунта | Число определенных показателей n | Коэффициент пористости e , доли ед. | Степень влажности S_r , доли ед. | Коэффициент корреляции r | Уравнение регрессии | K_{ω}^E * |
|---|------------------------------------|---------------------------------------|------------------------------------|----------------------------|-------------------------------|------------------|
| Суглинок аллювиальный | 33 | 0,60...0,80 | 0,71...1,00 | -0,44 | $E=19,00 - 0,53 \cdot \omega$ | 2,6 |
| Супесь аллювиальная | 63 | 0,53...0,66 | 0,65...1,00 | -0,62 | $E=27,54 - 0,99 \cdot \omega$ | 4,6 |
| Супесь моренная | 27 | 0,40...0,66 | 0,30...1,00 | -0,70 | $E=36,14 - 1,85 \cdot \omega$ | 2,9 |
| Супесь моренная | 58 | 0,35...0,39 | 0,29...1,00 | -0,70 | $E=30,01 - 1,41 \cdot \omega$ | 3,4 |
| Песок пылеватый аллювиальный | 29 | 0,64...0,72 | 0,24...1,00 | -0,31 | $E=23,17 - 0,26 \cdot \omega$ | 2,5 |
| K_{ω}^E * - коэффициент снижения модуля деформации для интервала нормального давления $\Delta P=0,1 \dots 0,3$ МПа | | | | | | |

Таким образом, $\Delta E/\Delta \omega \cdot \omega_1$ является составляющей модуля деформации, которая характеризует деформируемость грунтов за счет структурных связей обратимого характера при коагуляционных и контактах переходного типа.

Коэффициент $\Delta E/\Delta \omega$ показывает «чувствительность» модуля общей деформации к изменению влажности, т.е. влияет на деформируемость грунта в зависимости от влажности. Разделение модуля деформации на две составляющие позволяет учесть различное влияние структурных связей, формирующихся при коагуляционных, переходных и фазовых контактах на деформационные характеристики грунтов. Следовательно, изменение деформируемости грунтов при подтоплении определяется изменением соотношения переходных и коагуляционных контактов при нагрузке превышающей структурную прочность грунтов.

Т.е. изменение деформируемости грунтов одного номенклатурного типа при определенных коэффициентах пористости обуславливается диапазоном приращения влажности от естественной до влажности близкой к влажности полного водонасыщения. В общем случае пылевато-глинистые грунты одного номенклатурного, но различных генетических типов характеризуются существенно различными значениями естественной влажности, это определяет их различную деформируемость при подтоплении.

На основании полученных данных можно сделать следующие выводы. Для всех изученных грунтов при увеличении влажности модуль общих деформаций уменьшается. При этом наиболее тесная зависимость модуля деформации от влажности наблюдается для моренной супеси, причем коэффициент корреляции практически не зависит от коэффициента пористости и равен $r=-0,70$. В наименьшей степени влияние влажности на изменение модуля общих деформаций сказывается в песках пылеватых аллювиальных ($e=0,64 \dots 0,72$; $r=-0,31$).

Таким образом, на изменение влажности в большей степени реагируют моренные супеси ($e=0,40 \dots 0,66$); коэффициент равен $b=-1,85$. В наименьшей степени на изменение влажности реагируют модули общих деформаций песков пылеватых аллювиальных ($e=0,64 \dots 0,72$; $b=-0,26$).

В естественном залегании влажность и пористость грунтов изменяются в значительных пределах. Сравним сначала изменения модулей общих деформаций моренной супеси при увеличении естественной влажности от $\omega_1=10,5\%$ (степень влажности $S_r=0,74$) до $\omega_2=14,7\%$ ($S_r=1,0$), т.е. до полного водонасыщения грунта (коэффициент пористости $e=0,39$). В данных условиях влажность увеличивается в 1,40 раза, при этом модули общих деформаций, вычисленные по уравнениям регрессии (таблица 3.8), уменьшаются от $E_1^p=15,21$ МПа до $E_2^p=9,57$ МПа; коэффициент снижения модуля деформации $K_{\omega}^E=1,59$; для той же супеси при коэффициенте пористости $e=0,40$ при увеличении естественной влажности от $\omega_1=10,5\%$ (степень влажности $S_r=0,70$) до $\omega_2=15,0\%$ ($S_r=1,0$), т.е. в 1,43 раза, модули деформаций уменьшаются от $E_1^p=16,72$ МПа до $E_2^p=8,39$ МПа; $K_{\omega}^E=1,99$. Таким образом, на увеличение влажности вплоть до полного водонасыщения при прочих равных условиях

больше реагирует супесь, характеризующаяся менее плотным сложением (интервал значений коэффициентов пористости $e=0,40\dots 0,66$).

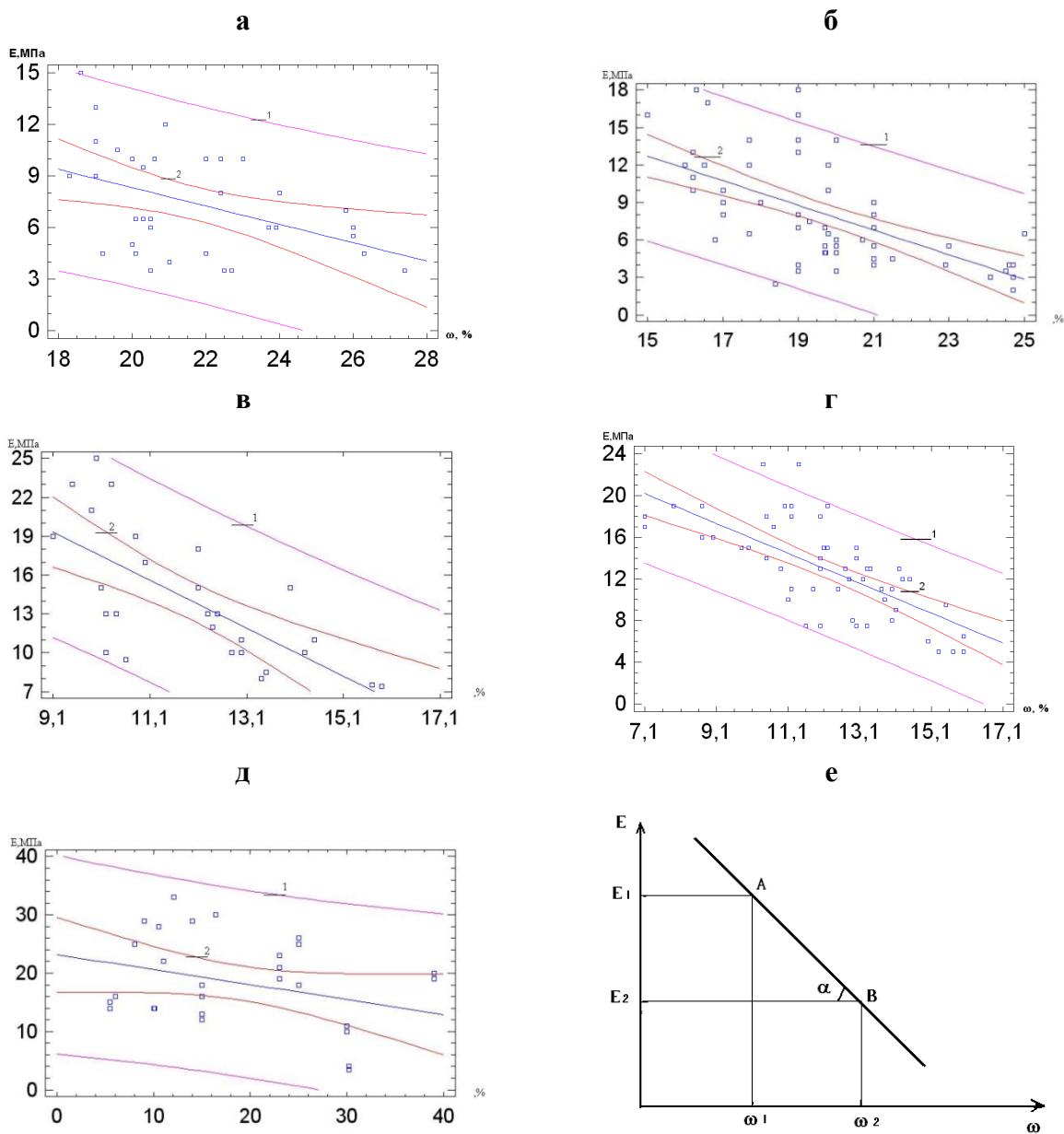


Рисунок 3.6 –Графики зависимостей модуля общих деформаций (E) от естественной влажности (ω)

1 – доверительный интервал для среднего значения, 2 – доверительный интервал для линейной регрессии; а – суглинок аллювиальный ($e=0,6\dots 0,8$), б – супесь аллювиальная ($0,53\dots 0,66$), в – супесь моренная ($e=0,40\dots 0,66$), г – супесь моренная ($e=0,35\dots 0,39$), д – песок пылеватый аллювиальный ($e=0,64\dots 0,72$), е – график к определению коэффициента b

Рассмотрим самый неблагоприятный случай, т.е. изменение природной влажности от минимальной до максимальной возможной – от $\omega_{\min}=7,1$ % ($S_r=0,29$) до $\omega_{\max}=16,0$ % ($S_r=1,00$) при $e=0,35\dots 0,39$. Рассчитанный модуль де-

формации при этом изменится от $E_1^p=20,0$ МПа до $E_2^p=7,45$ МПа, т.е. $K_{\omega}^E=2,68$, модуль деформации, измеренный в полевых условиях – от $E_1=17,0$ МПа до $E_2=5,0$ МПа т.е. $K_{\omega}^E=3,4$. Для супеси со значениями коэффициента пористости $e=0,40\dots0,66$ соответственно естественная влажность меняется от $\omega_{\min}=9,1$ % ($S_r=0,48$) до $\omega_{\max}=15,9$ % ($S_r=1,00$). Модуль деформации рассчитанный при этом изменится от $E_1^p=19,31$ МПа до $E_2^p=6,73$ МПа, $K_{\omega}^E=2,87$, измеренный – от $E_1=19,0$ МПа до $E_2=7,4$ МПа; $K_{\omega}^E=2,5$.

Аллювиальные отложения отличаются от моренных большими значениями пористости, естественной влажности и меньшими значениями модулей общих деформаций. В них сравнивалась реакция модулей общих деформаций на увеличение влажности от $\omega_1=19$ % ($S_r=0,79$) до $\omega_2=24$ % ($S_r=1,0$), т.е. до полного водонасыщения грунта. Влажность при этом увеличивалась в 1,26 раза. При этом рассчитанные модули общих деформаций уменьшились: для супеси от $E_1^p=8,73$ МПа до $E_2^p=3,78$ МПа ($K_{\omega}^E=2,3$); для суглинка – от $E_1^p=8,93$ МПа до $E_2^p=6,28$ МПа ($K_{\omega}^E=1,4$) и для песка пылеватого от $E_1^p=18,23$ МПа до $E_2^p=16,93$ МПа ($K_{\omega}^E=1,1$). Следовательно, в аллювиальных отложениях на увеличение влажности вплоть до полного водонасыщения при прочих равных условиях в большей степени реагирует супесь ($e=0,53\dots0,66$), она даже переходит из категории среднесжимаемых в сильносжимаемые грунты, затем – суглинок ($e=0,6\dots0,8$) и в меньшей – песок пылеватый ($e=0,64\dots0,72$).

При изменении природной влажности суглинка аллювиального от минимальной $\omega_{\min}=18,3$ % ($S_r=0,81$) до максимальной $\omega_{\max}=27,4$ % ($S_r=1,00$) рассчитанный модуль деформации изменится от $E_1^p=9,30$ МПа до $E_2^p=4,48$ МПа, т.е. $K_{\omega}^E=2,1$; модуль деформации, измеренный в полевых условиях – от $E_1=9,0$ МПа до $E_2=3,5$ МПа т.е. $K_{\omega}^E=2,6$.

При изменении природной влажности супеси аллювиальной от $\omega_{\min}=15,0$ % ($S_r=0,66$) до $\omega_{\max}=25,0$ % ($S_r=1,00$) рассчитанный модуль деформации изменится от $E_1^p=12,69$ МПа до $E_2^p=2,79$ МПа, т.е. $K_{\omega}^E=4,6$; модуль деформации, измеренный в полевых условиях – от $E_1=16,0$ МПа до $E_2=6,5$ МПа т.е. $K_{\omega}^E=2,5$.

Для песка пылеватого аллювиального при изменении природной влажности от $\omega_{\min}=8,0$ % ($S_r=0,33$) до $\omega_{\max}=30,0$ % ($S_r=1,00$) рассчитанный модуль деформации изменится от $E_1^p=21,1$ МПа до $E_2^p=15,37$ МПа, т.е. в 1,4 раза, модуль деформации, измеренный в полевых условиях – от $E_1=25,0$ МПа до $E_2=10,0$ МПа т.е. в 2,5 раза.

В песках мелких (*fIIId, aIIIpz, aIV*), средней крупности (*aIIIpz, tIV* – *намывные*), и крупных (*aIIIpz, aIV*) – всего 72 определения показателей – влияние влажности на их сжимаемость не выявлено.

Для дисперсных (в первую очередь связных) грунтов при деформировании в значительном диапазоне влажностей при прочих равных условиях характерны значительные изменения модулей деформации. Полученные значения коэффициента снижения модуля деформации K_{ω}^E представлены в таблице 3.8.

Учитывая вышеизложенное, а также большую и в значительное мере реализованную опасность развития процесса техногенного подтопления грунтов урбанизированных территорий, представляется необходимым в нормативные документы Республики Беларусь, в первую очередь в СНБ 5.01.01-99 Основания и фундаменты зданий и сооружений [140], внести дополнения, касающиеся геологической опасности развития подтопления грунтов. Дополнения должны включать в себя: определения понятий: «грунт в подтопленном состоянии» и «коэффициент снижения модуля деформации K_{ω}^E »; указание об учете коэффициента снижения модуля деформации K_{ω}^E при расчете осадок сооружений, в основаниях которых залегают потенциально подтопляемые грунты. Для определения значения коэффициента K_{ω}^E необходимо определять значения модуля общих деформаций грунтов лабораторными и полевыми опытными работами как при естественной влажности, так и при влажности их полного водонасыщения. Для предварительного определения увеличения деформируемости грунтов при их подтоплении можно использовать значения K_{ω}^E , приведенные в таблице 3.8 для соответствующих геологических типов грунтов в указанных пределах их состояний и нормальных нагрузок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главными результатами данной работы являются: установление закономерностей формирования геологических опасностей Беларуси; идентификация, прогнозирование, районирование территории по основным факторам формирования геологических опасностей.

В настоящее время деятельность человека оказывает жесткий возрастающий прессинг на природную среду. Это порождает новые экологические, том числе геоэкологические проблемы, в связи с чем назрела острая необходимость оценки риска опасных экзогенных геологических процессов как в региональном, так и в локальном масштабах. Существование геологических рисков на урбанизированных территориях связано с развитием природных и техноприродных опасных процессов, резко активизирующихся с ростом городов. Техногенные воздействия разнообразной природы – физической, физико-химической, химической, биологической влияют непосредственно на основные компоненты геологической среды, обуславливают изменение ее свойств, что в свою очередь сказывается на надежности работы инженерных сооружений.

Возникновение и условия протекания опасных экзогенных геологических процессов определяется вещественно-морфологическими признаками инженерно-геологических условий и показателями внешних воздействий на нее.

Геологическая среда формируется в процессе длительного развития, которое определяет пространственное распространение пород различного возраста, генезиса, состава и состояния; особенности структурно-тектонических, геоморфологических и гидрогеологических условий. Это обуславливает сложность ее строения и создает предпосылки развития геологических опасностей. При картировании природных геологических опасностей в пределах выделенных конечных таксонов соблюдается однородность инженерно-геологических условий и одинаковая реакция геологической среды на определенное техногенное воздействие. При этом с одной стороны, разные техногенные воздействия на один и тот же тип территории могут провоцировать различные геологические опасности. Например, ленточные глины при вскрытии их котлованами в откосах – оплывают. При статическом воздействии как на естественное основание они проявляют свойство сильно и неравномерно сжиматься, обнаруживают значительные остаточные деформации. А при динамических воздействиях им свойственны ярко выраженные тиксотропные явления. С другой стороны, в пределах выделенных различных районов геологическая среда может одинаково реагировать на определенное техногенное воздействие. Например, свойства межморенных и надморенных плейстоценовых песчано-глинистых образований (верхнечетвертичных и современных аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерно-болотных, а также флювиогляциальных надморенных отложений поозерского (валдайского), сожского (московского) и днепровского времени) близки между собой. Грунтовые воды, приуроченные к этим отложениям, представляют единый водо-

носный комплекс. Это определяет одинаковую реакцию геологической среды на подтопление. Поэтому при определении природной опасности подтопления территории, сложенные указанными отложениями, объединяются в один тип.

Это обстоятельство определяет дифференцированность подхода к оценке и картографированию геологических опасностей по отношению к отдельным видам воздействий. При прогнозе геологических опасностей, связанных с активизацией геологических процессов в результате хозяйственной деятельности человека, выделение при картировании природных геологических опасностей конечных таксонов адаптировалось к определенному виду воздействия, т.е. учитывался характер его воздействия на литолого-фациальный комплекс природно-техногенной системы.

Выполненные нами исследования показали, что наиболее характерными опасными техноприродными процессами для урбанизированных территорий являются: изменения напряженного состояния пород, направленности и интенсивности экзогенных процессов, главным образом, – подтопления, суффозии, эрозионно-денудационных процессов, пучения грунтов; физико-химические изменения в водоносных горизонтах и грунтах, в т.ч. загрязнение геологической среды углеводородами. Самый опасный из перечисленных процессов – техногенное подтопление. С точки зрения формирования процесса подтопления важно различать движение воды в полностью водонасыщенных грунтах – фильтрацию воды и в неполностью насыщенных – влагоперенос. В первом случае происходит подтопление территорий, основным условием которого является превышение питания подземных вод над их разгрузкой. Его формирование происходит под действием природных и техногенных факторов. В этом случае исследования нами выполнялись в контурах внешних гидродинамических границ объектов.

Во втором случае (при влагопереносе) происходит подтопление грунтов, общим условием формирования которого является расход дополнительных объемов воды на увеличение емкостных запасов зоны аэрации. Подтопление грунтов формируется под действием в основном техногенных факторов, поэтому исследования проводились в зоне влияния инженерных сооружений.

Естественными факторами, способствующими развитию подтопления, являются климат, рельеф, геологическое строение (особенно поверхностных отложений), проявления неотектонических движений, геоморфологические особенности, гидрогеология изучаемой территории. Техногенное воздействие на геологическую среду искажает структуру естественного водного баланса. Во-первых, усиливается инфильтрационное питание грунтовых вод, обусловленное, в основном, систематическими и аварийными утечками воды из водонесущих коммуникаций. Во-вторых, нарушаются условия поверхностного и подземного стока.

Значительные масштабы и интенсивность процесса техногенного подтопления в городах определяются геологическим строением, но, в основном,

зависят от характера техногенных нагрузок, передаваемых городом на геологическую среду. Подтопление чаще интенсифицируется там, где имеются недостатки в проектировании, строительстве и эксплуатации сооружений. Наиболее опасно своими последствиями техногенное подтопление в тех районах, где по климатическим и физико-географическим условиям не характерно естественное проявление этого процесса.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Геологический словарь // под ред. К.Н. Паффенгольца. – М.: Недра, 1978. – Том 2. – 456 с.
- 2 О введении в действие рекомендаций по оценке инженерно-геологических и гидрогеологических условий территорий г. Москвы, планируемых к застройке, на основе карт природно-техногенных опасностей // Приказ от 01.08.2002 № 140. – М. : Правительство Москвы, Комитет по архитектуре и градостроительству. – 2006.
- 3 Инженерная геология СССР. Т.1. Русская платформа / под ред. И.С. Комарова. – М. : МГУ, 1978. – 528 с.
- 4 Теоретические основы инженерной геологии: геологические основы / под ред. Е.М. Сергеева. – М. : Недра, 1985. – 330 с.
- 5 Каропа, Г.Н. Физическая география Беларуси / Г.Н. Каропа. – Гомель: УО «ГГУ им. Ф. Скорины», 2005. – 100 с.
- 6 Геология Беларуси / под ред. А.С. Махнача, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева и др. – Мн., 2001. – 814 с.
- 7 Тектоника Белоруссии / под ред Р.Г. Гарецкого. – Мн. : Наука и техника, 1976. – 198 с.
- 8 Несмеянов, С.А. Введение в инженерную геотектонику / С.А. Несмеянов. – М. : Научный мир, 2004. – 214 с.
- 9 Воейкова, О.А., Макаров В.И., Несмеянов С.А. Изучение приповерхностных новейших разрывных нарушений платформ при инженерных изысканиях / О.А. Воейкова, В.И. Макаров, С.А. Несмеянов // Геоэкология. – 2007. – № 2. – С. 32-36.
- 10 Соколов, В.С. Инженерно-геологическая оценка тектонических условий строительства в платформенных регионах на примере Подмосковья / В.С. Соколов // Сергеевские чтения . – Вып. 4. – М. : ГЕОС, 2002. – С. 166-169.
- 11 Геология антропогена Белоруссии / под ред. Э.А. Левкова, А.В. Матвеева, Н.А. Махнача и др. – Мн. : Наука и техника, 1973. – 152 с.
- 12 Матвеев, А.В. Рельеф Белоруссии / А.В. Матвеев, Б.Н. Гурский, Р.И. Левицкая. – Мн., 1988. – 320 с.
- 13 Айсберг, Р.Е. Формации платформенного чехла Беларуси. Статья 1. Терригенные и карбонатные формации / Р.Е. Айсберг, Л.Ф. Ажгиревич, Т.А. Старчик // Литосфера. – 2001. – № 2(15). – С. 5-11.
- 14 Айсберг, Р.Е. Формации платформенного чехла Беларуси. Статья 2. Сульфатно-хлоридные и магматические формации. Формационное картографирование / Р.Е. Айсберг, Л.Ф. Ажгиревич, Т.А. Старчик // Литосфера. – 2002. – № 1(16). – С. 5-17.
- 15 Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии, 1981 г. – Л., 1983. – 135 с.

- 16 Чистяков, А.А. Четвертичная геология / А.А. Чистяков, Н.В. Макарова, В.И. Макаров. – М. : ГЕОС, 2000. – 302 с.
- 17 Якушко, О.Ф. Озероведение. География озер Белоруссии / О.Ф. Якушко. – Мн. : Выш. шк., 1981. – 223 с.
- 18 Стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси / А.Ф. Санько А.Ф [и др.] // Литосфера. – 2005. – № 1(22). – С. 146-156.
- 19 Карабанов, А.К. Неотектоника Беларуси: автореф. дис. на соиск. уч. степ. д. г.-м. наук / А.К. Карабанов; Институт геологических наук НАН РБ. – Мн., 2002. – 44 с.
- 20 Палеотектоника Белоруссии / под ред. Р.Г. Гарецкого. – Мн. : Наука и техника, 1983. – 182 с.
- 21 Колпашников, Г.А. Пространственно-временные закономерности формирования инженерно-геологических условий Беларуси и их изменения под влиянием техногенных воздействий: автореф. дис. на соиск. уч. степ. д. г.-м. наук; БПИ. – М., 1992. – 55 с.
- 22 Колпашников, Г.А. Инженерная геология / Г.А. Колпашников. – Мн. : УП «Технопринт», 2005. – 132 с.
- 23 Современная динамика рельефа Беларуси / А.В. Матвеев [и др.]. – Мн., 1991. – 102 с.
- 24 Жилко, В.В. Эродированные почвы Белоруссии и их использование / В.В. Жилко. – Мн., 1976. – 168 с.
- 25 Болдышев, В.С. Карта овражности территории Белоруссии / В.С. Болдышев, В.В. Жилко, З.П. Урбан. // Почвоведение и агрохимия. – Вып. 16. – Мн., 1980. – С. 22–25.
- 26 Тяшкевич, И.А. О некоторых закономерностях распространения микроформ рельефа на перигляциальных отложениях Солигорского района / И.А. Тяшкевич // Литология и геохимия перигляциальных отложений. – Мн. : Наука и техника, 1977. – С. 104–106.
- 27 Стецко, В.В. Лессы и лессовидные породы Белоруссии, их распространение и генетические особенности / В.В. Стецко // Природа и хозяйство Белоруссии. – Мн., 1969. – С. 48–54.
- 28 Природные опасности России. Т. 1: Экзогенные геологические опасности / под ред. В.М. Кутепова, А.И. Шеко. – М. : КРУК, 2002. – 345 с.
- 29 Коробкин, В.И. Инженерно-геоэкологические проблемы строительства на урбанизированных лессовых территориях / В.И. Коробкин // Сергеевские чтения. – Вып. 3. – М. : ГЕОС, 2001. – С. 224-227.
- 30 Коробкин, В.И. К вопросу динамики деградации эоловых лессовых пород и их просадочности в разрезе лессовой толщи при ее техногенном обводнении / В.И. Коробкин, Н.В. Домбради // Многообразии грунтов: морфология, причины, следствия: Тр. / Международная научная конференция. М. : Издательство Московского университета, 2003. – С. 86-87.
- 31 Лессовые грунты как фактор эколого-геодинамического состояния г. Иркутска / Т.Г. Рященко [и др.] // Проблемы инженерной геодинамики и эко-

логической геодинамики: Тр. / Международная научная конференция. М. : Издательство Московского университета, 2006. – С. 156-157.

32 Павловский, А.И. Морфометрические особенности оврагов на территории Белоруссии / А.И. Павловский // Современные рельефообразующие процессы. – Мн., 1986. – С. 36–43.

33 Молодых, И.И. Приоритеты новейшей истории формирования лесовых покровов (инженерно-геологический анализ) / И.И. Молодых // Сергеевские чтения. – Вып. 6 – М. : ГЕОС, 2004. – С. 182 – 185

34 Молодых, И.И. Западинный микрорельеф как доминантный фактор миграции и концентрирования продуктов антропогенного загрязнения геологической среды / И.И. Молодых // Глобальные изменения природной среды. – М., 1998. – С. 302–307.

35 Корсакова, О.П. Геоморфологическая роль суффозии в лесовых породах Белоруссии: автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд.г.-м.наук / О.П. Корсакова. – М., 1990. – 23 с.

36 Мотуз, В.М. О происхождении блюдцеобразных западин в лесовых породах БССР / В.М. Мотуз // Почвенные исследования и применение удобрений. – Мн. : Урожай, 1978. – С. 9-13.

37 Трацевская, Е.Ю. Суффозионно-просадочные явления на территории Белоруссии / Е.Ю. Трацевская, А.Н. Галкин // Инженерная геология массивов лесовых пород: Тр. / Международная научная конференция. – М. : МГУ, 2004. – С. 108-109.

38 Матвеев, А.В. История формирования рельефа Белоруссии / А.В. Матвеев. – Мн., 1990. – 144 с.

39 Логойко А.Т. Микрозападины в рельефе Белоруссии и особенности методики их картирования с применением материалов аэрофотосъемки / А.Т. Логойко // Литология и геохимия перигляциальных отложений. – Мн. : Наука и техника, 1977. – С. 98–103.

40 Природные опасности России. Т. 6: Оценка и управление природными рисками / под ред. А.Л. Рагозина. – М., 2003. – 316 с.

41 Бондарик, Г.К. Особенности методики оценки риска экзогенных геологических процессов на региональном уровне / Г.К. Бондарик, Е.Н. Иерусалимская, Л.А. Ярг // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2006. – № 1. – С.48-52.

42 Бондарик, Г.К. Устойчивость геологической среды европейской части РФ к основным видам техногенных взаимодействий / Г.К. Бондарик, Е.Н. Иерусалимская // Петрогенетические, историческо-геологические и пространственные вопросы в инженерной геологии: Тр. / Международная научная конференция. – М., 2002. – С. 79-81.

43 Устойчивость геологической среды: теория, проблемы картографирования / Т.И. Аверкина Т.И. [и др.] // Инженерная геология: теория, практика, проблемы. – М. : МГУ, 1993. – С.12-26.

- 44 Герасимова, А.С. Проблемы устойчивости геологической среды к техногенным воздействиям / А.С. Герасимова, В.А. Королев // Гидрогеология и инженерная геология: Обзор / АО «Геоинфомаркет». – М., 1994. – 47 с.
- 45 Голодковская, Г.А. Геологическая среда промышленных регионов / Г.А. Голодковская, Ю.Б. Елисеев. – М. : Недра, 1989. – 219 с.
- 46 Голодковская, Г.А. Научно-методические основы картирования изменений геологической среды Московского региона / Г.А. Голодковская, Н.И. Лебедева // Инженерная геология сегодня: теория, практика, проблемы. – М. : МГУ, 1988. – С. 42-61.
- 47 Емельянова, Т.Я. О принципах и методике районирования территории по устойчивости геологической среды к техногенному воздействию (на примере Томского Приобья) / Т.Я. Емельянова, Л.А. Строкова. // Геоэкология. – 1999. – №2. – С.164-171.
- 48 Геоэкологические исследования и оценка урбанизированных территорий / В.Г. Заиканов [и др.] // Геоэкология. – 2000. – №5. – С. 410-421.
- 49 Зилинг, Д.Г. Опыт составления обзорных оценочных эколого-геодинамических карт платформенных территорий (на примере Республики Молдова) / Д.Г. Зилинг, М.А. Харьковина, В.А. Осюк // Геоэкология. – 2001. – №2. – С. 165-175.
- 50 Кожевина, Л.С. Механизм обеспечения устойчивости геологической среды в условиях внешнего воздействия / Л.С. Кожевина // Геоэкология. – 1999. – №2. – С. 111-116.
- 51 Котлов, Ф.В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека / Ф.В. Котлов. – М. : Недра, 1978. – 261 с.
- 52 Кутинов, Ю.Г. Геоэкологические аспекты изучения платформенных тектонических структур / Ю.Г. Кутинов, З.Б. Чистова // Сергеевские чтения. – М. : ГЕОС, 2001. – Вып. 4. – С. 543-547.
- 53 Методические основы оценки техногенных изменений геологической среды городов / отв. ред. Кофф Г.Л. и др. – М., 1990. – 198 с.
- 54 Подгорная, Т.И. Условия формирования природно-техногенных геологических процессов на Дальнем Востоке России / Т.И. Подгорная // Сергеевские чтения. – М.: ГЕОС, 2002. – Вып. 4. – С. 255-259.
- 55 Рекомендации по оценке инженерно-геологических и гидрогеологических условий территории г. Москвы, планируемых к застройке, на основе карт природно-техногенных опасностей. – М., 2002. – 38 с.
- 56 Закономерности изменения инженерно-геологических, гидрогеологических и геокриологических условий при интенсивном техногенном воздействии / В.Т. Трофимов В.Т. [и др.] // Проблемы рационального использования геологической среды. – М. : Наука, 1988. – С.37-61.
- 57 Трофимов, В.Т. Устойчивость геологической среды и факторы ее определяющие / В.Т. Трофимов, А.С. Герасимова, Н.С. Красилова // Геоэкология. – 1994. – №2. – С.18-28.

58 Содержание и методика составления карт устойчивости массивов дисперсных грунтов к техногенным воздействиям / В.Т. Трофимов [и др.] // Геозкология. – 1994. – №6. – С.91-106.

59 Трацевская, Е.Ю. Банк данных инженерно-геологических условий и карта районирования территории по устойчивости геологической среды к техногенным воздействиям (на примере г. Гомеля) / Е.Ю. Трацевская // Наука и инновации в регионах Беларуси: Материалы / Республиканская научно-практическая конференция. – Могилев, 2001. – С. 189-192.

60 Москва. Город и геология / под. ред. В.И. Осипова, О.П. Медведева – Москва, 1997. – 399 с.

61 Трофимов, В.Т. Классификация техногенных воздействий на геологическую среду / В.Т. Трофимов, В.А. Королев, А.С. Герасимова // Геозкология. – 1995. – №5. – С. 96-107.

62 Королев, В.А. Мониторинг геологической среды / В.А. Королев. – М. : МГУ, 1995. – 271 с.

63 Ольховатенко, В.Е. Геозкологические проблемы территории г. Томска и мероприятия по ее инженерной защите / В.Е. Ольховатенко, Г.М. Рогов, М.Г. Рутман // Сергеевские чтения. – Вып. 3. – М. : ГЕОС, 2001. – С. 237-241.

64 Некрасова, М.А. Реабилитация городских территорий с помощью методов очистки грунта / М.А. Некрасова, В.А. Королев // Вопросы инженерно-геологических, инженерно-экологических и инженерно-геодезических изысканий в Уральском регионе: Материалы / Научно-технический семинар. – Екатеринбург, 1999. – С. 54-55.

65 Трацевская, Е.Ю. Устойчивость геологической среды к загрязнению нефтепродуктами / Е.Ю. Трацевская // Технологии ликвидации последствий аварийных разливов нефти и нефтепродуктов: Тез. докл. / Белорусско-Российский научно-практический семинар. – Мн., 2004. – С 79-81.

66 Осипов, В.И. Регулирование градостроительства с учетом геологического и экологического рисков / В.И. Осипов // Сергеевские чтения. – Вып. 3. – М. : ГЕОС, 2001. – С. 241-244.

67 Дзекцер, Е.С. Геологическая опасность и риск (методологические исследования) / Е.С. Дзекцер // Инженерная геология. – 1992. – № 6. – С. 3-9.

68 Геозкологическая оценка урбанизированных территорий по степени природных техногенных рисков / Я.Г. Кац [и др.] // Сергеевские чтения. – М. : ГЕОС, 2001. – Вып. 3. – С. 221-224.

69 Рагозин, А.Л. Оценка и управление природными рисками: первые итоги XX века (Хроника) / А.Л. Рагозин // Геозкология. – 2001. – №2. – С. 183-187.

70 Рагозин, А.Л. Общие положения оценки и управления природным риском / А.Л. Рагозин // Геозкология. – 1999. – №5. – С. 417-429.

71 Рагозин, А.Л. Опасности и риск – новые категории инженерной геологии / А.Л.Рагозин // Новые идеи в инженерной геологии: Тр. / Научная конференция. – М., 1996. – С. 34-35.

72 Рагозин, А.Л. Критерии и возможные подходы к оценке экологического риска / А.Л. Рагозин, О.Н. Еремина // Сергеевские чтения. – Вып. 3. – М. : ГЕОС, 2001. – С. 102-105.

73 Рекомендации по оценке геологического риска на территории Москвы 2002 года / под ред. А.Л. Рагозина. – М., 2002. – 49 с.

74 Трацевская, Е.Ю. Опыт оценки техноприродных рисков территории городской агломерации (на примере г. Гомеля) / Е.Ю. Трацевская // Оценка и управление природными рисками «Риск-2003». Т.1: Материалы / Всероссийская конференция. – М., 2003. – С. 81-84.

75 Трацевская, Е.Ю. Учет геологического риска при оценке земель (на примере г. Гомеля) / Е.Ю. Трацевская // Экономика, оценка и управление недвижимостью: Материалы / Международная научно-практическая конференция. – Минск, 2004. – С. 488-492.

76 Environmental Managment and Urban Vulnerability / Edited by A. Kreimer and M. Munasindhe. The World Discussion Pepers № 168, The World Bank, Washington D.C., 1992. – 291 p.

77 Guidelines for Ecological Risk Assessment / Risk Assessment Forum, U.S. Environmental Protection Agency. – Washington. DC, 1998

78 Risk Assessment and Management Handbook. For environmental, health, and safety professionals/ Kolluru Rao V. [et al.]. New York : McDraw-Hill, Inc., 1996.

79 McCall G.J.H. Urban Geosience / McCall G.J.H., De Mulder E.F.J., Marker B.R., A.A. Balkema / Rotterdam : Broorfield/, 1996. – 273 p.

80 Дзекцер, Е.С. Управление природными рисками как основа технологии устойчивого развития городов / Е.С. Дзекцер, В.А. Пырченко, П.И. Тимашев // Оценка и управление природными рисками «Риск-2003». Т. 2: Материалы / Всероссийская конференция. – М., 2003. – С. 281-286.

81 Бондарик, Г.К. Методика количественной оценки инженерно-геологических условий и специального инженерно-геологического районирования / Г.К. Бондарик, В.В. Пендин // Инженерная геология. – 1982. – № 4. – С. 82-89.

82 Голодковская, Г.А., Лебедева Н.И. Инженерно-геологическое районирование территории Москвы / Г.А. Голодковская, Н.И. Лебедев // Инженерная геология. – 1984. – №3. – С. 87-102.

83 Голодковская, Г.А. Карта типов строения геологической среды Республики Татарстан, как основа оценки геодинамической обстановки / Г.А. Голодковская, М.Б. Куринов // Проблемы инженерной геодинамики и экологической геодинамики: Тр. / Международная научная конференция. – М. : Издательство Московского университета, 2006. – С. 74-75.

84 Сулашкина, Г.А. Инженерно-геологическая типизация местности как основа регионального прогноза изменения геологической среды в связи с инженерной деятельностью человека / Г.А. Сулашкина // Инженерная геология. – 1979. – №3. – С. 49-54.

- 85 Трофимов, В.Т. Инженерно-геологическая типизация и районирование территории / В.Т. Трофимов // Инженерная геология. – 1982. – №6. – С.47-51.
- 86 Бусел, И.А. Прогнозирование строительных свойств грунтов / И.А. Бусел – Минск: Наука и техника, 1989. – 246 с.
- 87 Особенности инженерно-геологического районирования территории Белоруссии в связи с рациональным использованием геологической среды / Г.А. Колпашников [и др.] // Гидрогеологические и инженерно-геологические проблемы Белоруссии. – Минск, 1977. – С. 142-147.
- 88 Колпашников, Г.А. Особенности инженерно-геологического районирования территории Белоруссии в связи с ее хозяйственным освоением / Г.А. Колпашников, В.М. Мотуз // Гидрогеология и инженерная геология Белоруссии. – Минск, 1975. – С. 187-192.
- 89 Матвеев, А.В. Ледниковая формация антропогена Белоруссии / А.В. Матвеев. – Минск : Наука и техника, 1976. – 160 с.
- 90 Полезные ископаемые Беларуси / редкол.: П.З. Хомич и др. – Мн. : Адукацыя і выхаванне, 2002. – 528 с.
- 91 Лободенко, В.Г. Типы толщ моренных грунтов как результат избирательного гипергенеза / В.Г. Лободенко, Г.Л. Кофф // Особенности формирования гидрогеологических и инженерно-геологических условий Белоруссии: Сб. н. тр. – 1979. – С. 158-165.
- 92 Карабанов, А.К. Флювиогляциальные дельты Беларуси / А.К. Карабанов, Э.А. Левков // Докл. АН Беларуси. Т. 38. – 1994. – №3. – С. 87-90.
- 93 Левков, Э.А. О позднеплейстоценовой активизации разломов в Белорусском Поозерье / Э.А. Левков, А.К. Карабанов // Докл. АН Беларуси. Т. 38. – 1994. – №5. С. 92-96.
- 94 Левков, Э.А. Мосары – тектоноледниковые формы рельефа / Э.А. Левков, А.К. Карабанов // Докл. АН Беларуси. Т. 36. – 1992. – № 3-4. – С. 234-236.
- 95 Лукашев, К.И. Современное состояние и задачи изучения перигляциального литогенеза / К.И. Лукашев, В.К. Лукашев // Литология и геохимия перигляциальных отложений. – М., 1977. – С. 5-10.
- 96 Вознячук, Л.Н. К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий / Л.Н. Вознячук // Проблемы палеогеографии Белоруссии. – Мн., 1973. – С 45-75.
- 97 Величко, А.А. Опыт корреляции лессовых отложений в перигляциальной зоне Европы / А.А. Величко // Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. – М., 1963. – С 147-163.
- 98 Матвеев, А.В. Ледниковые отложения Белоруссии / А.В. Матвеев. – Мн., 1971. – 114 с.
- 99 Кригер, Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой / Н.И. Кригер. М., 1965.
- 100 ГОСТ 25100-95. Грунты. Классификация. М. : Изд-во стандартов. – 1982.

- 101 СТБ 943-93. Грунты. Классификация. – Мн. : Министерство архитектуры и строительства Республики Беларусь, 1995. – 18 с.
- 102 Мотуз, В.М. Некоторые особенности строения вещественного состава аллювия разновозрастных террас долины Днепра в пределах БССР / В.М. Мотуз // Вопросы геологии антропогена. – М. : Недра, 1972. – С. 70-85.
- 103 Плотников, Н.И. Техногенные изменения гидрогеологических условий / Н.И. Плотников. – М. : Недра, 1989. – 268 с.
- 104 Бондаренко, А.М. Опыт комплексного изучения подтопленности г. Павлодара грунтовыми водами / А.М. Бондаренко, С.А. Мамаева // Инженерная геология. – 1987. – №5. – С. 78-83.
- 105 Гавшина, З.П. Условия подтопления грунтовыми водами застраиваемых территорий / З.П. Гавшина, Е.С. Дзекцер. – М. : Стройиздат, 1982. – 116 с.
- 106 Казакова, И.Г. Изучение и прогноз опасности подтопления урбанизированных территорий / И.Г. Казакова // Оценка и управление природными рисками «Риск-2003». Т.1: Материалы / Всероссийская конференция. – М., 2003. – С. 113-117.
- 107 Казакова, И.Г. Проблема подтопления на территории России и возможные пути ее решения / И.Г. Казакова, О.В. Слинко // Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 1992. – №1. – С. 90-96.
- 108 Максимович, Н.Г. Изменение гидрогеологических условий в процессе строительства крупного агропромышленного комплекса / Н.Г. Максимович, К.А. Горбунова // Инженерная геология. – 1989. – №5. – С. 61-65.
- 109 Paal T. Change of groundwater level-change of design parameters / Paal T. // Proc. 6-th Budapest Conf. Soil Mech. and Found. Eng.– Budapest, 1984.– P. 229-236.
- 110 Семенов, С.М. Разработка концепции, структуры и содержания постоянно действующего экологического мониторинга подземных вод территории Москвы / С.М. Семенов // Инженерно-экологические изыскания в строительстве: теоретические основы, методика, методы и практика. – Вып.8. – М. : ГЕОС, 2006. – С. 251-255.
- 111 Дегтярев, Б.М. Дренаж в промышленном и гражданском строительстве / Б.М. Дегтярев. – М. : Стройиздат, 1990. – 235 с.
- 112 Дзекцер, Е.С. Геоэкологические проблемы подтопления городов России / Е.С. Дзекцер // Европа – наш общий дом: Экологические аспекты: Пленарные доклады / Международная научная конференция. – Мн., 2000.– С. 107-112.
- 113 Оценка геологического и геохимического риска в схемах охраны геологической среды культурно-исторических зон (на примере Московского региона) / Л.В. Бахирева [и др.] // Инженерная геология. – 1998. – № 6. – С. 36-47.
- 114 Геоэкология урбанизированных территорий Грузии / Г.И. Буачидзе [и др.] // Сергеевские чтения. –Вып. 3. –М. : ГЕОС, 2001.– С. 205-207.

115 Задачи по оценке риска возникновения эколого-геологических ситуаций в районе большого Калининграда / Д.В. Доброва [и др.] // Оценка и управление природными рисками «Риск-2003». Т.2.: Материалы / Всероссийская конференция. – М., 2003. – С. 191-193.

116 Петрухина, И.А. Геоэкологические проблемы Ташкентской группы городов / И.А. Петрухина, Н.Г. Мавлянов, Е.В. Борзова // Сергеевские чтения. – Вып. 3. – М.: ГЕОС, 2001. – С. 248-250.

117 Сианисян, Э.С. Проблемы подтопления урбанизированных территорий на примере г. Ростова-на Дону / Э.С. Сианисян, К.Ю. Шкаликов // Сергеевские чтения. – Вып. 6. – М.: ГЕОС, 2004. – С. 197-199.

118 Маковецкий, О.А. Влияние изменений геологической среды на надежность системы «основание-фундамент-здание» / О.А. Маковецкий // Сергеевские чтения. – вып. 6. – М.: ГЕОС, 2004. – С. 398-402.

119 Рекомендации по методике оценки и прогноза гидрогеологических условий при подтоплении городских территорий. – М., 1983. – 240 с.

120 Дзекцер, Е.С. Закономерности формирования процесса подтопления застраиваемых территорий грунтовыми водами / Е.С. Дзекцер // Процессы подтопления застроенных территорий грунтовыми водами. Ч.1: Тез. докл. / Всесоюзное совещание. – Новосибирск, 1984. – С. 5-9.

121 Прогнозы подтопления и расчет дренажных систем на застраиваемых и застроенных территориях // Справочное пособие к СНиП 2.06.15-85. – М.: Стройиздат, 1991. – 272 с.

122 Трацевская, Е.Ю. Условия подтопления территории г. Гомеля / Е.Ю. Трацевская // Литосфера. – 2004. – № 2 (21). – С. 100-107.

123 Rethati L. Geotechnical effects of changes in groundwater level / Rethati L // Soil Mech. and Foundat. Eng. Vol.1.: Proc. / 10 Int. Conf. – Rotterdam, 1981. – P. 471-476.

124 Котлов, В.Ф. Оценка нормативного инфильтрационного воздействия на геологическую среду города / В.Ф. Котлов, Е.В. Смирнова // Инженерная геология. – 1998. – № 6. – С. 54-63.

125 Мавлянов, Н.Г. Оценка геологического риска возникновения и развития природных и техногенных процессов на территории г. Ташкента / Н.Г. Мавлянов, И.А. Петрухина // Оценка и управление природными рисками «Риск-2003». Т.1: Материалы / Всероссийская конференция. – М., 2003. – С. 374-378.

126 Токарский, О.Г. Влияние свайных оснований на фильтрационную обстановку городских территорий / О.Г. Токарский, А.В. Гусев, А.О. Токарский. Тез. докл. Ч.3. / 1 Всесоюзный съезд инженеров-геологов, гидрогеологов и геоэкологов. – Киев, 1989. – С. 225-227.

127 Токарский, О.Г. К вопросу подтопления центральной части г.Саратова и моделирование потока грунтовых вод / О.Г. Токарский, В.В. Мозговой, А.О. Токарский // Сергеевские чтения. – Вып. 3. – М.: ГЕОС, 2001. – С. 262-264.

128 СНиП 22-02-2003. Инженерная защита территорий, зданий и со-

оружений от опасных геологических процессов. Основные положения. М. : Федеральное агентство по строительству и жилищно-коммунальному хозяйству (Росстрой). – 2004. – 39 с.

129 СНиП 2.0615-85. Инженерная защита территорий от затопления и подтопления. М. : Гос. комитет СССР по делам строительства. – 1986. – 19 с.

130 Грунтоведение / под ред. В.Т. Трофимова. – М. : Изд-во Московского университета, 2005. – 1023 с.

131 Шестаков, В.М. Динамика подземных вод / В.М. Шестаков. – М. : Изд-во Московского университета, 1979. – 367 с.

132 Бучурин, В.И. Районирование территории Белоруссии по условиям формирования режима грунтовых вод / В.И. Бучурин, М.В. Фадеева, Н.Р. Ярошевич // Особенности формирования геидрогеологических и инженерно-геологических условий Белоруссии: Сб. научн. тр. – Мн., 1979. – С. 9-18.

133 Козлов, М.Ф. Гидрогеология Припятского Полесья. Т. 1 / М.Ф. Козлов. – Мн. : Наука и техника, 1976. – 152 с.

134 Руководство по проектированию оснований зданий и сооружений. – М., 1978.

135 Вотяков, И.Ф. Механика грунтов, основания и фундаменты / И.Ф. Вотяков. – Гомель, 1996. – 61 с.

136 Дзекцер, Е.С. Геогидромеханические аспекты проблемы подтапливания застроенных территорий подземными водами / Е.С. Дзекцер // Инженерная деятельность человека и геологическая среда: Материалы / Всесоюзная межведомственная конференция. – М., 1976. – С. 73-84.

137 СНиП 2.02.01-83 Основания зданий и сооружений. – М. : Государственный комитет СССР по делам строительства, 1985. – 40 с.

138 СП 50-101-2004. Проектирование и устройство оснований и фундаментов зданий и сооружений. – М., 2004. – 130 с.

139 Осипов, В.И. Природа прочности и деформационных свойств глинистых пород / В.И. Осипов. – М.: МГУ, 1979. – 231 с.

140 СНБ 5.01.01-99. Основания и фундаменты зданий и сооружений. – Мн. : Министерство архитектуры и строительства Республики Беларусь, 1999. – 37 с.