МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ НАУК
ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА И ТОРФА

ЛАНДШАФТЫ БОЛОТ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

ТОМСК
«Издательство НТЛ»
2012

ния добычи и переработки торфа, проводится В.К. Бернатонисом, В.С. Архиповым, С.Г. Масловым и др.

Таким образом, в настоящее время отдельные компоненты болотных геосистем достаточно полно изучены различными специалистами, в то время как ландшафтные исследования болот Томской области проводились отдельными учеными на ограниченной территории. Наиболее изученными в этом плане являются болота Томского района, восточные отроги Васюганского болота. Северные районы и правобережье р. Оби в настоящее время являются наименее исследованными.

1.2. Геологическое строение

Томская область расположена на крайнем юго-востоке Западно-Сибирской эпицерцинской (эпипалеозойской) плиты. В свете тектоники плит она является частью гигантской Евразийской плиты. Западно-Сибирская плита – огромная чашеобразная депрессия (рис. 1.2), кристаллический фундамент плиты выходит на поверхность по периферии,

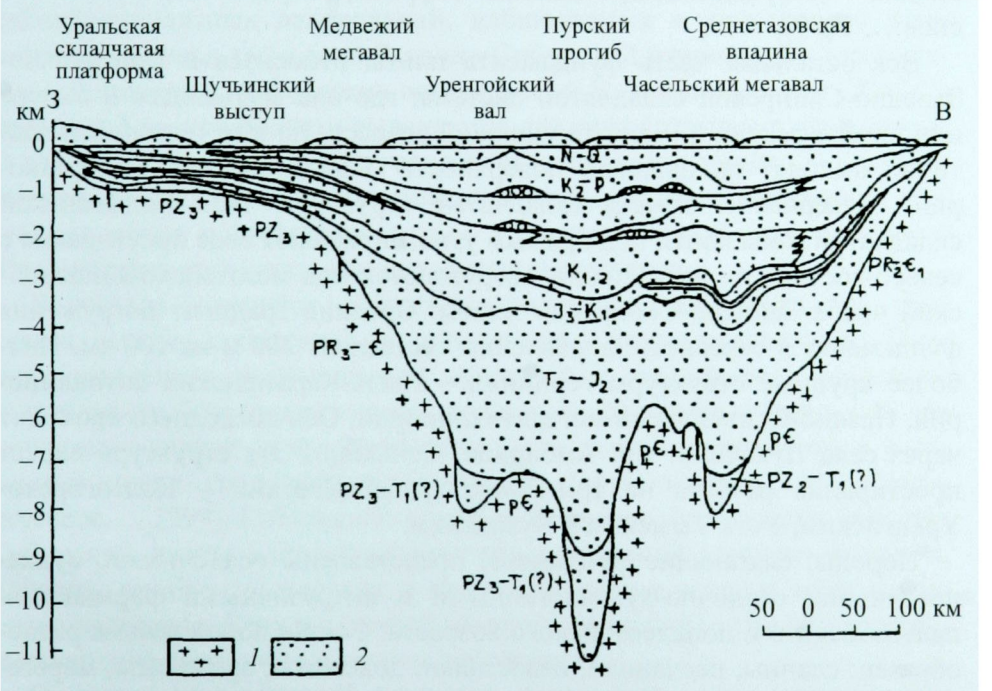


Рис. 1.2. Геологический профиль Западно-Сибирской плиты (Богоявленская, 1991): *1* – складчатый фундамент, *2* – мезозойско-кайнозойский чехол

где образует складчатое обрамление равнины. В пределах Томской области фундамент на юге и юго-востоке местами выходит на дневную поверхность, образуя в долинах рек обнажения – Лагерный сад, Синий Утес и др.

В составе фундамента плиты в пределах области выделяется ряд разновозрастных комплексов – карелиды, байкалиды,салаириды, каледониды и герциниды. Они образуют блоки, разделенные глубокими разломами. На юге территории и на правобережье Оби доминируют более древние комплексы. Здесь в пределах байкалид выделяется древний Верхнекетский массив предположительно карельской стабилизации. Блоки байкалид прослеживаются и в верховьях р. Васюган. Значительным распространением на правобережье Оби пользуются салаирские складчатые структуры, образующие блоковые выступы и горсты. Наиболее крупным из них является Улуюльско-Среднечулымский выступ. Кроме того, выделяются унаследованные наложенные впадины, являющиеся северным продолжением Минусинской группы впадин – Тегульдетская, Алипская (Сурков, Жеро, 1981; Геологическое..., 1999).

Вся остальная часть фундамента плиты относится к Центрально-Западно-Сибирской складчатой системе, где она заложилась в силуре или начале девона и имеет герцинский возраст. На юге герциниды частично выходят на дневную поверхность (Новосибирский антиклинорий). Севернее г. Томска складчатые структуры Томь-Колыванской складчатой зоны почти под прямым углом изменяют свое простирание с северо-востока на юго-запад и погружаются под мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты. Средний градиент погружения фундамента в северном направлении составляет 200 м на 100 км. Наиболее крупные структуры герцинид – Пыль-Караминский антиклинорий, Назино-Сенькинский мегаантиклинорий. Ось последнего проходит через села Лукашкин Яр, Амбарное, Сенькино. Эта структура вкрест простирания разбита на три блока грабен-рифтами – Колтогорско-Уренгйским, Усть-Тымским и Чузикским.

Породы, слагающие фундамент, представлены осадочными, вулканогенными, осадочно-вулканогенными и интрузивными формациями палеозойского и допалеозойского возраста. Состав пород весьма разнообразен: сланцы, песчаники, известняки, доломиты, аргиллиты, мерегели, туфы, туфопесчаники, алевролиты, диабазы, гнейсы, гранитогнейсы, базальты и др.

Мезозойско-кайнозойский чехол плиты разделяется на два крупных надпорядковых элемента:

1. Внешний структурно-тектонический пояс Западно-Сибирской плиты, характеризующийся развитием положительных структур;

2. Внутреннюю структурно-тектоническую область (Рудкевич, 1969; Геологическое..., 1999 и др.). Граница между ними проводится по зоне наибольшего погружения чехла или выклинивания юрских отложений. В пределах Внешнего пояса глубина до палеозойского фундамента не более 3 км (Геологическое..., 1999), по В.А. Конторовичу (2002) – не более 2 км. Внутренняя область характеризуется значительными и резкими перепадами глубин до поверхности фундамента – от 500 до 2500–3000 м (Сурков, Жеро, 1981).

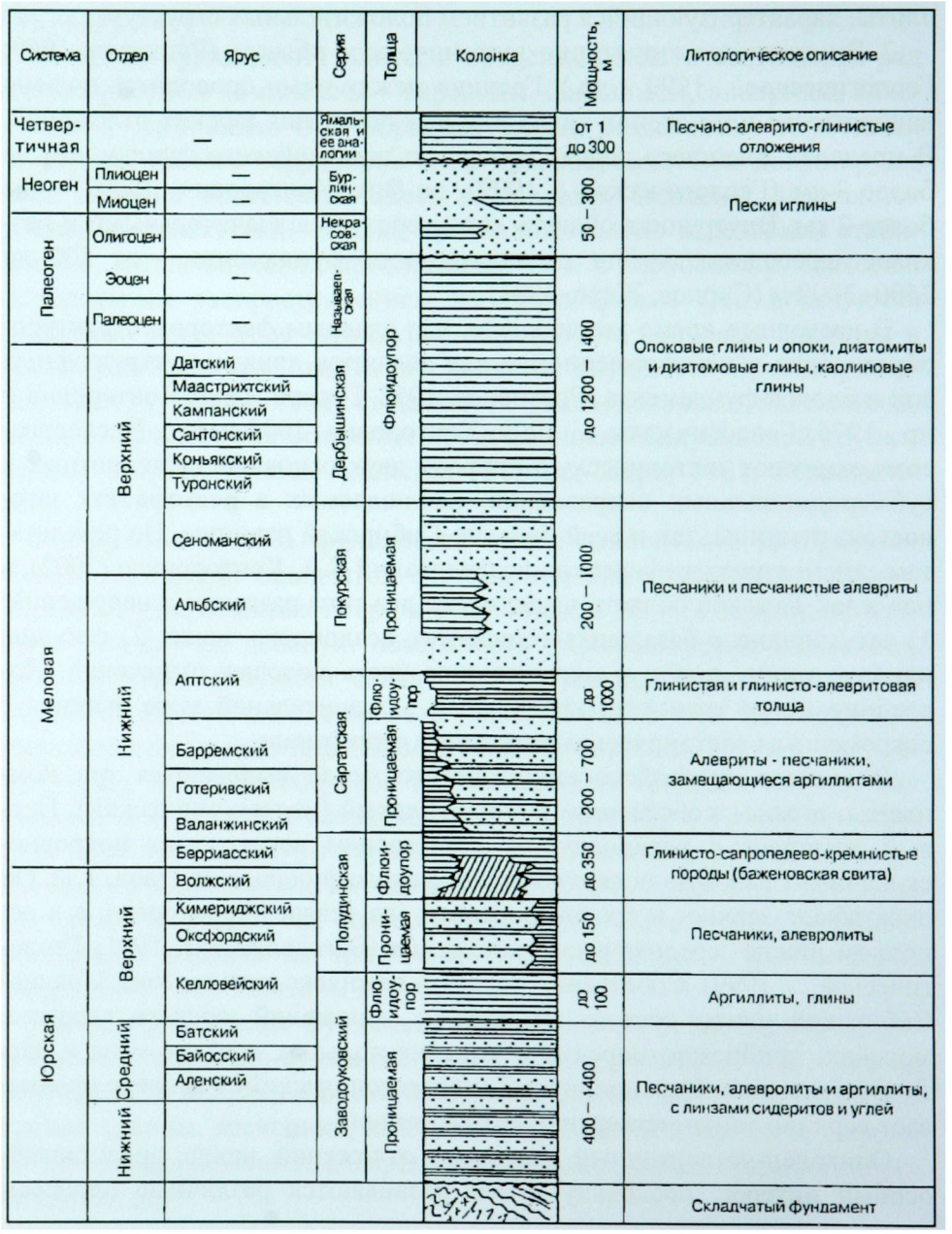
В настоящее время установлено, что главным фактором структурообразования в платформенном чехле являются движения структурных зон и блоков фундамента (Ростовцев, 1958, Гурари, 1962, Конторович и др., 1975; Геологическое..., 1999; Конторович, 2002 и др.). Исследователи отмечают тектоническую природу двух основных субширотных и субмеридиональных направлений, наблюдаемых в рельефе как юго-востока равнины, так и всей Западно-Сибирской равнины. По результатам сейсмостратиграфических исследований В.А. Конторовича (2002), в пределах Томской области выделяются два типа разрывных нарушений: 1) затухающие в базальных горизонтах осадочного чехла; 2) секущие юрскую толщу пород и значительную часть меловых отложений. Последние могут трансформироваться и в значительной мере связаны с современным тектоническим строением территории.

В составе мезозойско-кайнозойского чехла выделяются три комплекса: нижне-, собственно- и верхнеплитый (неотектонический). Первый комплекс с региональным несогласием перекрывает покровно-складчато-глыбовую поверхность доюрского фундамента (табл. 1.1). Он охватывает верхне- и среднетриасовые (на севере территории), а в основном нижне- среднеюрские отложения (Богоявленская, 1991; Геологическое..., 1999). Собственно плитный комплекс юго-востока Западно-Сибирской плиты состоит из морских отложений юрского возраста, морских, прибрежно-морских и континентальных осадков мела и частично палеогена. Верхнеплитный (неотектонический) комплекс охватывает верхние эоцен-четвертичные отложения.

Олигоцен-четвертичный комплекс отложений чехла представляет особый интерес, поскольку в нем развиваются различные процессы

Таблица 1.1

Обобщенная стратиграфическая колонка Западно-Сибирской плиты (Богоявленская и др., 1991)



рельефообразования, в том числе и болотообразование. Вследствие этого характеристика неотектонического комплекса пород дается более полно.

Олигоценовые отложения в правобережье р. Оби, в пределах Томской области, развиты повсеместно. Они выполняют с поверхности Тегульдетскую впадину, развиты по всему среднему Причулымью, встречаются в бассейнах Кети, Пайдугиной. Мощность их достигает 123 м (Головеров и др., 1984; Шацкий, 1984). Породы олигоцена выходят на дневную поверхность в бассейне Тыма, где описаны нами в обнажении Козин Яр. Литология и генезис отложений разнообразны. Это аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные и озерно-болотные породы. Среди них преобладают тяжелые суглинки и легкие глины, но широко развиты пески и алевриты. Суглинки и глины насыщены детритом, включают обломки углефицированной древисины, каолин. В глинистых породах олигоцена содержится до 50–94 % пылеватых частиц. Породы некарбонатные, незасоленные, слабо намокают в воде. Естественная влажность их колеблется от 18 до 60 %, пористость высокая – до 45–60 % (Герасимова и др., 1971; Инженерная геология, 1976). Пески олигоцена чаще мелкозернистые и пылеватые с преобладанием фракций 0,25–0,1 мм (47–87 %), водонасыщены.

Отложения морского палеогена в левобережье р. Оби распространены в бассейнах рек Васюгана, Нюрольки, Чижапки и Ильяка. Это плотные глины, часто жирные, местами тонкослоистые с присыпками и линзочками алеврита, песка или песчаника в основании талицкой свиты. Залегают они на породах верхнего мела, а их мощность достигает 72 м во впадинах и сокращается до 20 м на положительных структурах (Кривенцов, 1984). Эоцен также представлен морскими осадками, преимущественно глинами с тонкими прослойками и присыпками алеврита и песка. На морских осадках залегают континентальные палеогеновые отложения, имеющие аллювиальный, озерный, озерно-аллювиальный, болотный генезис – глины, пески, алевриты с линзами лигнитов и бурых углей. Залегая на междуречьях на глубине от 10 до 90 м, отложения верхнего палеогена местами вскрываются реками (Нюролькой, Тымом и др.). Описанные выше отложения олигоцена относятся к некрасовской серии (см. табл. 1.1).

Неогеновые отложения с размывом залегают на породах олигоцена и имеют континентальный генезис, в разрезе преобладают пески (рис. 1.3). Миоценовые отложения – это пески разнозернистые с гравием и галькой, каолином. Преобладают среденезернистые пески фракции 0,5–0,25 мм (до 50–90 %) и фракции 0,25–0,1 мм (до 50–72 %).

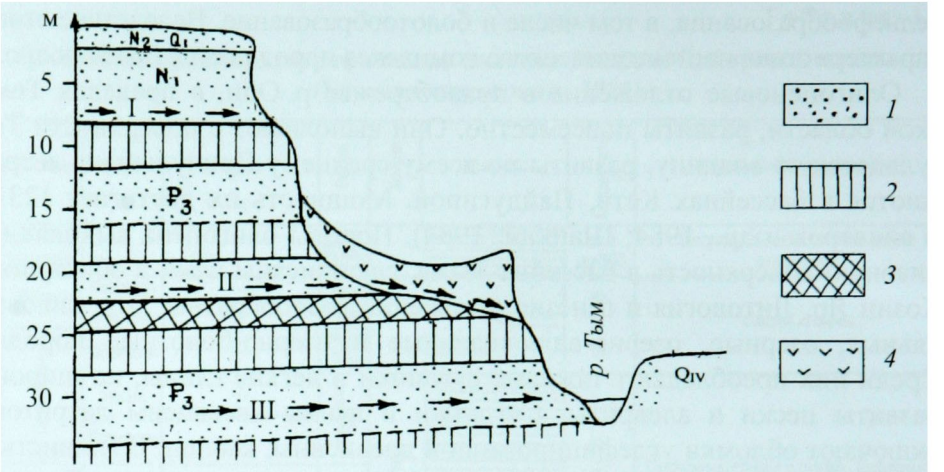


Рис. 1.3. Разрез на обнажения. Козин Яр на р. Тыме: *1* – пески; *2* – суглинки и глины; *3* – суглинки с обугленными древесными остатками; *4* – тело оползня; I – III – выходы подземных вод (Евсеева, Земцов, 1990)

В естественном состоянии пески уплотнены, пористость изменяется от 31 до 37 %. Пески обычно водонасыщены до плывунов, коэффициент фильтрации достигает 18–30 м/сут (Герасимова и др., 1971; Инженерная геология, 1976). Миоценовые отложения выходят на дневную поверхность по р. Тыму в обнажении Компасский Бор. Это озерные глины с детритом, пески с детритом и стволами древесины (Горбунов, 1962). Плиоценовые отложения имеют озерный, озерно-аллювиальный, а на юге – субаэральный генезис.

Четвертичные отложения. Мощность их достигает 69 м, при средних значениях 20–40 м. Древнейшие отложения четвертичной системы на территории Томской области распространены повсеместно в составе кочковской, смирновской свит и занимают все водораздельные пространства (Сильвестров, 1997). Их нет в пределах придолинных и террасовых образований современной речной сети (рис. 1.4).

Осадки кочковской свиты развиты в восточной и юго-восточной частях Томской области, где слагают наиболее высокую гипсометрическую ступень с абсолютными высотами 140–250 м. В основании этих отложений залегают породы плиоцена – аллювиальная часть кочковской свиты, называемая ранее нижнекочковской подсвитой (рис. 1.5), реже отмечаются породы олигоцена. Кочковская свита сложена толщей плотных глин, реже тяжелых суглинков с прослоями и линзами песков.

Мощность прослоев и линз 2–12 м. Пески мелкозернистые, полевошпат-кварцевые, часто переходят в алевриты. В составе песков преобладают частицы 0,5–0,25 мм (26–46 %) и 0,25–0,1 мм (39–59 %). Суглинки и глины мало просадочны, влажность их составляет 0,08–0,31, коэффициент пористости – 0,53–0,76. Верхняя часть глинистой толщи кочковской свиты облессована до глубины от 1–3 до 10 м. Лессовидные суглинки и глины содержат много пылеватых частиц (45–72 %) и глинистых частиц (20–40 %). Содержание крупной пыли (0,05–0,01 мм) достигает 30–55 % (Герасимова и др., 1971, Коломенская и др., 1977). Отложения слабо и неравномерно гумусированы (0,1–0,3 %, местами до 1–5 %).

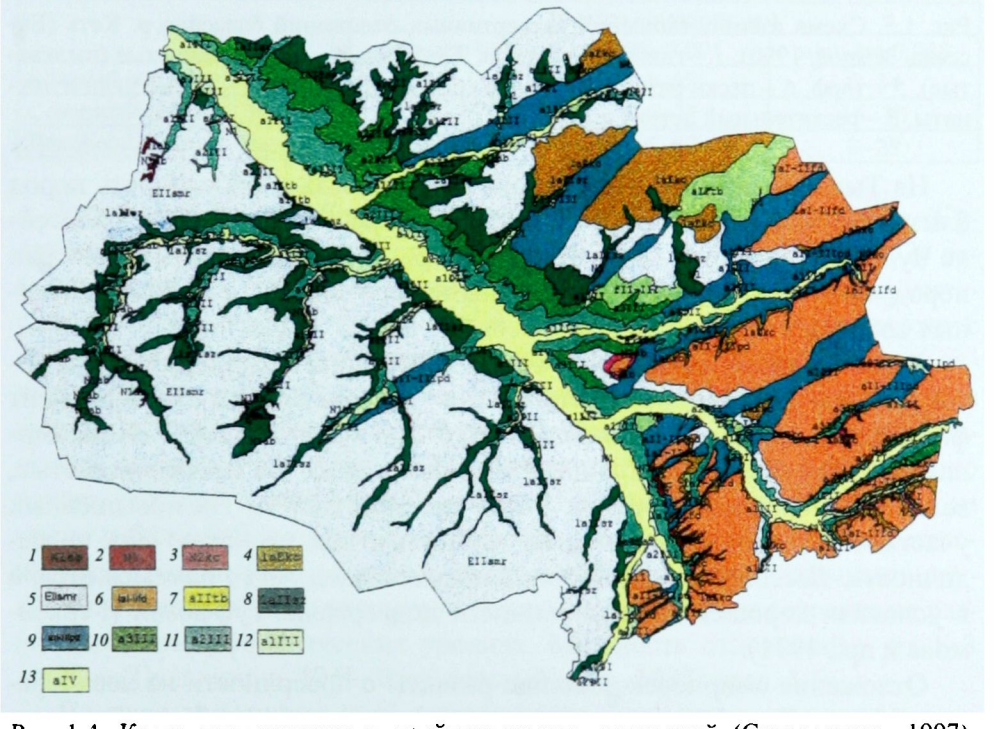


Рис. 1.4. Карта плиоценовых и плейстоценовых отложений (Сильвестров, 1997). В основании обнажений показаны: *1* – абросимовская свита; *2* – миоценовые отложения; *3* – кочковская свита. На поверхности, под покровными и болотными отложениями снятыми показаны: *4* – кочковская свита, верхняя подсвита; *5* – смирновская свита; *6* – федосовская свита; *7* – тобольская свита; *8* – сузгунская толща (свита); *9* – пайдугинская свита; *10*, *11*, *12* – третья, вторая и первая надпойменные террасы; *13* – пойменная терраса

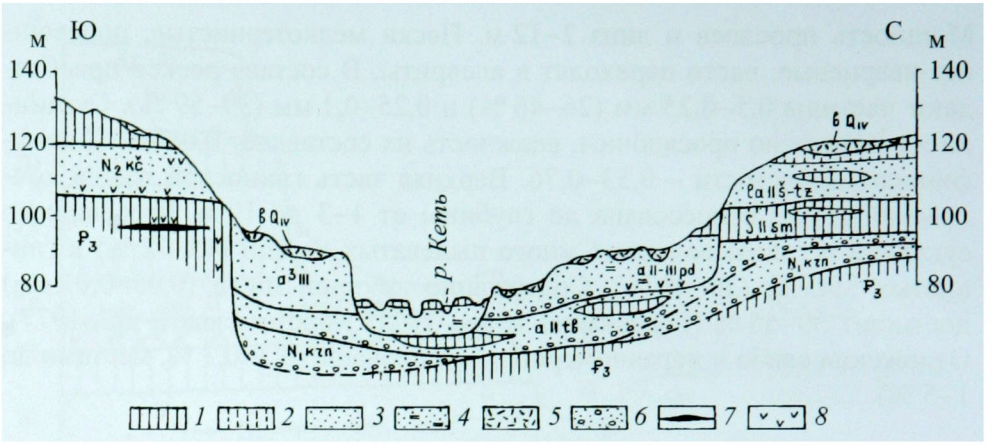


Рис. 1.5. Схема взаимоотношений четвертичных отложений бассейна р. Кеть (Евсеева, Земцов, 1990): *1* – глины, *2* – супеси, *3* – пески, *4* – пески глинистые (пылеватые), *5* – торф, *6* – пески разнозернистые с гравием и галькой, *7* – бурые угли и лигниты, *8* – растительный детрит

На Тым-Вахском и Тым-Кетском междуречьях карбонатность пород близка к 0 %, южнее долины р. Кеть она возрастает до 11 %, а в бассейне Чулыма – до 23,5 % (Коломенская и др., 1977). Влажность глинистых пород изменяется от 14 до 33 % на плоских участках, а на дренированных составляет 8–16 %.

Для отложений кочковской свиты характерна механическая суффозия. Пески кочковской свиты часто водонасыщены, коэффициент фильтрации песков изменяется от 0,6–2,4 до 9–20 м/сут. (Инженерная..., 1976). Такие колебания объясняются тем, что пески глинистые, величина пылеватой фракции в них достигает 27 %. На повышенных участках с глубоким залеганием грунтовых вод не исключена просадочность. Лессовидные суглинки неводостойкие, легко размываются, а в условиях хорошей дренированности подвержены суффозии (Герасимова и др., 1971).

Отложения смирновской толщи развиты с поверхности на левобережье Оби, на Тым-Вахском междуречье, фрагментами на Кеть-Тымском и Обь-Томском междуречьях. Это однородная суглинистая толща с горизонтами погребенных почв, с прослоями песков, супесей. Глины вязкие, слабокарбонатные, с гидроокислами железа, местами встречаются мелкие бобовины лимонита и углефицированные растительные остатки. Генезис осадков смирновской толщи озерно-аллювиальный, они мало

отличаются от пород кочковской свиты и очень постепенно сменяют последние. Мощность облессованной толщи – первые метры.

Осадки федософской свиты широко развиты на юго-востоке области – на междуречьях Оби и Томи, Томи и Яи, Оби и Чулыма, Чулыма и Кети и др. Аналогом федософской свиты являются тайгинские глины. Гранулометрический состав их хорошо изучен Г.А. Сулакшиной (1968) (табл. 1.2).

Таблица 1.2

Гранулометрический состав (в %) отложений федосовской свиты (Сулакшина, 1968)

Участок	Размер фракции, мм		
	больше 0,05	0,05–0,005	меньше 0,005
Южный район г. Томска	0,0–15	14–88	6–34
Северный район г. Томска	4–35	55–77	15–30
Левобережье р. Чулым	0,3–18	66–87	8–28

Эти отложения наиболее изучены для южных районов области (Сулакшина, 1968, 1973; Строкова, 1999 и др.). Г.А. Сулакшина (1973) отмечает, что по гранулометрическому, химическому и минералогическому составу породы федосовской (тайгинской) свит очень схожи с осадками верхней части разреза кочковской свиты. Верхняя часть отложений федосовской свиты облессована – это покровные отложения субаэрального генезиса позднеоплейстоценового возраста и голоценового возраста (Строкова, 1999). Характеристика этих пород особенно важна, так как современный комплекс экзогенных процессов, в том числе и болотообразование, развивается в основном в покровных отложениях. Они залегают с поверхности и плащеобразно покрывают другие генетические типы рыхлых пород разного состава и возраста на различных геоморфологических уровнях. Мощность отложений – от 1–3 до 12 м (Сулакшина, 1968; Врублевский и др., 1987) (рис. 1.5).

По гранулометрическому составу покровные отложения представлены преимущественно суглинками тяжелыми, в меньшей степени – легкими глинами, супесью, пылеватыми песками, которые залегают прослоями и линзами. Содержание песчаных фракций в породах незначительно, преобладает пылеватая фракция: в песках от 2 до 66 %, в супесях – от 40 до 80 %, в суглинках от 14 до 88 %, в глинах – от 57 до 69 %. Породы слабогумусированы (до 0,7 %), имеют высокую степень карбо-

натности по сравнению с другими стратиграфо-генетическими комплексами, содержание $CaCO_3$ составляет 6–7 %, местами до 18,5 % (Строкова, 1999 и др.).

Естественная влажность лессовидных отложений на левобережье Чулыма изменяется от 6 до 34 %, а на западном склоне Томь-Яйского междуречья – от 17 до 40 %. Это объяснятся особенностями рельефа и глубинами залегания уровня грунтовых вод и верховодки. Покровные отложения быстро размокают в воде (в течение 2–120 мин), редко встречаются неразмокающие. Слабая водостойкость покровных отложений – основная причина широкого развития эрозионных процессов.

Осадки сузгунской толщи фрагментами развиты как на правобережье, так и левобережье Оби (рис. 1.3). В верхней части разреза сузгунской толщи залегают ширтинско-тазовские породы – переслаивание суглинков, глин, супесей и песков. Пески часто водонасыщены. В верхней части разреза этих пород прослеживаются погребенные почвы, измененные мерзлотными пучениями и разорванными псевдоморфозами и ледяными клиньями. Содержание гумуса по разрезу колеблется от 0 до 7 %, составляя в среднем 0–0,2 % (Евсеева, Земцов, 1990). Кроме того, в верхней облессованной части разреза мощностью до 10 м характерно преобладание пылеватой фракции (30–60 %), содержание карбонатов колеблется от 0,1 до 8 %. Естественная влажность изменяется от 2 до 15 % на дренированных участках, до 20–30 % – на недренированных (Герасимова и др., 1971). Породы в основном не просадочные, не водостойкие, легко размываются и в условиях хорошей дренированности подвержены суффозии. Лессовидные суглинки третьей и второй надпойменных террас обладают просадочностью, легко размываются.

Краткая характеристика четвертичных отложений, на поверхности которых происходит болотообразование, показывает, что при общей схожести свойств покровных нерасчлененных осадков верхненеоплейстоценового-современного возраста имеются и различия, связанные с генетическими особенностями материнских пород и их возрастом (рис. 1.6).

Различия в возрасте материнских пород, их литологии, рельефе и его расчлененности, степени увлажнения, наличие или отсутствие карбонатов, содержания обменных катионов (Ca^{+2}, Mg^{+2}, K^{+}, Na^{+}) и др. определили формирование элювия (коры выветривания). Процесс формирования коры выветривания весьма длительный (десятки миллионов лет), но заведомо четвертичными являются коры выветривания, развитые на

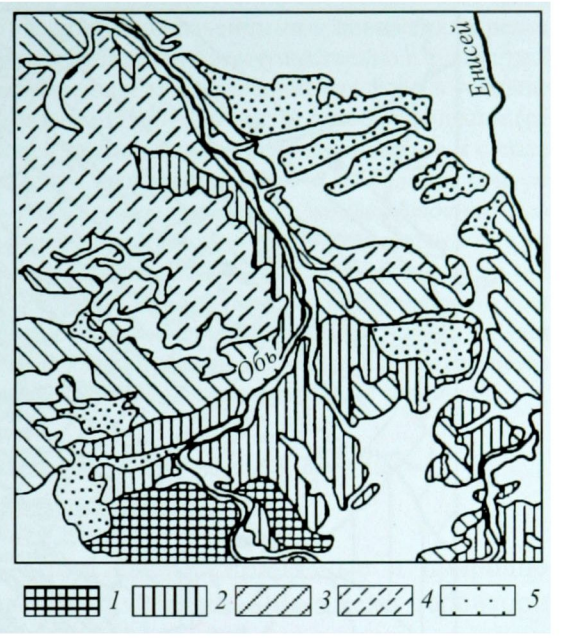


Рис. 1.6. Фрагмент схематической карты распространения лессовых пород (Золотарев, 1983): лессовые породы водораздельных пространств: *1* – большой мощности (20–40 м и более), просадочные; *2* – мощностью 5–15 м (до 30 м), просадочность чаще проявляется при дополнительных нагрузках; *3* – лессы и лессовидные средней мощности (чаще 5–10 м), слабопросадочные при дополнительных нагрузках; *4* – чаще непросадочные; *5* – с различной, обычно слабой просадочностью

миоцен-плиоценовых поверхностях выравнивания (Чистяков и др., 2000). В корах выветривания так называемого полного профиля выделяются ряд зон (рис. 1.7), но в корах неполного профиля одна-две зоны могут отсутствовать.

На рис. 1.8 показаны условия формирования современного элювия юго-востока Западно-Сибирской равнины. Неотъемлемой частью коры выветривания является почва.

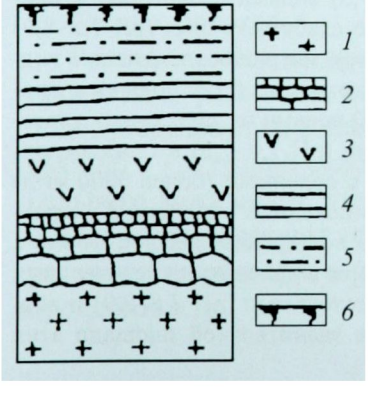


Рис. 1.7. Принципиальная схема коры выветривания: *1* – коренные породы; *2* – зона дезинтеграции; *3* – зона выщелачивания; *4* – зона глинистых минералов; *5* – зона оксидов; *6* – почва (Чистяков и др., 2000)

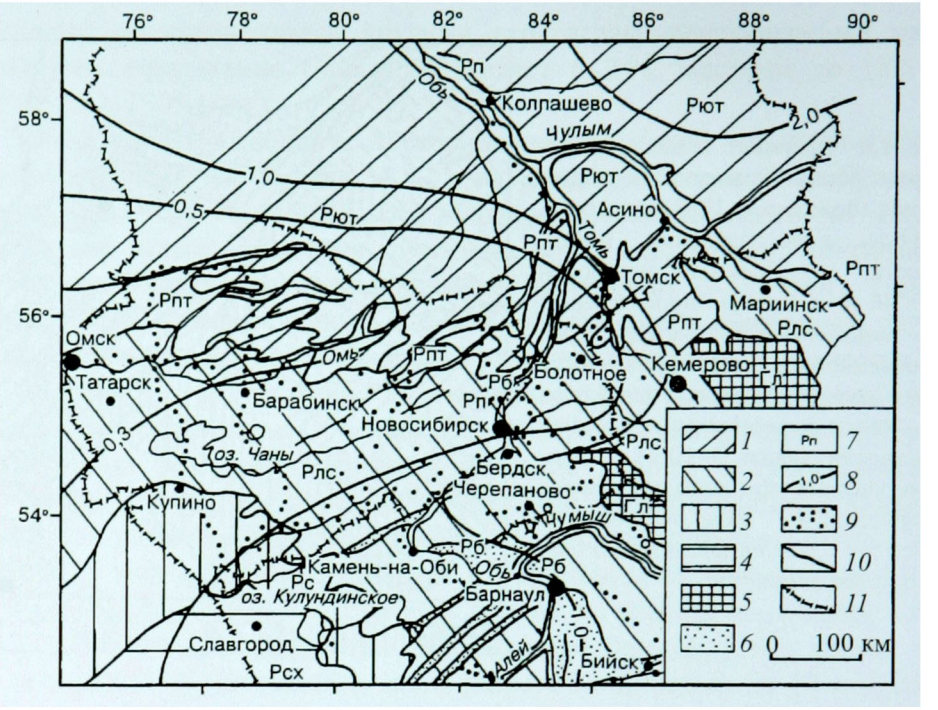


Рис. 1.8. Схема районирования региона по условиям формирования современного элювия (Геологическое..., 1999): *1 – таежная зона с подзонами южной тайги* (*Рют*) *и подтайги* (*Рпт*): болотные ландшафты – миграция элементов преимущественно в органокомплексных соединениях в условиях глеевых обстановок с ультрапресными (до 50 мг/л) кислыми (pH 3,5–5,5) водами верховых болот, со слабопресными (100 мг/л) слабокислыми (pH 5,5–6,5) водами водораздельных низинных болот и с пресными (100–200 мг/л) нейтральными (pH 6,5–7,5) водами долинных низинных болот; ландшафты тайги – миграция элементов преимущественно в ионнорастворимых формах в условиях окислительных, реже глеевых обстановок с пресными (200–400 мг/л) околонейтральными (pH 6,5–7,5) водами низкогорий и пресными (300–500 мг/л) от нейтральных (pH 6,5–7,0) до слабощелочных (pH 7,5–8,0) водами предгорий и равнин; *2 – лесостепная зона* (*Рлс*): миграция элементов в гидрокарбонатной форме в условиях окислительной геохимической обстановки с пресными (до 1000 мг/л) околонейтральными (pH 6,5–7,5) водами на залесенных участках и с солоноватыми (1000–3000 мг/л) нейтральными (pH 7,0–7,5) и слабощелочными (pH 7,5–8,5) водами на безлесных участках и с солеными (более 3000 мг/л) слабощелочными (pH 7,5–8,5) водами в безлесных пониженных участках; *3 – степная зона* (*Рс*): миграция элементов преимущественно в гидрокарбонатной форме с подчиненным значением сульфатной и хлоридной форм в условиях окислительных обстановок с солоноватыми (1000–3000 мг/л) слабощелочными (pH 7,5–8,0) и околонейтральными (pH 7,0–7,5) водами, развитыми на значительной площади этих

ландшафтов, и с солеными (более 3000 мг/л) преимущественно щелочными (pH > 8,5) и слабощелочными (pH 7,5–8,5) водами, приуроченными к понижениям рельефа; *4 – сухостепная зона* (*Рсх*): миграция элементов преимущественно в сульфатной и хлоридной формах с подчиненным значением гидрокарбонатных форм в условиях окислительных обстановок с солоноватыми (1000–3000 мг/л) слабощелочными (pH 7,5–8,0) водами, развитыми на большей части площади этих ландшафтов и с солеными (более 3000 мг/л) преимущественно щелочными (pH > 8,5) водами, приуроченными к понижениям рельефа; *5 – зона ортоэлювиальных ландшафтов низкогорий* (*Гл*): миграция элементов преимущественно в ионно-растворимых формах в условиях окислительных обстановок с пресными (200–400 мг/л) слабокислыми (pH 5,5–6,5) до нейтральных (pH 6,5–7,0) водами; *6* – боровые террасы и древние ложбины стока (Рб); *7* – поймы крупных рек (Рп); *8* – изолинии (л/(с·км^2)) модулей подземного стока (Экогеохимия..., 1996); *9* – точки заложения региональных разрезов; *10* – границы почвенно-географических зон; *11* – административные границы

1.3. Рельеф и природные рельефообразующие процессы

Географические системы – это сложные природные и природно-антропогенные системы на поверхности Земли. Они имеют территориальную структуру и являются ареной жизнедеятельности человека. Рельеф земной поверхности, наряду с литогенной основой, является базисом ландшафтов, выполняя определенные функции. При ландшафтном анализе территории к ним относятся (География, общество, 2004):

- участие рельефа в распределении потенциальной гравитационной энергии в пространстве и времени: рельеф направляет движение вещественных потоков;
- разделительные и объединительные функции: наличие рельефа способствует двум видам перемещения гравитационных потоков вещества – радиальному и латеральному; рельеф координирует соотношение названных потоков;

Рельеф – один из важных факторов, определяющих интенсивность проявления различных процессов рельефообразования, в том числе и болотообразования. Влияние рельефа на развитие болот многообразно и связано с крутизной склонов, морфологией междуречий, долин и минерального ложа болот, уклонов тальвегов, распределением атмосферных осадков, температуры, глубиной залегания грунтовых вод, степенью расчленения рельефа, а также развитием ряда эндогенных и экзогенных процессов и др.