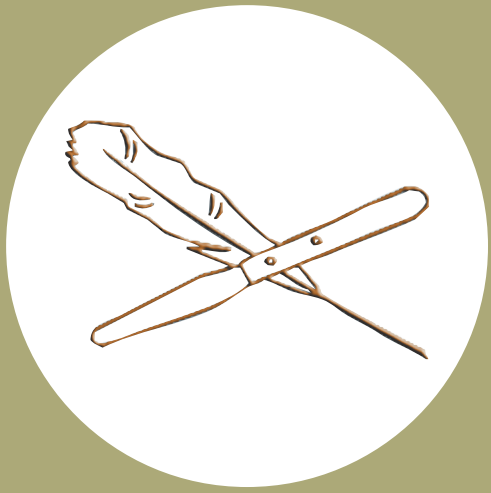
ISSN 2306-9139

ГРУНТОВЕДЕНИЕ

№ 2
2013



Лауреат премии В.В.Охотина
«За выдающийся вклад в грунтоведение»

академик Российской академии наук

Виктор Иванович Осипов

Охотинское общество грунтоведов

ГРУНТОВЕДЕНИЕ

Gruntovedenie

№ 2
2013

Журнал основан в 2012 г.

Главный редактор
Р. Э. Дашко

Редакционная коллегия:
Е.А.Вознесенский, В.В.Дмитриев, М.С.Захаров, Д.Ю.Здобин *(зам. главного редактора)*,
И.П.Иванов, В.М.Кнатько, Н.Г.Корвет, В.А.Королёв,
Н.Н.Матинян, А.А.Свертилов

Выпускающий редактор
Д. Ю. Здобин

Зав. редакцией Ю. Ю. Соколова
Адрес редакции: 190068, Санкт-Петербург, Лермонтовский пр., 7, лит. А
тел.: +7-921-986-07-57
www.okhotin-grunt.ru
E-mail: gruntovedenie@mail.ru
okhotin-grunt@mail.ru

Санкт-Петербург
Издательство «Центр генетического грунтоведения»

© Редакция журнала «Грунтоведение», 2013

УДК
624.131.1
ББК 26.3

СОДЕРЖАНИЕ

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ГРУНТОВЕДЕНИЕ

В. И. Осипов
Физико-химическая теория эффективных напряжений в грунтах 3

Р. Э. Дашко
К проблеме фильтрационной консолидации: структура и свойства воды в глинистых грунтах 35

РЕГИОНАЛЬНОЕ ГРУНТОВЕДЕНИЕ

И. П. Иванов, Г. Б. Поспехов
Современное состояние проблемы моделирования и мониторинга состояния природно-технических систем 47

В. Г. Зайончек, В. А. Усов, Н. Г. Корвет, А. Е. Бабкина
Особенности изменчивости физико-механических свойств грунтов особого состояния и методологические проблемы их изучения 50

ГРУНТОВЕДЕНИЕ – ОСОБОЕ МНЕНИЕ

Е. Н. Богданов
О механических свойствах песчаных грунтов… 55

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ 62

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ 63

УДК.624.131.1

Физико-химическая теория эффективных напряжений в грунтах

В.И. Осипов

Институт геоэкологии им. Е.М.Сергеева Российской академии наук,
Уланский пер., 13, стр.2, Москва,10100 Россия;E-mail: direct@geoenv.ru

Теория эффективных напряжений, разработанная К.Терцаги в начале 20-х годов прошлого столетия, относится к числу фундаментальных основ современной механики грунтов. Позднее вклад в её развитие внесли А. Скемптон [65], de Boer [52], Д. Митчелл [59] и многие другие. В одной из своих работ К.Терцаги писал: «Напряжения в любой точке массива грунта можно рассчитать из *общих главных напряжений* $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, которые существуют в этой точке. Если поры грунта наполнены водой под давлением *u*, то общие главные напряжения состоят из двух частей. Одна часть, *u,* действует в воде и твердой части грунта в любом направлении с одинаковой интенсивностью. Она называется *нейтральным напряжением* (или поровым давлением воды).

Баланс $\sigma_1' = \sigma_1 - u$, $\sigma_2' = \sigma_2 - u$ и $\sigma_3' = \sigma_3 - u$ представляет избыток напряжения над нейтральным *u* , который распространяется только в твердой части. Эта часть общих главных напряжений получила название *главных эффективных напряжений.* Изменения в нейтральном напряжении *u* практически не влияют на уплотнение грунта и напряженное состояние при разрушении. Пористые материалы, такие как песок, глина, цемент реагируют на изменение *u* , как если бы они были несжимаемыми и не обладали внутренним трением. Все видимые эффекты, связанные с изменением напряжений такие, как сжимаемость, разрушение и изменение сопротивления сдвигу, обусловлены исключительно изменениями эффективных напряжений σ_1', σ_2' и σ_3'. Следовательно, любые исследования устойчивости водонасыщенных грунтов требуют знания обоих видов напряжений – эффективного и нейтрального.

Теорию К.Терцаги широко используют в практике работ, на её основе решаются задачи применительно к крупнообломочным, песчаным и скальным трещиноватым грунтам. Вместе с тем, применение теории к тонкодисперсным глинистым образованиям часто приводит к расхождению получаемых данных с теоретическими расчетами. Различия возрастают с увеличением глинистости грунтов и снижением степени их уплотненности.

Существующие трудности связаны с тем, что теория К.Терцаги рассматривает общие эффективные напряжения в грунтах и не учитывает распределение напряжений на контактах структурных элементов. В частности, в теории не рассматриваются:

1) особенности распределения напряжений на контактах различных геометрических и энергетических типов,
2) существование на контактах тонких пленок связанной воды, обладающих расклинивающим давлением,
3) развитие на контактах различных процессов физико-химической природы, обусловливающих существование внутренних напряжений,
4) зависимость порового давления от характера порового пространства глин.

В настоящее время значительные успехи достигнуты в области изучения контактных взаимодействий в дисперсных телах. Приоритет в развитии этого направления принадлежит академику П.А. Ребиндеру и его многочисленным ученикам, создавшим новое междисциплинарное научное направление – физико-химическую механику пористых тел, объединив современные достижения в области молекулярной физики, коллоидной химии и классической механики.

Большое значение при изучении напряжений имеет исследование процессов, происходящих в дисперсных системах с участием различных поверхностных сил. Фундаментальный вклад в эти исследования сделан академиком Б.В.Дерягиным и его сотрудниками, разработавшими учение о расклинивающем действии тонких гидратных пленок.

Использование достижений указанных отечественных школ позволяет усовершенствовать теорию эффективных напряжений в грунтах и дать её трактовку с физико-химических позиций.

1. НАПРЯЖЕНИЯ В ГРУНТАХ

1.1. ВИДЫ НАПРЯЖЕНИЙ В ГРУНТАХ

*Напряжением в грунтах принято считать распределенную силу, отнесенную к площади бесконечно малого элемента грунта, имеющего заданную ориентацию. Существенно, что в определение напряжения входят два вектора: вектор силы и вектор нормали поверхности площадки***.**

В соответствии с представлениями механики сплошной среды, все напряжения, действующие в любой точке тела, могут быть разложены на нормальную и касательную составляющие. Совокуп-

ность нормальных и касательных напряжений определяет напряженное состояние в этой точке. Напряжения, действующие нормально по отношению к трем взаимно перпендикулярным площадкам, на которых касательные напряжения отсутствуют, называются главными напряжениями σ_1, σ_2 и σ_3. Для характеристики напряжения используется величина силы, приложенной к единице площади изучаемого тела (кГ/см^2, кН/м^2, дин/см^2, кПа, атм, бар).

По своему происхождению общие напряжения, возникающие в массиве горных пород, подразделяются на внешние и внутренние. *Внешние напряжения* могут быть природными и техногенными. *Природные напряжения*, создающиеся весом перекрывающих толщ пород, называются *геостатическими* (σ_g). В порах водонасыщенной породы, залегающей ниже уровня свободной поверхности подземных вод, действует *гидростатическое напряжение* (σ_h), определяемое весом столба воды, находящегося выше измеряемой точки. В этом случае геостатическое давление определяется разностью удельного веса породы и удельного веса вытесненного объёма воды (взвешивающего давления воды).

При наличии напорного водоносного горизонта на водоупорный слой действуют гидродинамические напряжения, создаваемые существующим напором, и фильтрацией подземных вод (σ_{hd}).

Техногенные напряжения передаются от объектов и сооружений, а также других статических или динамических воздействий, которые возникают в процессе хозяйственной деятельности людей (σ_t).

Внутренние напряжения имеют физико-химическую природу. Они возникают в результате физико-химических процессов, развивающихся внутри породы и стремящихся снизить или повысить их внутреннюю энергию. В результате этих процессов появляются внутренние напряжения, связанные с *молекулярными, электростатическими, структурно-механическими* (П(h)), *капиллярными* (σ_{cap}) *и осмотическими силами* (σ_o).

В зависимости от степени увлажнения породы, общие напряжения могут передаваться на скелет породы или распределяться между скелетом и водой, заполняющей ее поры. В неводонасыщенном состоянии напряжения полностью передаются на скелет грунта. При заполнении пор водой напряжение распределяется между скелетом и поровой водой. Напряжения, передаваемые на скелет породы, получили название *эффективных* (σ′); передаваемые на поровую воду - поровое давление (*u*). В открытых пористых системах, в которых все поры гидравлически связаны между собой, поровое давление носит гидростатический характер и определяется весом столба воды, находящегося выше точки измерений. В этом случае оно называется *гидростатическим или нейтральным* (u_o). Гидростатическое давление – всестороннее (равное во всех направлениях), оно обусловливает взвешивание пород и при неизменяющихся гидрогеологических условиях - постоянное. Поэтому часто указывается, что оно не оказывает влияние на величину главных эффективных напряжений. Отсюда его название – нейтральное. Такое утверждение допустимо только в том случае, если значение u_o остается неизменным. В иных условиях оно влияет на эффективные напряжения. Хорошо известно, например, что при понижении уровня грунтовых вод взвешивающее давление снижается, что приводит к дополнительному уплотнению толщи глин.

Эффективные напряжения, передаваемые на скелет породы, концентрируются на контактах, где возникают *контактные напряжения*, и идет их передача от одного структурного элемента другому. Площадь контактов невелика по сравнению с размером условной площадки (см^2, м^2), используемой при расчете общих средних эффективных напряжений. Поэтому величина напряжений на контактах во много раз превосходит значения общих средних эффективных напряжений.

Измерение контактных напряжений затруднено из-за сложности определения площади контактов. Экспериментально это удается сделать только через измерения расклинивающего давления гидратных пленок связанной воды на контактах.

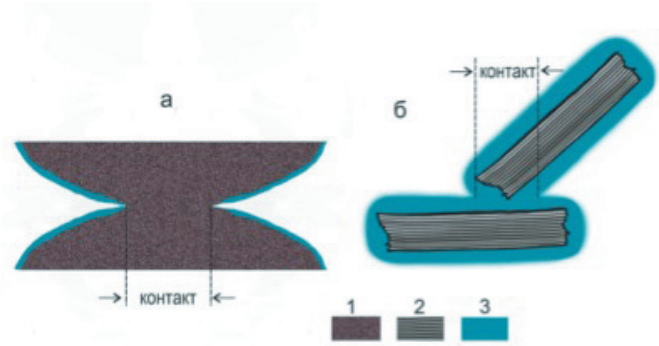


Рис.1. Непосредственный контакт между: а - песчаными зернами, б - глинистыми частицами. 1 - песчаные зерна, 2 - глинистые частицы, 3 - связанная вода.

Считается, что эффективные напряжения при отсутствии порового давления полностью передаются через контакты на скелет породы. Сказанное справедливо только в случае, если минеральные частицы непосредственно соприкасаются друг с другом (рис. 1,а). Иная ситуация в глинистых системах. Напряжения на контактах в глинистых образованиях, имеющих начальную низкую и даже среднюю степень литификации, передаются через пленки связанной воды (рис. 1, б). Поэтому эффективное напряжение компенсируется *расклинивающим действием* этих пленок П(h) и не передается на скелет. Передача напряжений на скелет породы на таких контактах происходит только тогда, когда частицы продавливают гидратную пленку, и образуется «сухой» контакт.

Таким образом, на контактах в глинистых системах происходит трансформация напряжения. Только часть общего эффективного напряжения (σ'), которую назовём *истинным* общим *эффективным напряжением* (σ''), может передаваться на скелет. Оставшаяся часть общего эффективного напряжения компенсируется пленками связанной воды.

Обобщая, можно сказать, что в толще породы действуют различные внешние и внутренние напряжения гравитационной и физико-химической природы, зависящие от различных факторов. Истинные общие эффективные напряжения, передаваемые на скелет породы и определяющие его напряжено-деформированное состояние, являются сложной функцией. С учетом того, что при расчете напряжений в толще пород принимается принцип суперпозиции, т.е. независимость действия сил различной природы, суммарная величина истинных общих эффективных напряжений будет определяться вкладом следующих составляющих:

$$\sigma'' = \sigma_g + \sigma_t + \sigma_h + \sigma_{hd} - u - \Pi(h) + \sigma_{cap} - \sigma_o, \quad (1)$$

Не все виды напряжений, указанные в формуле (1), равноценны и действуют одновременно. Так, например, в водонасыщенных глинистых грунтах напряжения, обусловленные капиллярными силами, отсутствуют, а расклинивающие силы, связанные, с развитием адсорбционных и осмотических процессов достигают максимальной величины. В неводонасыщенной породе картина может изменяться: наряду с расклинивающими и осмотическими силами важную роль здесь играют и капиллярные силы.

1.2. ВНЕШНИЕ НАПРЯЖЕНИЯ

Внешними считаются напряжения, создаваемые внутри пород за счет внешних воздействий. К числу таких воздействий относятся: а) геостатические напряжения от веса толщи пород, лежащих выше исследуемой точки, б) гидростатические и гидродинамические напряжения, возникающие от веса столба воды в водонасыщенных породах и фильтрации воды, в) напряжения, создаваемые возведенными инженерными объектами. Помимо указанных, к внешним относятся тектонические напряжения. Однако их оценка – задача сложная. Поэтому в инженерной практике ограничиваются нахождением напряжений от перечисленных выше воздействий.

1.2.1. Геостатические напряжения

Геостатические напряжения имеют гравитационную природу и определяются весом пород, залегающих над точкой, в которой они измеряются. Если дневная поверхность горизонтальна, то нормальные геостатические напряжения нарастают с увеличением глубины (z) по следующей зависимости:

$$\sigma_{g(z)} = \int_o^z \gamma_z \partial z \ , \quad (2)$$

где γ_z – удельный вес залегающих выше пород вместе с водой, заключенной в порах.

В том случае, когда толща представлена однородной по удельному весу породой (γ), формула упрощается:

$$\sigma_{g(z)} = \gamma z \ . \quad (3)$$

На глубине около 100 м указанные напряжения могут достигать 2-2.5 МПа.

Горизонтальные геостатические напряжения $\sigma_{g(x)}$ и $\sigma_{g(y)}$ для упругой изотропной среды при отсутствии боковых деформаций определяют из выражения:

$$\sigma_{g(x)} = \sigma_{g(y)} = \xi \int_o^z \gamma_z \partial z \ . \quad (4)$$

где ξ – коэффициент бокового давления, связанный с коэффициентом Пуассона выражением $\xi = \mu/(1-\mu)$.

В неводонасыщенной толще геостатические напряжения являются эффективными, т.е. передаются на скелет породы. Если изобразить нарастание геостатического давления с глубиной в однородной толще, то получится эпюра в виде прямой линии (рис. 2, а). Для неоднородной толщи расчет геостатического давления проводится по формуле (2), но в расчетах используются удельный вес и мощность выделяемых литолого-стратиграфических горизонтов.

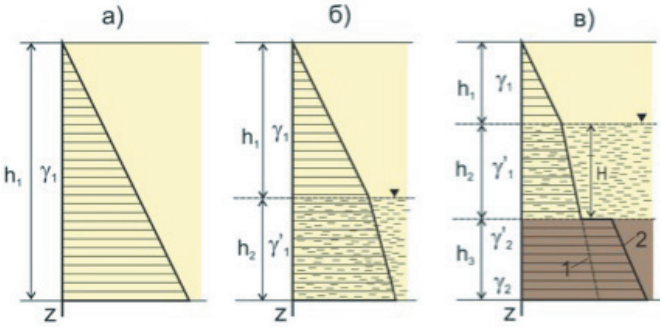


Рис.2. Распределение геостатического напряжения по глубине (z) в толще пород: а – неводонасыщенных, б – при наличии безнапорного водоносного горизонта, в – при наличии глинистого горизонта и безнапорного водоносного горизонта.

В водонасыщенных пористых породах, содержащих свободную воду, следует учитывать гидростатическое давление u_o, создающее эффект взвешивания, согласно закона Архимеда:

$$\gamma' = (\gamma_s - \gamma_w)(1 - n), \quad (5)$$

где γ', γ_s, γ_w - удельный вес взвешенной породы, твердых частиц породы и воды, соответственно; n – пористость (в долях единицы).

Учет взвешивания, таким образом, позволяет определять эффективное геостатическое напряжение, создаваемое в скелете водонасыщенного грунта. С учетом этого эпюра геостатических напряжений ниже поверхности безнапорного водоносного горизонта претерпевает излом (рис. 2,б), а суммарное напряжение в толще породы, в которой имеется безнапорный водоносный горизонт, будет равным:

$$\sigma_{g(z)} = \gamma_1 h_1 + \gamma'_1 h_2, \qquad (6)$$

где γ'_1- удельный вес взвешенной породы, рассчитываемый по формуле (5).

Применительно к глинистым породам такая закономерность справедлива только для открытых глинистых систем низкой степени литификации, в порах которых содержится свободная вода. Поэтому слой нелитифицированных или слабо литифицированных глинистых образований является водопроницаемым и также находится во взвешенном состоянии (рис. 2, в, отрезок 1).

Иная ситуация складывается в глинах, претерпевших литификацию, но не трещиноватых. В поровом пространстве таких глин имеется значительное количество закрытых пор, содержащих иммобилизованную свободную воду или полностью перекрытых связанной водой. Глины становятся водоупором, в котором отсутствует единая гидравлическая связь между порами, а, следовательно, и гидростатическое взвешивание. На верхнюю границу водоупора передается не только эффективное напряжение от вышележащей толщи, но и гидростатическое давление от веса столба воды, равное:

$$u_o = \gamma_w H n, \qquad (7)$$

где γ_w – удельный вес воды, H – высота столба воды, n – пористость водонасыщенных пород.

Поэтому на границе с водоупорным слоем наблюдается быстрое увеличение геостатического давления, а в толще глинистого слоя - наращивание геостатического давления идет по закону невзвешенных пород (рис. 2, в, отрезок 2).

Таким образом, суммарная величина геостатического давления в толще породы с глинистым слоем в основании и одним безнапорным водоносным горизонтом будет выглядеть следующим образом:

а) глинистый слой проницаемый:

$$\sigma_{g(z)} = \gamma_1 h_1 + \gamma'_1 h_2 + \gamma_2' h_3, \qquad (8)$$

б) глинистый слой – водоупор:

$$\sigma_{g(z)} = \gamma_1 h_1 + \gamma'_1 h_2 + H \gamma_w n + \gamma_2 h_3. \qquad (9)$$

При наличии в толще горных пород двух (напорного и безнапорного) водоносных горизонтов с напорами соответственно H_1 и H_2 (рис. 3), возникают дополнительные напряжения, образование которых определяется соотношением между величинами действительного (Iд) и начального (Iн) градиентов фильтрации. Градиент фильтрации находится из выражения:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{h}, \qquad (10)$$

где H_1-H_2 - разница напоров, h – мощность фильтрующего слоя.

При определении Iд берутся реально существующие напоры в напорном (H_1) и безнапорном (H_2) водоносных горизонтах.

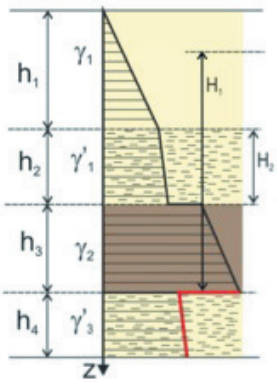


Рис.3. Распределение геостатического давления в толще пород при наличии двух (напорного и безнапорного) водоносных горизонтов.

Значение Iн определяется экспериментально. В ходе эксперимента задаются значения H_1 и H_2, и находится разница H_1-H_2, при которой начинается фильтрация. При Iд ≤ Iн глинистый слой рассматривается как водоупор. В этих условиях на кровлю водоупора, помимо эффективного напряжения от вышележащей толщи, действует вес столба воды H_2, что приводит к росту σ_z на величину $\gamma_w H_2 n$ (рис. 3). Напряжение от самого водоупорного слоя возрастает в соответствии с произведением $\gamma_2 h_3$. Но на подошве слоя происходит резкое падение σ_z за счет гидростатического давления $\gamma_w H_1$, обусловленного существованием напора (H_1). Таким образом, суммарное геостатическое давление на подошве водоупорного слоя будет выглядеть следующим образом:

$$\sigma_{g(z)} = \gamma_1 h_1 + \gamma'_1 h_2 + \gamma_w H_2 n + \gamma_2 h_3 - \gamma_w H_1 . \qquad (11)$$

Гидростатическое давление, возникающее под влиянием напорного водоносного горизонта, может создавать значительное противодавление в толще пород, величина которого достигает нескольких МПа. По этой причине происходит уплотнение пород и опускание земной поверхности при снятии напоров

подземных вод. Наиболее часто это наблюдается при массированных заборах артезианских напорных вод на территориях городов, промышленных центров и месторождений [21, 6].

Обратное явление – повышение напора водоносных горизонтов, приводит к снижению эффективных напряжений в толще пород и их более легкому деформированию. С этим связано появление искусственных (наведенных) землетрясений в районах массовой закачки воды в глубокие горизонты или строительства крупных водохранилищ [26]. Искусственное повышение гидродинамического напора в толще пород широко применяется для гидроразрыва пластов и повышения производительности нефтяных и газовых скважин. В последние годы активно обсуждаются вопросы по проблеме искусственного снятия напряжений в земной коре с использованием гидростатического напора и разработке на этой основе технологии снижения природного риска в сейсмически опасных районах [22].

1.2.2. Гидродинамические напряжения

Гидродинамические напряжения возникают в толще пород при фильтрации в ней воды и других флюидов под влиянием гравитационных или других физических полей. Под *фильтрацией* обычно понимается движение воды в пористой среде, состоящей из поровых каналов [5]. Кинетическая энергия движущейся воды передается пористому телу, изменяя напряженное состояние последнего.

Напряжение, передаваемое на грунт фильтрующейся водой, зависит от величины градиента и структуры порового пространства. В зависимости от направления тока воды дополнительное напряжение от фильтрации может способствовать уплотнению породы или влиять на сдвигающие напряжения. Поэтому они подлежат обязательному учету, например, при расчете устойчивости склонов, давления на подпорную стенку и в других случаях.

Фильтрация в толще пород чаще всего возникает при перепаде уровня поверхности подземных вод, что приводит к движению жидкой фазы под влиянием гравитационных сил. Для описания изменения гравитационного потенциала при фильтрации, рассмотрим движение воды в виде столбика жидкости длиной l и площадью ω (рис. 4). На торцах столбика действуют давления $P_1 = p_1\omega$ и $P_2 = p_2\omega$, которые определяются силами тяжести $G = \rho_w g\omega l$, где ρ_w – плотность воды, g – ускорение свободного падения, p_1 и p_2 – давления в сечениях 1 и 2, направленные вдоль столбика.

Введя функцию $\varphi = p + \rho_w g z$, где z - точка отсчета потока, p – давление в потоке, отвечающее точке z, для сечений 1 и 2 можно найти:

$$\varphi_1 - \varphi_2 = \frac{\theta l}{V}, \qquad (12)$$

где, θ - работа сил сопротивления, $\frac{\theta l}{V}$ - энергия, затрачиваемая на перемещение единичного объёма жидкости между сечениями 1 и 2.

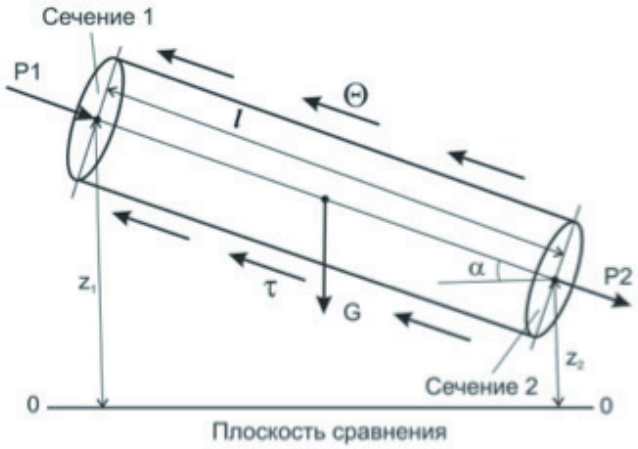


Рис.4. Схема формирования гидродинамического напора гравитационной природы.

Из выражения (12) следует, что разница $\varphi_1 - \varphi_2$ определяет удельную потерю энергии водного потока. Разделив уравнение (12) на l, можно получить градиент гравитационного потенциала:

$$\frac{\varphi_1 - \varphi_2}{l} = I_\varphi = \frac{\theta}{V}, \qquad (13)$$

На практике используется взаимосвязь потенциала φ с величиной гидростатического напора (H), который характеризует уровень потенциальной энергии в данной точке потока и имеет размерность длины:

$$H = \frac{\varphi}{\gamma_w} = \frac{p}{\gamma_w} + z \ . \qquad (14)$$

Величина гидростатического напора зависит от высоты $h_p = p/\gamma_w$, определяющей энергию давления в точке, отстоящей на величину z от плоскости сравнения (см. рис. 4).

Кинетическая энергия потока $E_к = \frac{mv^2}{2}$ определяется величиной скоростного напора $h_v = \frac{v^2}{2g}$. Исходя из этого, Д.Бернулли предложил суммарную энергию потока находить через *гидродинамический потенциал напора* H_d [21]:

$$H_d = H + h_v = \frac{p}{\gamma_w} + z + \frac{v^2}{2g}. \qquad (15)$$

Энергия движущегося потока расходуется на преодоление сил сопротивления, обусловленных

вязкостью жидкости. Силы вязкого сопротивления жидкости, приложенные к стенкам пор, передаются на скелет породы и создают в нем напряжения гидродинамической природы (σ_{hd}).

При ламинарном режиме течения воды в пористом теле сопротивление текущего потока полностью зависит от сил вязкого трения внутри него. Закономерность движения такого потока была установлена Ньютоном, и заключается в том, что силы внутреннего трения, проявляющиеся при смещении слоев, пропорциональны относительной скорости их перемещения $\frac{dv}{dn}$, где n – нормаль к направлению потока. Закон Ньютона для касательного напряжения (τ) при вязком трении имеет вид:

$$\tau = -\mu \frac{dv}{dn}, \qquad (16)$$

где μ- коэффициент динамической вязкости.

В качестве единицы измерения μ в системе СИ принимается Па·с [$Нм^{-2}\cdot с^{-1}$], а в системе СГС - П (пуаз) [$гсм^{-1}\cdot с^{-1}$], 1 П = 0.1 Па·с. Для воды при температуре 20°С значение $\mu = 10^{-3}$ Па·с.

Фильтрация воды в глинах, поровое пространство которых состоит в основном из микропор, имеет специфическую особенность, обусловленную тем, что значительная часть пространства микропор заполнена связанной (адсорбированной и осмотической) водой, а наиболее тонкие микропоры полностью перекрыты этой водой. Связанная вода находится под воздействием поверхностных сил частиц и имеет повышенную вязкость. Поэтому только при достижении начального напряжения сдвига (τ_o) внешние слои пленки связанной воды вовлекаются в вязкое течение. Чем больший слой связанной воды участвует в фильтрации, тем большее вязкое сопротивление испытывает движущаяся жидкость.

Таким образом, движение воды в тонких порах вязкопластическое. Взаимное смещение молекул воды зависит не только от их вязкого трения, но и от поверхностных сил частиц. Для описания движения воды в таких системах вместо закона Ньютона пользуются законом Бингама-Шведова:

$$\text{при } \tau \le \tau_o \quad v = 0; \text{ при } \tau > \tau_o \quad \tau = \tau_o + \mu \frac{\partial v}{\partial n} \quad . \qquad (17)$$

Согласно уравнению (17), движение жидкости начинается, когда сдвиговое напряжение τ оказывается больше начального напряжения сдвига слоев связанной воды (τ_o).

Очевидно, что чем больше величина сдвигового напряжения фильтрующейся воды, тем выше гидродинамическое давление, передаваемое на скелет (σ_{hd}). По этой причине при длительной фильтрации воды, особенно в слабо литифицированных глинистых грунтах, наблюдается их уплотнение и повышение ориентации частиц в направлении перпендикулярном току воды [4, 30]. Наличие гидродинамического давления снижает устойчивость пород на склонах и провоцируют развитие оползневого процесса. Поэтому при расчете устойчивости обводненных склонов учет гидродинамических напряжений обязателен. Величина и направление гидродинамических сил устанавливаются на основе аналитических решений, графических приемов или моделирования.

Перенос воды в пористых породах может обусловливаться не только силами гравитации, но и наличием других физических полей. Наибольший интерес представляет осмотическая фильтрация, которая может происходить под влиянием градиента концентрации солей и электрического поля.

Перемещение растворителя (воды) под влиянием разности концентрации растворенных солей во внешнем растворе и порах породы получило название *осмотической фильтрации* [21]. Осмотическая фильтрация наблюдается при массообмене между внешним и внутренним растворами. Обычно движение воды идет навстречу диффундирующим ионам солей (нормальный осмос), однако существуют исключения из этого правила (аномальный осмос). В первом случае осмотический поток влаги направлен навстречу градиенту концентрации солей, а во втором – в обратном направлении, что связано с количеством молекул воды в ионно-гидратном комплексе диффундирующих ионов.

В глинистых грунтах наряду с внешним осмосом имеет место внутренний осмос, обусловленный различием концентраций ионов в диффузной части двойного электрического слоя частиц (ДЭС) и поровом растворе. ДЭС выполняет в этом процессе роль полупроницаемой перегородки. Отличие внутреннего осмоса от внешнего заключается в том, что внутренний осмос, во-первых, проявляется только в локальном движении молекул воды в сторону ДЭС или обратно с изменением толщины диффузной части ДЭС, во-вторых, он не является фильтрационным процессом. Поэтому рассмотрение внутреннего осмоса приведено в последующих разделах, посвященных внутренним напряжениям.

При осмотической фильтрации движущийся поток создает осмотическое давление ($P_{осм}$), которое передается на стенки пор. Под *осмотическим давлением* понимается сила, обусловливающая осмос, отнесенная к единице поверхности условной полупроницаемой мембраны. Осмотическое давление обычно выражается в МПа или атмосферах. Величина осмотического давления в равновесной системе определяется из уравнения Вант-Гоффа:

$$P_{осм} = RTC, \qquad (18)$$

где R – универсальная газовая постоянная, T – абсолютная температура, C – молярная концентрация раствора.

Осмотическое давление при осмотической фильтрации, также как при гравитационной фильтрации, передается на скелет породы и действует по направлению фильтрации. Поэтому в зависимости от направления осмотической фильтрации осмотическое давление может приводить к увеличению или снижению эффективного напряжения в грунте.

Скорость нарастания осмотического давления определяется градиентом концентрации солей во внешней среде и поровой воде и находится из выражения:

$$V_{осм} = K_{осм} I_c, \qquad (19)$$

где $K_{осм}$ – коэффициент осмоса, характеризующий скорость осмотической фильтрации при единичном градиенте концентрации [см^{5}моль$^{-1}\cdot$с$^{-1}$], I_c – градиент концентрации.

Среди других физических полей, вызывающих движение воды в пористых телах, заслуживает внимание электрическое поле естественного или искусственного происхождения в водонасыщенной пористой среде, обусловливающее возникновение *электроосмотической фильтрации (электроосмос)*. Электроосмотическая фильтрация наиболее характерна для глинистых грунтов и вызывается перемещением гидратированных катионов внешних оболочек диффузной части ДЭС под влиянием электрического поля. Скорость электроосмотической фильтрации пропорциональна градиенту электрического потенциала E:

$$V_{эо} = K_{эо} E, \qquad (20)$$

где $V_{эо}$ – скорость электроосмотической фильтрации, $K_{эо}$ – коэффициент электроосмотической фильтрации.

Значение $K_{эо}$ зависит от электрокинетических свойств грунта, геометрии порового пространства, свойств порового раствора. В зависимости от этих факторов его значение изменяется в пределах 1-8 $\cdot 10^{-5}$ см^{2}в$^{-1}$ с$^{-1}$ [21]. Напряжения, возникающие при электроосмосе, передаются на скелет грунта также, как и при других видах фильтрации.

1.2.3. Напряжения от инженерных сооружений

Любое сооружение, возводимое на поверхности толщи грунта или внутри ее, создает напряжение, передающееся на породу. Расчет распределения напряжения по глубине от вертикальной сосредоточенной силы, приложенной к плоской поверхности, основывается на теории упругости. При этом принимается, что зоны развития пластических деформаций, возникающие на краях загружаемой площадки, не оказывают заметного влияния на распределение напряжений по глубине площадки. Впервые подобный расчет для вертикальной сосредоточенной нагрузки и упругого полупространства был выполнен в 1885 г. Ж. Буссинеском. Несколько лет спустя Фламан распространил его на расчет распределения напряжения от равномерно распределённой нагрузки в условиях плоской задачи.

Напряжения σ_z от действия вертикальной сосредоточенной силы, приложенной к поверхности упругого полупространства (рис. 5, а), описывается уравнением Буссинеска:

$$\sigma_z = \frac{K}{z^2} P, \text{ где } K = \frac{3}{2\pi} \cdot \frac{1}{\left[1 + (r/z)^2\right]^{5/2}}. \qquad (21)$$

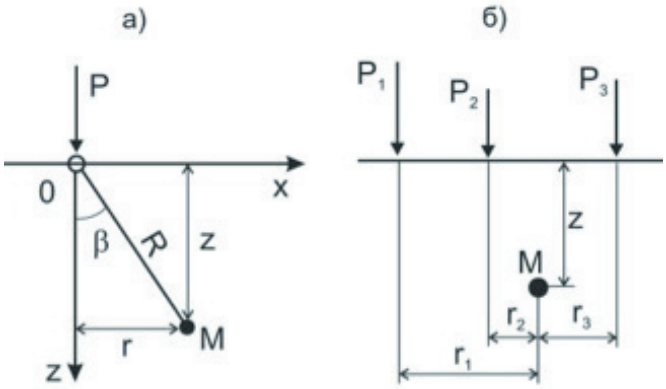


Рис. 5. Расчетная схема для решения распределения напряжений по оси z от сосредоточенной (а) и площадной (б) нагрузки.

Используя принцип суперпозиции, можно определить значение вертикального сжимающего напряжения, например, в точке M (рис.5, б) при действии нескольких сосредоточенных сил, приложенных к поверхности [41]:

$$\sigma_z = \frac{K_1}{z^2} P_1 + \frac{K_2}{z^2} P_2 + \cdots + \frac{K_n}{z^2} P_n = \frac{1}{z^2} \sum_{i=1}^{n} K_i P_i, \qquad (22)$$

где K_i определяется по формуле (21) в зависимости от соотношения r_i / z, причем координата z постоянна для точки M.

Решение для распределения напряжения по глубине z, выполненное Фламаном для условий плоской задачи, имеет следующий вид:

$$\sigma_z = \frac{2P}{\pi} \cdot \frac{z^3}{r^4}, \qquad (23)$$

где r и z – координаты исследуемой точки.

Согласно расчетам по формуле (23), сжимающие напряжения в точках полуплоскости, расположенной вдоль оси z, убывают по гиперболической зависимости:

$$\sigma_z \approx 0.7\,P/z\,. \qquad (24)$$

Натурные измерения напряжений в массивах связных грунтов показывают, что они с определенной долей условности соответствуют расчетам по формулам (23 и 24).

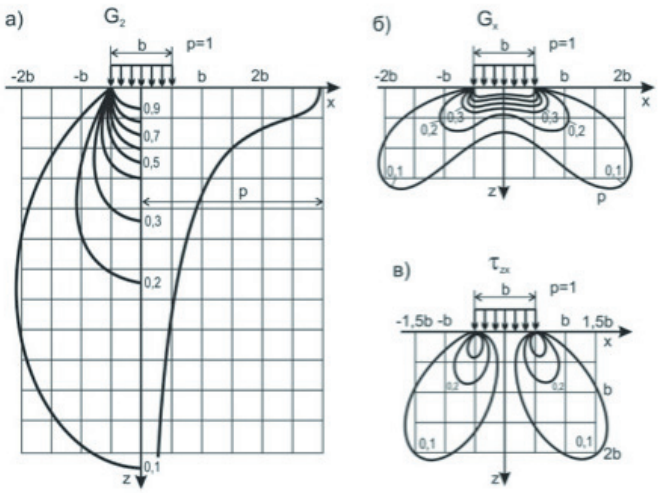


Рис.6. Распределение напряжений в грунте от равномерно распределенной нагрузки p: а - изолинии и эпюра вертикальных сжимающих напряжении σ_z, изолинии: б - горизонтальных σ_x, и в - касательных σ_{xz} напряжений [40].

Получаемые при расчете величины напряжений по глубине толщи грунта представляются в виде линий равных напряжений (изолинии напряжений). На рис. 6, а показана левая часть симметричной картины изолиний вертикальных напряжений σ_z. Видно, что по мере удаления от поверхности нагружения интенсивность напряжения постепенно затухает. Изолинии вертикальных напряжений (σ_z) (рис. 6, а) распространяются преимущественно в глубь толщи, горизонтальных (σ_x) – в стороны от площадки нагружения (рис. 6, б), а касательных (σ_{xz}) - концентрируются на краях загружаемой площадки (рис. 6, в).

Распределение вертикальных напряжений в глубину толщи грунта имеет вид эпюры, глубина распространения которой определяется площадью и формой фундамента, через который напряжение передаётся на грунт. В качестве примера на рис. 7 приведены эпюры напряжения по глубине для различной формы нагружаемой площадки: 1) квадратной (l = b), 2) ленточной (l ≥ 10b) шириной b, 3) то же шириной 2b. Из представленного графика видно, что при нагружении квадратной площадки (кривая 1) напряжения с глубиной затухают значительно быстрее, чем при передаче нагрузки через плоскую вытянутую площадку (кривая 2). Увеличение ширины вытянутой площадки при решении плоской задачи приводит к ещё более медленному затуханию напряжений с глубиной (кривая 3) [40].

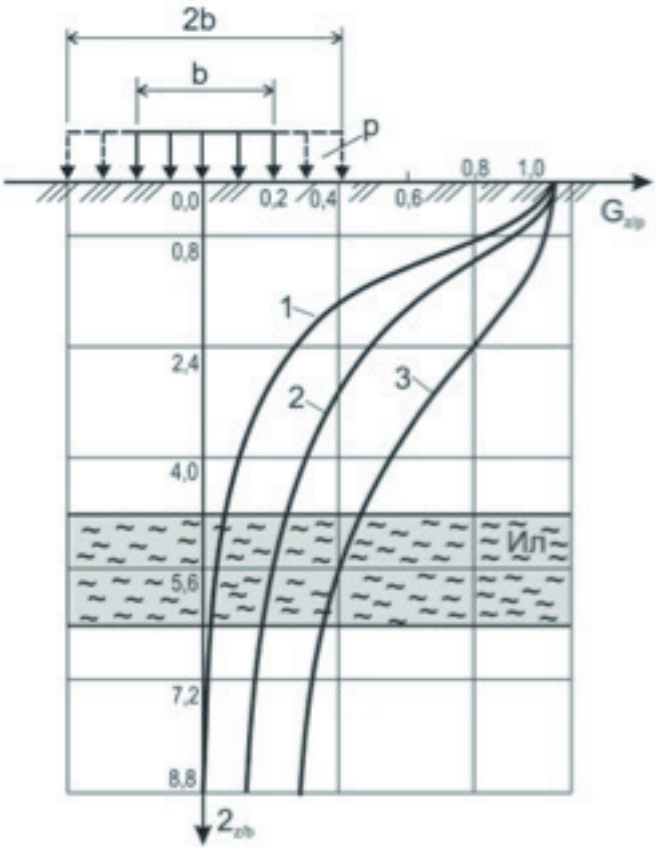


Рис 7. Вид эпюры распределения напряжений в зависимости от формы и площади загружаемой площадки: 1 – квадратная, 2 – ленточная, 3 – уширенная ленточная [40].

Рассмотренные закономерности имеют важное практическое значение. Они используются, например, когда в основании сооружения на некоторой глубине залегает слабый прослой (см. рис. 7). Путем расчета можно подобрать фундамент такой формы и площади, чтобы напряжения от возводимого сооружения на кровле слабого слоя были минимальными.

1.3. ВНУТРЕННИЕ НАПРЯЖЕНИЯ

Наряду с внешними напряжениями в дисперсной грунтовой среде действуют *внутренние напряжения,* т.е. напряжения, возникающие внутри самих пород. Развитие внутренних напряжений связано с происходящими в любой локальной точке породы физико-химическими процессами вследствии различных поверхностных явлений на границах минерал - воздух и минерал - жидкость. К таким явлениям относятся: образование двойного электрического слоя и электростатического поля частиц, локальный осмотический процесс, образование на поверхности частиц гидратных пленок связанной воды, образование капиллярных менисков, перезарядка сколов глинистых частиц при разных значениях pH и др. Ниже рассматриваются напряжения, возникающие при развитии этих процессов.

1.3.1. Капиллярное давление

При взаимодействии жидких и твердых тел наблюдается явление *смачивания*, имеющее атомно-молекулярную природу и выражающееся в том, что поверхность жидкости образует с твердым телом некоторый угол θ, получившим название *угла смачивания* .

Угол θ - мера смачивания: чем больше растекание капли по поверхности, тем больше значение $\cos\theta$ и, следовательно, сильнее смачивание. Если жидкость растекается по поверхности твердого тела, образуя угол θ <90°, то поверхность называется *лиофильной*, а при θ >90° – *гидрофобной*.

Смачивание лежит в основе образования капиллярных менисков в капиллярных порах и явления капиллярной конденсации влаги. *Капиллярная конденсация* возникает при искривлении поверхности жидкости и образовании мениска на контакте с газом или другой жидкостью. Конденсация происходит вследствие того, что относительная упругость пара над вогнутым мениском становится меньше, чем над плоской поверхностью. В соответствии с законом Томсона давление насыщенного пара (P_o) над вогнутой поверхностью есть результат изменения поверхностного натяжения жидкости:

$$P_o = P_s \exp\left(-\frac{2\sigma_w V_{mol}}{R_o RT}\right), \qquad (25)$$

где P_s – давление насыщенного пара над плоской поверхностью, σ_w - поверхностное натяжение жидкости, V_{mol} - молярный объём жидкости, R - универсальная газовая постоянная, T – абсолютная температура °К, R_o - радиус капилляра.

Разница давлений над плоской (P_s) и искривленной (P_o) поверхностями создает в капилляре капиллярное давление (P_c), описываемое формулой П.Лапласа:

$$P_c = P_s - P_o = \frac{2\sigma_w}{r} = \frac{2\sigma_w \cos\theta}{R_o}, \qquad (26)$$

где r – радиус кривизны поверхности жидкости.

Капиллярное давление считается положительным, если мениск вогнут, и отрицательным – при выпуклом мениске.

Образование капиллярных менисков и капиллярного давления происходит при конденсации паров, находящихся в порах породы. Это часто наблюдается при залегании породы в зоне аэрации. Образующиеся мениски стягивают частицы и повышают структурную прочность породы.

Мениск на контакте двух частиц радиусом r_o представляет поверхность вращения, характеризующуюся в каждой точке радиусами кривизны r_1 и r_2, причем $1/r_1 + 1/r_2$ = const. (рис. 8, а). В случае гидрофильной поверхности в любой точке образующегося мениска действуют силы притяжения (адгезии) молекул воды к твердой поверхности F_a:

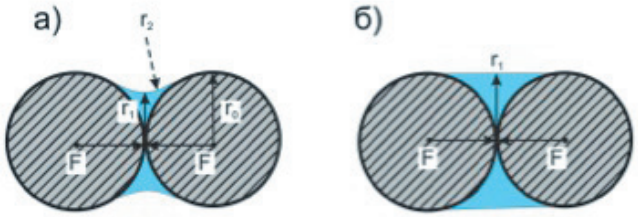


Рис. 8. Стягивающее действие мениска жидкости между двумя сферическими частицами.

$$F_a = -\pi r_1^2 \sigma_w \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2}\right), \qquad (27)$$

и силы сцепления F_c, обусловленные поверхностным натяжением жидкости, действующим по всему периметру смачивания:

$$F_c = 2\pi r_1 \sigma_w . \qquad (28)$$

Обе силы дают результирующую величину F, которая стягивает твердые поверхности, обусловливая существование капиллярных стягивающих сил между частицами (см. рис. 8):

$$F = F_a + F_c = \pi r_1 \sigma_w \left(1 - \frac{r_1}{r_2}\right) . \qquad (29)$$

Величина стягивающей силы F зависит от количества воды в поре. По мере уменьшения жидкости при высушивании глины, капиллярная стягивающая сила увеличивается и достигает максимальной величины при $r_1 \to 0$. При увеличении количества жидкости капиллярная стягивающая сила уменьшается, а при полном заполнении поры водой полностью исчезает.

При дальнейшем увлажнении и контакте с жидкой фазой воды капиллярные поры заполняются водой, и идет ее капиллярный подъём по системе капиллярных пор, образующих вертикальные каналы (рис. 9, а). При этом мениски углов пор исчезают, а вместо них образуются мениски капиллярных пор (рис. 9, б), которые определяют подъёмную силу и высоту капиллярного поднятия воды. Подъёмная сила менисков передается на скелет породы и увеличивает эффективное напряжение.

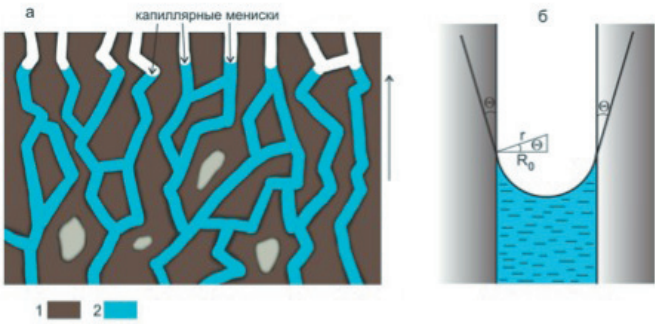


Рис.9. Капиллярный подъём воды по капиллярным порам (а) и мениск воды в капиллярной трубчатой поре (б): 1 – стенки пор, 2 – капиллярная вода.

Очевидно, что в изотропной среде возникающее капиллярное давление будет одинаковым по всем направлениям. В подтверждение этого можно привести пример образования шаровидного тела из порошка сухой размолотой глины при его точечном замачивании в центре массы. Для количественной оценки капиллярных сил, действующих в породе, находящейся в зоне капиллярного увлажнения, необходимо определить их действие в направлении, ориентированном нормально к одной из произвольно взятых плоскостей. Для песчаных и в меньшей степени пылеватых грунтов это можно сделать с учетом высоты капиллярного поднятия и расчета массы капиллярно поднятой воды над её свободной поверхностью.

Высота капиллярного поднятия может быть найдена, исходя из формулы Лапласа:

$$h_c = 2\sigma \cos\theta / R_o \rho_w g, \qquad (30)$$

где R_o – радиус капилляра, равный $R_o = r \cos\theta$; r – радиус кривизны мениска; ρ_w – плотность жидкости; g – ускорение свободного падения.

При расчетах величина R_o берется равной среднему размеру пор.

Поскольку вся поднятая масса воды передает свой вес на стенки пор, то она будет определять суммарное напряжение, создаваемое в скелете за счет капиллярных сил:

$$\sigma_{cap} = m_w h_c g, \qquad (31)$$

где m_w – масса капиллярно поднятой воды в единице объема грунта, h_c - высота капиллярного поднятия, g – ускорение свободного падения.

Высота капиллярного поднятия в песках изменяется от нескольких сантиметров до 1 м. Расчеты по формуле (31) показывают, что максимальное общее напряжение, которое может создаваться за счет капиллярных сил в песках достигает 0.05 кГ /см^2, а в глинистых грунтах имеет большее значение.

Таким образом, величина и характер проявления капиллярных сил зависят от количества воды в породе. При влажности близкой к максимальной гигроскопической (w_{mg}) на контактах частиц образуются сжимающие силы менисков углов пор. При дальнейшем увлажнения породы, по мере заполнения капиллярных пор осмотически подтянутой и капиллярной водой, начинается капиллярный подъём воды по трубчатым капиллярным порам. По мере капиллярного подъёма, вместо сил менисков углов пор, внутри породы возрастают сжимающие напряжения от веса капиллярно поднятой воды. Это действие возрастает вплоть до влажности капиллярной влагоемкости (w_c), после чего капиллярные силы начинают уменьшаться и полностью исчезают при полном водонасыщении породы (влажность полной влагоёмкости – w_{sat}).

Исходя из сказанного, при нахождении породы в зоне аэрации выше капиллярной каймы увлажнения, расчет напряжения, создаваемого капиллярными силами, следует проводить по формуле (29). В том случае, когда порода находится в зоне капиллярного увлажнения, т.е. выше уровня грунтовых вод и ниже капиллярной каймы увлажнения, расчет капиллярных напряжений проводится по формуле (31). В породах, залегающих ниже уровня подземных вод, капиллярные силы отсутствуют.

1.3.2. Расклинивающее давление гидратных пленок. Компоненты расклинивающего давления

Дисперсные образования существуют в природе благодаря наличию тонких межфазных гидратных пленок на поверхности минеральных частиц. Гидратные пленки обусловливают такие специфические свойства дисперсных систем, как способность к агрегированию и диспергированию, пластичность, набухаемость, сжимаемость и многие другие.

Согласно кинетическим представлениям, устойчивость и неустойчивость дисперсных микрогетерогенных систем определяется соотношением сил притяжения и отталкивания между частицами. В основе сил притяжения лежат межмолекулярные взаимодействия (силы Ван-дер-Ваальса). Силами отталкивания являются электростатические взаимодействия, возникающие в результате перекрытия внешних (диффузных) частей двойных электрических слоев частиц. Другая причина, препятствующая сближению частиц, - образование пленки адсорбированной воды на минеральной поверхности частиц, обладающей специфическими структурными свойствами.

Толщина устойчивых граничных водных прослоек, существующих в контактной зоне, соответствует термодинамическому равновесию сил притяжения и отталкивания между взаимодействующими телами. Любое изменение термодинамического и одновременно механического равновесия между частицами приводит изменению толщины гидратной пленки и напряжений в ней. *Избыточное давление, которое проявляет межфазная прослойка жидкости при ее утончении или утолщении, получило название расклинивающего давления и обозначается символом П(h).*

Впервые понятие расклинивающего давления тонких граничных пленок было введено Б.В.Дерягиным и М.М.Кусаковым [12, 8]. В последующем большой вклад в изучение граничных пленок внесли работы Б.В.Дерягина вместе с Н.В.Чураевым, С.В.Нерпиным, Е.В.Обуховым,

З.М.Зориным, А.С.Титиевской, Г.А.Мартыновым и др., а также работы зарубежных ученых Д.Израелашвили (J.Israelashvili), С.Марчеля (S.Macelja), Н.Радича (N.Radic), Р.Пэшли (R.Pashley), Д.Китчинера (D.Kitchener) и др.

С термодинамической точки зрения под расклинивающим давлением гидратных пленок понимается разность между давлением внутри пленки, находящейся между твердыми поверхностями, и давлением в объемной фазе воды, с которой пленка находится в термодинамическом равновесии. Мерой величины П(h) служит разность между давлением на гидратную прослойку со стороны ограничивающих её твердых фаз (p_1) и давлением свободной жидкой фазы (p_0), находящейся вне прослойки:

$$\Pi(h) = p_1 - p_0 \ . \qquad (32)$$

Величина расклинивающего давления зависит от степени перекрытия гидратных пленок, т.е. от толщины пленки h в контактном зазоре. В свою очередь h является функцией суммарного действия сил притяжения и отталкивания твердых поверхностей, разделенных жидкой прослойкой.

Функция П(h) имеет различный вид в зависимости от изменения суммарного эффекта действия сил притяжения и отталкивания между частицами, с которым связана *свободная поверхностная энергия пленки* (ΔU). Величина ΔU в расчете на единицу её поверхности равна удвоенному значению удельной межфазной энергии σ границы раздела фаз: $\Delta U = 2\sigma$. Связь между расклинивающим давлением, энергией пленки и её толщиной имеет следующий вид:

$$\Pi(h) = \frac{d\Delta U(h)}{dh} \ . \qquad (33)$$

Величина ΔU выражается в Дж/м^2 и характеризует избыток свободной энергии на единицу площади пленки.

Оценка расклинивающих сил может проводиться для поверхностей различной формы. Б.В.Дерягиным, Н.В.Чураевым и В.М.Муллером [17] получено выражение для нахождения сил взаимодействия любой природы для искривленных поверхностей произвольной формы:

$$F(h) = \pi k U(h) \ , \qquad (34)$$

где k – геометрический параметр, определяемый кривизной контактирующих поверхностей. Например, для двух сферических частиц с разными радиусами r' и r'' параметр $k = 2r'r''(r' + r'')$.

Расклинивающее давление может быть положительным, т.е. препятствовать уменьшению толщины пленки, или отрицательным – способствовать её утоньшению. Важно отметить, что расклинивающее давление создает нормальное напряжение, всегда направленное перпендикулярно к поверхностям, между которыми оно возникает. Кроме того, оно не имеет никакого отношения ни к вязкости, ни к другим механическим свойствам жидкости. Процесс изменения толщины пленки развивается настолько медленно, что диссипацией энергии и затратой работы на преодоление вязкости жидкости можно пренебречь.

Величина расклинивающего давления П(h) и толщина граничных пленок h определяются вкладом поверхностных сил притяжения и отталкивания различной природы, в первом приближении их вклад можно считать аддитивным [14]:

$$\Pi(h) = \Pi_e(h) + \Pi_m(h) + \Pi_s(h), \qquad (35)$$

где Π_e - электростатическая составляющая, обусловленная перекрытием диффузных ионных слоев заряженных поверхностей частиц и их отталкиванием, Π_m – молекулярная составляющая, обусловленная дисперсионным взаимодействием твердой подложки через тонкую пленку жидкости; Π_s – структурная составляющая расклинивающего давления, вызванная перекрытием адсорбционных слоев жидкости с измененной структурой.

Определение каждой составляющей основывается на теоретических разработках, выполненных в молекулярной физике. Устойчивость пленок определяется закономерностями проявления каждой составляющей расклинивающего давления. Вклад отдельных составляющих может быть найден из выражений, характеризующих силу того или иного взаимодействия, отнесенной к единице площади.

Молекулярная компонента. На межфазной границе твердых, жидких и газообразных тел действуют поверхностные силы молекулярной природы. Общая величина этих сил зависит от суммарной площади межфазных поверхностей и возрастает с ростом дисперсности системы. Поэтому роль молекулярных взаимодействий особенно велика в глинистых образованиях. Молекулярные или Ван-дер-Ваальсовы силы имеют большое значение при процессах коагуляции и седиментации глинистых частиц, а также в формировании связности илов и слабо литифицированных глин.

Впервые общая теория молекулярных взаимодействий была сформулирована в 1937 г. Ф.Лондоном (F.London). Позднее большой вклад в её развитие внесли Х.Гамакер (H.Hamaker), Е.Фервей и Т.Овербек (E.Verwey and T.Overbeek), впервые осуществившие расчет молекулярного притяжения между дисперсными частицами.

Для двух частиц, разделенных тонким плоским зазором (h), заполненным водой, энергию притяжения на единицу площади зазора (U_m) и величину молекулярной компоненты расклинивающего давления (Π_m) находят из следующих выражений:

$$U_m = -\frac{A^*}{12\pi h^2}\ , \qquad (36)$$

$$\Pi_m = -\frac{A^*}{6\pi h^3}\ , \qquad (37)$$

где A^* - сложная константа Гамакера, зависящая от поляризуемости молекул и плотности пленки и разделяемых ею конденсированных тел. Значение сложной константы Гамакера снижается по мере сближения природы взаимодействующих фаз – гидратной прослойки и дисперсной среды. При близости химического состава и строения взаимодействующих фаз величина A^* может приобретать значения $\approx 10^{-21}$ Дж.

Таким образом, для симметричных пленок молекулярная составляющая расклинивающего давления имеет отрицательный знак. Это означает, что молекулярные силы стремятся уменьшить толщину гидратной прослойки, разделяющей твердые поверхности.

При рассмотрении молекулярного взаимодействия дисперсных частиц следует учесть, что энергию и силу молекулярного взаимодействия нужно относить к парному взаимодействию частиц, а не к единице площади прослойки. Поэтому сила молекулярного взаимодействия между частицами определяется не только расстоянием между частицами и значением сложной константы Гамакера, но также размером и формой взаимодействующих частиц. С учетом сказанного, расчеты, основанные на микроскопической теории Ф. Лондона, показывают, что величина U_m , например, для двух толстых пластин ($\delta >> h$, где δ – толщина пластин) обратно пропорциональна h^2; а для тонких пластин ($\delta << h$) - обратно пропорциональна h^3. Наименьшая зависимость энергии молекулярного притяжения от величины зазора характерна для сферических частиц: при ($r >> h$), где r – радиус частиц, молекулярное взаимодействие обратно пропорционально h.

Количественные расчеты показывают, что для частиц с радиусом $r \approx 10^{-8}$ м (10 нм), толщины пленки $h \approx 2\cdot 10^{-10}$ м и значения константы Гамакера $A^* = 10^{-19}$ энергия молекулярного взаимодействия составляет $4\cdot 10^{-19}$ Дж, что, примерно, в 100 раз превышает энергию теплового движения частиц (kT, где k - постоянная Больцмана, T - температура).

Позднее, в основном в трудах Е.М.Лифшица, И.Е.Дзялошинского и Л.П.Питаевского, теория молекулярных сил обрела новую трактовку, получившую название *макроскопической теории*. Согласно макроскопической теории, расчеты, основанные на теории Ф. Лондона и предусматривающие аддитивность парных взаимодействий молекул, могут применяться только при небольших расстояниях между телами. При увеличении расстояния они становятся неточными, так как не учитывают так называемый *запаздывающий эффект молекулярных сил.* Когда толщина зазора между телами становится больше λ_o – длины волны, соответствующей переходу между основным и возбужденным состоянием атома, теория Ф.Лондона оказывается неприменимой из-за существования конечной скорости распространения электромагнитных волн. В результате, на больших расстояниях дисперсионные силы убывают быстрее, чем следует из теории Лондона: энергия молекулярного притяжения становится обратно пропорциональной h^2 для сферических частиц, h^3 для толстых пластин и h^4 для тонких пластин.

Наличие молекулярных сил, действующих между твердыми телами, было установлено в результате сложного физического эксперимента. Впервые такие исследования провели Б.В.Дерягин и И.И.Абрикосова (1951). Для измерений использовалась кварцевая пластинка площадью 4×7 мм и кварцевые сферические линзы с радиусами кривизны R_o от 5 до 26 см, поверхность которых тщательно полировалась и очищалась от загрязнения и пыли. Расстояние между пластинкой и линзой измерялось с точностью до $\pm$ 0.01 мкм. Величина молекулярного притяжения находилась с помощью электрического компенсационного устройства. жестко связанного с коромыслом чувствительных весов, позволявших проводить взвешивание с точностью до 10^{-5}–10^{-6} г. По величине тока, необходимого для удержания взаимодействующих тел на постоянном расстоянии h, определялась сила притяжения:

$$F(h) = -2\pi R_o U(h)\ . \qquad (38)$$

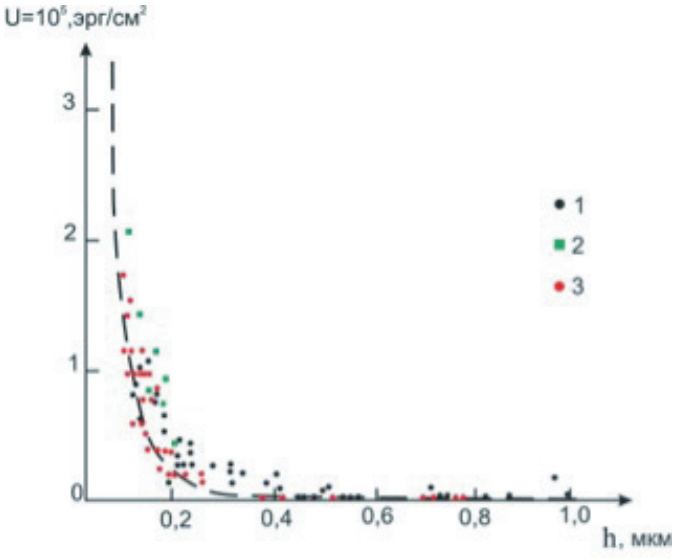


Рис. 10. Зависимость энергии молекулярного притяжения от расстояния на единицу площади для кварцевой пластины и линз различного радиуса R_o: 1 - 11.1 см; 2 – 10 см и 3 - 26 см [10].

В результате измерений была получена единая зависимость *U* от *h*, для пластины и трех линз с радиусами R_o=11.1, 10 и 25.4 см (рис. 10). Первые измерения энергии молекулярного притяжения для минимального расстояния между используемыми телами (0.1 мкм) дали результат равный $3\cdot10^5$ эрг/см^2 (40 мДж/м^2) [10].

Позднее аналогичные измерения были выполнены Я.И.Рабиновичем [32], Щукиным и др. [45], Бабаком и др. [3], Д. Израелашвили [55]. Д. Израелашвили разработал прибор, в котором использовались атомно-гладкие тонкие пластинки слюды, изогнутые для измерения взаимодействия между скрещенными цилиндрами. На основании этих измерений было получено, что энергия молекулярного взаимодействия между двумя силикатными пластинками составляет 0.01-10 мДж/м^2.

Электростатическая компонента. Частицы глинистых минералов несут электрический заряд, который компенсируется ионами-компенсаторами, располагающимися на внешних и внутренних гранях кристаллитов. Таким образом, на поверхности частиц образуется *двойной электрический слой* (ДЭС), внутренняя часть которого представлена заряженной поверхностью минерала, а внешняя – ионами-компенсаторами (противоионами). При отсутствии влаги в окружающей среде ионы-компенсаторы полностью нейтрализуют заряд частицы и обусловливают её электронейтральность.

При нахождении частицы во влажной атмосфере и, особенно при ее непосредственном контакте с жидкой фазой, двойной электрический слой претерпевает изменение: происходит гидратация ионов-компенсаторов, в результате которой их взаимодействие с поверхностью частицы ослабевает. У некоторых ионов энергия взаимодействия с минеральной поверхностью становится меньше энергии их теплового движения ($z\cdot e\cdot\psi_0/4kT$), что приводит к «размытию» ионного покрова частиц и отходу (диффузии) части ионов на некоторое расстояние от поверхности минерала. Отошедшие от поверхности ионные комплексы не теряют связь с частицей, а остаются в пределах её электростатического поля. Таким образом, в водной среде часть противоионов остается вблизи поверхности минерала, образуя *адсорбционный слой противоионов* – слой Штерна-Гельмгольца, а часть отходит от поверхности и формирует внешний - *диффузный слой противоионов* или слой Гуи-Чэпмена. Поскольку заряд глинистых частиц отрицательный, то в адсорбционной и диффузной частях двойного электрического слоя удерживаются катионы, а анионы вытесняются в свободный раствор.

Одновременно с образованием диффузной части ионов ДЭС идет наращивание количества молекул воды, притянутых в диффузный слой за счет осмотических сил. Осмотический перенос влаги обусловлен разницей концентрации катионов в ДЭС и поровом растворе, что отличает этот процесс от осмотической фильтрации (см. раздел 1.2.2). Двойной электрический слой играет роль полупроницаемой мембраны. Осмотически притянутые молекулы воды входят в состав гидратного комплекса противоионов и образуют вокруг частицы второй (после адсорбционного) гидратный слой связанной воды.

С образованием диффузного слоя ионов компенсируется только часть поверхностного потенциала частиц, а не скомпенсированный заряд образует электростатическое поле, распространяющееся на некоторое расстояние от поверхности частиц. Потенциал этого поля (ψ_δ - потенциал Штерна) постепенно снижается с удалением от поверхности частицы за счет компенсации ионами диффузного слоя. За пределами электростатического поля частицы внешний раствор (электролит) является симметричным, т.е. количество катионов и анионов у него выравнивается. Диффузный слой имеет намного бóльшую толщину по сравнению с адсорбционным слоем и распределяется от поверхности частиц на расстояние до 100 нм и более.

При сближении двух минеральных поверхностей, разделенных зазором шириной h, происходит взаимное перекрытие их ионных атмосфер. При этом наблюдается изменение распределения потенциала в зазоре между глинистыми частицами и его увеличение по сравнению с потенциалом одиночных частиц. Приближенно величина потенциала в центре зазора ($\varphi_{m)}$ равна удвоенному значению потенциала одиночной частицы на том же расстоянии h/2 от поверхности $\varphi_{o(h/2)}$ (рис. 11).

$$\varphi_m = 2\,\varphi_{o(h/2)}\,. \qquad (39)$$

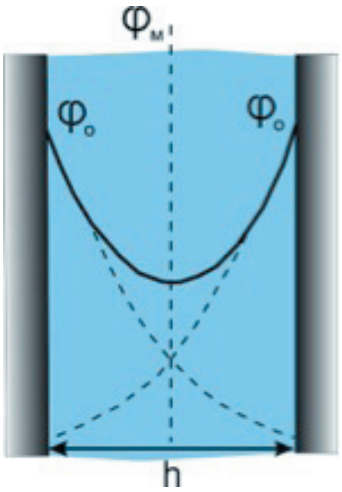


Рис.11. Распределение потенциала в зазоре между двумя плоскопараллельными и одноименно заряженными поверхностями при постоянном поверхностном заряде φ_o.

Увеличение концентрации ионов в зазоре при перекрытии ионных атмосфер создает локальное осмотическое давление, под влиянием которого жидкая фаза стремится затечь в прослойку между частицами и раздвинуть их. В результате возникает так называемая *электростатическая компонента расклинивающего давления*.

Теория электростатического взаимодействия диффузных слоев ионов, окружающих частицы дисперсной фазы, начала разрабатываться в 30–40-е годы прошлого столетия в трудах Б.В Дерягина, Л.Д.Ландау, Е.Фервея (E.Verwey), Дж.Овербека (D.Overbeek) и многих других. В настоящее время она является основой современной количественной теории устойчивости высокодисперсных систем (теория ДЛФО).

Согласно этой теории, энергия электростатического расклинивания возрастает с утоньшением разделяющего зазора между частицами. Величина энергии отталкивания двух плоскопараллельных частиц с низким значением поверхностного потенциала (φ_o) определяется из следующего выражении [44]:

$$\Pi_e \approx \frac{4z^2e^2\phi_o^2 n_o}{kT} e^{-æh}, \qquad (40)$$

где z – заряд противоионов, e – заряд электрона, kT- энергия теплового движения ионов, æ – параметр , характеризующий толщину ионной атмосферы $\delta = 1/æ$, h – величина зазора между частицами, n_o – концентрация ионов в зазоре.

Согласно выражению (40), расклинивающее давление Π_e пропорционально квадрату потенциала поверхности φ_o.

Для сильно заряженной поверхности, когда поверхностный потенциал $\varphi_o > \frac{4kT}{ze}$, величина электростатической компоненты расклинивающего давления не зависит от значения φ_o и находится из следующего выражения [44]:

$$\Pi_e \approx 64 n_o kTe^{-æh} . \qquad (41)$$

Интегрирование электростатической компоненты расклинивающего давления по толщине прослойки дает возможность оценить изменение её энергии [45]:

$$U(e) \approx \frac{64 n_o kT\gamma^2}{\alpha} e^{-æh}, \quad \text{где } \gamma \approx \frac{ze\phi_o}{4kT}. \qquad (42)$$

В противоположность молекулярной компоненте, электростатические силы являются положительными, что отвечает отталкиванию частиц.

При строгом подходе к анализу изменения энергии электростатического отталкивания между заряженными плоскостями с уменьшением зазора между ними, можно получить следующую зависимость [44]:

$$\Pi_e \approx 2n_o kT \mathrm{ch}\left[\frac{ze\phi(h/2)}{kT}\right] - 2n_o kT . \qquad (43)$$

Физический смысл представленного выражения заключается в следующем: первое слагаемое представляет собой осмотическое давление внутри зазора, т.е. отвечает внутреннему осмотическому давлению, а второе – осмотическое давление в объёме дисперсионной среды, обусловленное существованием внешнего (фильтрационного) осмотического давления. На практике раздельное определение этих двух составляющих практически невозможно. Поэтому применяющиеся для этих целей осмометры показывают интегральный эффект от совместного действия внешнего и внутреннего осмотического процесса.

Специфический характер электростатические взаимодействия приобретают при изменении pH среды. В кислой среде, где торцевые части поверхности частиц заряжены положительно, а базальные поверхности остаются отрицательно заряженными, происходит снижение общего потенциала частиц, и как следствие этого - снижение величины Π_e и появление между частицами контактов типа базис-скол [65, 60, 25] (рис. 12). В щелочной среде, наоборот, величина поверхностного потенциала частиц возрастает за счет отрицательного заряда сколов, что способствует увеличению Пе и стабилизации частиц.

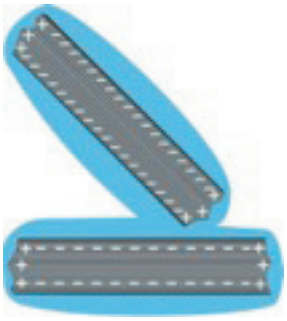


Рис.12. Схема взаимодействия двух частиц в кислой среде.

Структурно–механическая компонента. Глинистые минералы активно взаимодействуют с водой. Даже в воздушной среде они адсорбируют молекулы воды из воздуха и удерживают их в физически связанном состоянии. *Адсорбционной* считается тонкая пленка воды, образующаяся под воздействием поверхностных сил минерала и обладающая специфической структурой и свойствами.

В основе механизма адсорбции молекул воды на поверхности глинистых минералов лежит явление эпитаксии, заключающееся в том, что молекулы воды адаптируются к геометрии адсорбционных центров поверхности и образуют за счет деформации водородных связей структурированный гидрат-

ный покров, обладающий измененной структурой по сравнению с исходной (свободной) водой [62, 23, 27, 61]. С увеличением толщины пленки адсорбированных молекул влияние активных центров поверхности снижается, что приводит к постепенному уменьшению степени деформации водородных связей и переходу воды с измененной структурой к воде с обычной структурой.

Адсорбированные молекулы воды крепко удерживаются на поверхности минерала. Считается, что они «прижимаются» поверхностными силами к твердому телу и находятся в специфическом напряженном состоянии. Наличие в таких пленках анизотропного напряжения, обусловленного деформацией водородных связей, обусловливает их специфические гидродинамические свойства, заключающиеся в том, что они не передают порового давления и не обладают взвешивающим эффектом. Кроме того, адсорбционные пленки проявляют специфические структурно-механические свойства – повышенную вязкость и расклинивающее давление [51, 20, 16, 41, 14]. Установлено, что вязкость воды в адсорбционной пленке толщиной 3-4 нм составляет (при 23-30°С) 0.003-0.005 Па·с, т.е. в 3-5 раз превышает вязкость свободной воды. Также отличаются её растворяющая способность, теплофизические, диэлектрические и другие свойства от аналогичных показателей свободной воды.

При сближении глинистых частиц и перекрытии пленок воды на контакте частиц возникают силы отталкивания, обусловленные структурно-механическими свойствами адсорбционных пленок (рис. 13). Разрушение структуры адсорбированной воды в перекрытой зоне сопровождается изменением свободной энергии и появлением расклинивающего давления. Возникающие силы, противостоящие сближению частиц, получили название *структурной компоненты расклинивающего давления* [14, 17, 9].

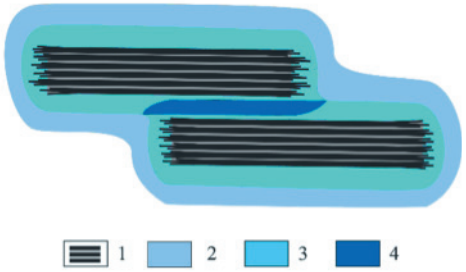


Рис.13. Образование структурных сил отталкивания между плоскими поверхностями при перекрытии адсорбционных пленок воды: 1 – частица, 2 - осмотическая вода , 3 - адсорбированная вода, 4 - зона перекрытия адсорбционных пленок воды.

Существование структурного расклинивающего давления и его зависимость от толщины адсорбционной пленки были экспериментально доказаны Б.В.Дерягиным и З.М.Зориным (1955), Б.В.Дерягиным и Н.В.Чураевым (1972) на примере смачиваемой поверхности кварца и стекла. Позже аналогичные данные были получены для пластинок слюды [54, 55] и монтмориллонита [67]. Д.Израелашвили и Р.Пэшли [56] связывают структурный расклинивающий эффект с молекулами воды, гидратирующими катионы, называя его гидратационным.

Радиус действия структурных сил сильно зависит от лиофильности подложки и свойств жидкости. Для гидрофильных поверхностей он может достигать нескольких десятков нанометров [60]. Считают, что в глинистых системах структурная составляющая расклинивающего давления действует в тонких пленках толщиной $h < 5$ нм. Гидрофобизация поверхности заметно снижает радиус действия структурных сил вплоть до полного исчезновения их влияния.

Впервые расчеты расклинивающего давления адсорбционных пленок $\Pi_s(h)$ были выполнены С. Марчелия и Н.Радичем [57] на основе полученной ими имперической зависимости:

$$\Pi_s(h) = K / Sh(h/2l), \qquad (44)$$

где l и K- эмпирические параметры.

При $h > l$ зависимость сил структурного отталкивания от толщины прослойки - :экспоненциальная:

$$\Pi_s(h) = 4K\exp(-h/l) \quad . \qquad (45)$$

Значения К и l табулированы Б.В.Дерягиным и Н.В.Чураевым (1984) на основе анализа опытных данных, полученных различными авторами для поверхностей стекла, кварца и слюды (табл.).

Несмотря на допущенные упрощения, приведенная формула (45) описывает зависимость Π_s от толщины прослойки близко к экспериментальным результатам.

Значение констант *K* и *l* для воды

Минерал	К, дин/см^2	l, нм	Авторы
Стекло и кварц	9.94×10^7	2.33	Дерягин и Зорин [11]
Кварц	7.3×10^6	1.01	Pashley et al. [60]
Слюда	10^8	1.0	Israelachvili, Adams [58]
Монтмориллонит	2×10^7	2.2	Viani, Low, Roth [67]

1.3.3. Изотермы расклинивающего давления гидратных пленок

Рассмотренные выше молекулярная, электростатическая и структурная компоненты расклинивающего давления действуют одновременно в гидратной пленке, разделяющей частицы, и изменяются по различным

закономерностям в зависимости от толщины пленки. При этом молекулярная составляющая имеет отрицательное значение, т.е. стремится сблизить частицы и проявляется в той или иной степени при любой толщине граничной пленки. Электростатическая и структурная компоненты положительны и препятствуют сближению частиц.

Электростатическая компонента характеризуется наибольшим дальнодействием, достигающим для разбавленных растворов 300–500 нм. Поэтому толстые пленки воды в разбавленных электролитах устойчивы за счет электростатической компоненты. Значение Π_e определяется в основном величиной заряда поверхности, в меньшей степени оно зависит от температуры.

Молекулярная компонента проявляет наибольшее влияние при толщине пленок <50 нм. Радиус действия молекулярных сил возрастает с увеличением разности в показателях преломления жидкости и подложки.

При толщине пленки < 10 нм её устойчивость повышается в основном за счет структурной компоненты расклинивающего давления.

Суммарная зависимость избыточной свободной энергии граничной пленки в межчастичном зазоре, обусловленная действием молекулярной и электростатической компонент, находится путем сложения выражений (42) и (36):

$$\Delta U(h) = \frac{64 n_o k T \gamma^2}{\alpha} e^{-æh} - \frac{A^*}{12\pi h^2} \quad . \qquad (46)$$

Аналогичное выражение для расклинивающего давления получается при сложении выражений (40) и (41) и (37). Для частиц с низким поверхностным потенциалом получаем:

$$\Pi(h) = \frac{4 z^2 e^2 \phi_o^2 n_o}{kT} e^{-æh} - \frac{A^*}{6\pi h^3}, \qquad (47)$$

для частиц с высоким поверхностным потенциалом:

$$\Pi(h) = 64 n_o k T e^{-æh} - \frac{A^*}{6\pi h^3} \quad . \qquad (48)$$

Учет расклинивающего действия структурной компоненты в суммарном эффекте расклинивания встречает определенные трудности из-за недостаточного уровня разработки теории этого вопроса. Поэтому при количественных оценках $\Pi_s(h)$ используются экспериментальные данные.

Зависимость суммарного действия сил расклинивающего действия граничной гидратной пленки в зазоре между твердыми телами от толщины пленки h получила название *изотермы расклинивающего давления* [15]. Качественная картина такой зависимости показана на рис. 14.

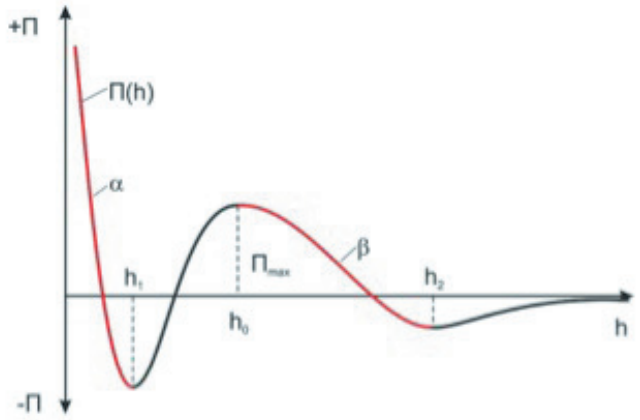


Рис. 14. Изотерма расклинивающего давления граничной гидратной пленки [15].

Устойчивым состояниям пленок отвечают участки изотермы, для которых соблюдаются условия $\partial\Pi/\partial h < 0$. Так, согласно приведенной на рис. 14 изотермы, устойчивы пленки толщиной от h_2 до h_o и $< h_1$. В соответствии с этим интервалы устойчивого существования пленок h_o-h_2 и $h<h_1$ получили название *β- и α-ветвей изотермы расклинивающего давления* [15]. Первая ветвь соответствует толстым пленкам, имеющим h до нескольких сотен нанометров, а вторая - тонким пленкам при их толщине редко превышающей 10 нм. Интервалы изотермы от h_1 до h_o и $h>h_2$ соответствуют неустойчивому состоянию пленок, поскольку здесь $\partial\Pi/\partial h > 0$. Толщины пленок, отвечающие *α*- и *β*-ветвям изотерм адсорбции, характеризуют термодинамически равновесные расстояния, на которых могут фиксироваться взаимодействующие частицы за счет поверхностных сил и образовывать объемные структуры.

Устойчивость *β*-ветви изотермы (*β*–пленки) зависит в основном от электростатической компоненты расклинивающего давления Π_e. Иными словами состояние *β*-пленки определяется строением диффузной части ДЭС, которое в свою очередь очень чувствительно к физико-химическим условиям. Со снижением концентрации ионов во внешнем растворе и валентности ионов диффузного слоя, толщина и устойчивость *β*-пленки возрастает, и, наоборот, в сильно концентрированных растворах *β*-пленка теряет устойчивость и может полностью отсутствовать. В отличие от *α*–пленки, расклинивающее действие *β*–пленки слабо зависит от температуры, что свидетельствует о различной природе этих пленок [14, 15, 9].

По своему состоянию *β*–пленка метастабильна. При определенных условиях её равновесие с объёмной фазой воды невозможно из-за чрезмерно большого дальнодействия сил электростатического расклинивания. В этом случае при $\Pi \to 0$ её толщина $h \to \infty$. В то же время, как уже было сказано, при высоких концентрациях растворов *β*–пленка может полностью терять свою устойчивость и отсутствовать.

α–пленка термодинамически более устойчива, она образуется слоем адсорбированной воды, находящемся в равновесии с насыщенным паром объемной жидкости при $P/P_s \approx 1$, т.е. отвечает максимальному количеству молекул воды, находящихся в адсорбированном состоянии. Термодинамическая устойчивость α–пленки определяется как кристаллохимическими особенностями твердой поверхности, так составом и концентрацией ионов адсорбционного слоя ДЭС. Повышение плотности и энергии адсорбционных центров поверхности, геометрия их расположения на базальных плоскостях глинистых минералов, состав и концентрация порового раствора влияют на развитие эпитаксии и, следовательно, толщину пленки и её устойчивость. Увеличение содержания ионов в адсорбционном слое и их валентности деструктурируют α–пленку, уменьшают её толщину и устойчивость [48, 15].

Подтверждением структурной природы расклинивающих сил α-пленки является её температурная зависимость: толщина α-пленки быстро сокращается при повышении температуры, и при достижении t ≈ 65 °C она исчезает [31, 9].

Метастабильная β–пленка может самопроизвольно переходить в более устойчивое состояние, соответствующее α–пленке. Это достигается при преодолении электростатического барьера отталкивания и прорыва β–пленки под влиянием самопроизвольного стохастического процесса тепловых флуктуаций толщины пленки или физико-химических факторов. Прорыв β – пленки и ее переход в более стабильное состояние могут происходить и под влиянием давления капиллярных менисков или внешнего сжимающего напряжения. Прилагаемое давление компенсирует часть расклинивающего давления пленки и утончает её. При увеличении внешней нагрузки до величины расклинивающего давления (П), толщина β–пленки достигает своей минимальной критической $h_{o,}$ и она прорывается. Дальнейшее расклинивающее действие на контакте двух тел осуществляется α–пленкой, в которой решающую роль играет структурная компонента.

Интерес представляет ответ на вопрос: как преобразовываются напряжения передаваемые гидратным пленкам? Известно, что связанная вода, как и свободная, не обладает сопротивлением на сдвиг. В тоже время, для неё характерна повышенная вязкость. За счет этого она медленно отжимается из зоны контакта вместе с удерживающими её катионами. Поскольку двойной электрический слой частиц повсеместно находится в скомпенсированном состоянии (термодинамическом равновесии), то за пределами контакта отжатая вода оказывается вне диффузного слоя частицы и переходит в свободное состояние. За счет этого происходит повышение порового давления. Этот процесс лежит в основе отжатия из породы связанной воды под большими нагрузками в ходе уплотнения глин.

Аналогичное явление наблюдается и при продавливании на выступах контакта α-пленки связанной воды, обладающей особой структурой. Но в отличие от осмотической воды β-пленки, адсорбционная вода α-пленки не отжимается, а разрушается её особая структура, и она становится обычной свободной водой. В водонасыщенной системе это также приводит к повышению порового давления.

Важно отметить, что связанная вода α- и β-пленок под нагрузкой переходит в свободную воду, в то же время она не передаёт гидростатическое и поровое давление, поскольку находится «под прессом» более мощных сжимающих поверхностных и структурных сил. Поэтому поровое давление, существующее в замкнутых порах глинистых грунтов, перекрытых пленками связанной воды, практически не может быть измерено применяющимися в механике грунтов методами.

1.3.4. Экспериментальное определение расклинивающего давления гидратных пленок

Теоретический расчет изотермы расклинивающего давления П(h) возможно выполнить только для определенных случаев и лишь с ограниченной точностью. Для получения более достоверных данных применяются экспериментальные методы определения величины расклинивающего давления β- и α-пленок.

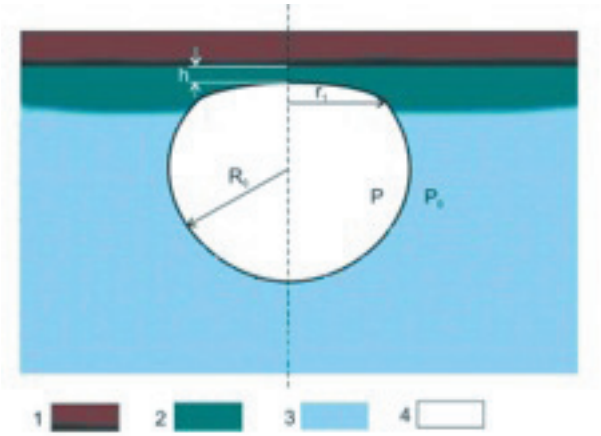


Рис.15. Пузырьковый метод получения изотермы расклинивающего давления [15]: 1 - твердое тело, 2 - связанная вода, 3 - свободная вода, 4 - пузырек воздуха.

Первые эксперименты по определению расклинивающего давления были проведены Б.В.Дерягиным и М.М.Кусаковым (1936) путем измерения давления в тонкой гидратной пленке на контакте твердой поверхности с пузырьком воздуха. В эксперименте создавались условия, когда пузырьки воздуха различного радиуса R_o, всплывая, приближались к го-

ризонтально установленной гладкой поверхности (рис. 15), образуя с твердой поверхностью контактную площадку радиусом r_1 с граничной пленкой толщиной h. Измеряя радиус пузырька и толщину граничной пленки, рассчитывали расклинивающее давление пленки по капиллярному давлению пузырька $\Pi = 2\sigma_w/R_o = \Delta P_c$, где σ_w - поверхностное натяжение воды, а ΔP_c – капиллярное давление пузырька. Проведенные эксперименты позволили оценить расклинивающее давление в области положительных значений П равное ~$10^3 \div 10^4$ дин/см^2.

В дальнейшем пузырьковый метод модифицировали - формирование пленок осуществлялось между двумя менисками или между мениском на конце трубки (капилляром) и пластиной [13]. Измерения, проведенные на этом же принципе М.Аронсоном и Х.Принсеном [48], дали изотермы П(h) для пленок воды на кварцевой пластине со значениями 300÷1500 дин/см^2.

Позднее методы измерения расклинивающего давления были усовершенствованы. Это позволило проводить оценку П(h) не только в области ее устойчивости, но и в области ее неустойчивости (динамический метод) по скорости несамопроизвольного утончения при $d\,\Pi(h)/dh>0$ и при $d\,\Pi(h)/dh<0$ [42]. Широкое применение нашло получение изотерм расклинивающего давления в капиллярах различного радиуса [9]. Было установлено, что β-пленка не образуется в капиллярах меньше критического радиуса r_c. Очевидно, что при $r_c \leq r$ в равновесии с мениском может находиться только α-пленка. Это позволило найти критическую величину расклинивающего давления ($3\cdot10^6$ дин/см^2), при котором происходит прорыв β–пленки.

Интересные результаты были получены при сочетании метода пористого фильтра с адсорбционными измерениями, позволившие вести измерения расклинивающего давления при толщине пленки практически близкой к равновесному состоянию насыщения (P/P_s = 0.99−0.995). Полученное значение расклинивающего давления для α-пленки составило П≈10^6 дин/см^2 [9]. Таким образом, экспериментальный путь позволил получить практически полную изотерму расклинивающего давления пленок водных растворов.

Расклинивающее давление β-пленки. Б.В.Дерягин и Н.В.Чураев [15] обобщили экспериментальные данные по изучению расклинивающего действия β-пленок, полученные различными исследователями [13, 8, 64, 51, 49]. На рис. 16 представлены результаты этого анализа, применительно к смачивающим пленкам воды и водных растворов симметричных электролитов, образующихся на силикатных поверхностях.

Из полученных видно данных, расклинивающее действие β-пленки для силикатных поверхностей изменяется в зависимости от её толщины от $0.1\cdot10^4$ до $1.4\cdot10^4$ дин/см^2. При благоприятных физико-химических условиях максимальное расклинивающее давление β-пленки при её критической толщине может достигать $3\cdot10^6$ дин/см^2 [15].

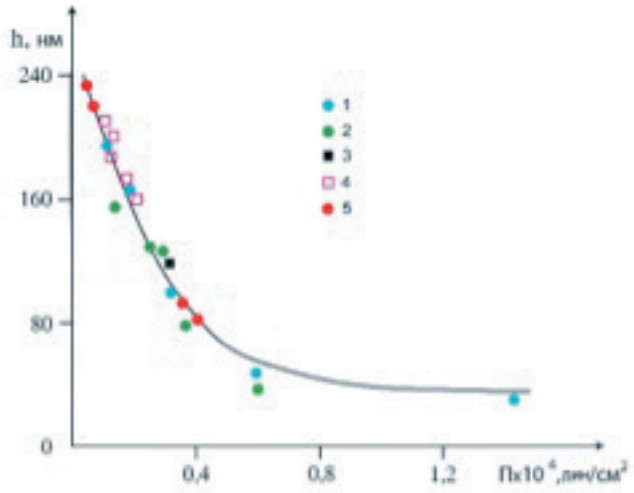


Рис. 16. Изотерма расклинивающего давления β-пленок воды на поверхности стекла, кварца и слюды: 1 – вода на слюде; 2 – вода на плавленом кварце; 3 – раствор KCl с концентрацией 2×10^{-5} N на кварце; 4 – раствор KCl с концентрацией 1×10^{-4} N на стекле; 5 – вода на кварце [9].

В отличие от α–пленки, расклинивающее действие и устойчивость β-пленки не связана с какими-либо ее особыми механическими свойствами. Толщина ее определяется силами ионно-электростатического отталкивания диффузных слоев поверхностей и контролируется расклинивающим действием этих сил. При повышении температуры до 65° С никакие структурные эффекты не проявляются, и толщина β-пленки практически не изменяется.

При толщине β–пленки 40-70 нм происходит её прорыв. Уменьшение толщины β-пленки и ее прорыв зависят от концентрации электролита в растворе. Влияние концентрации сказывается на понижении потенциала твердой поверхности и уменьшении толщины диффузных слоев. Помимо концентрации электролитов, устойчивость β-пленок определяется рядом других физико-химических факторов, таких как понижение pH растворов до изоэлектрического состояния поверхности минерала [53].

Сильное влияние на устойчивость β–пленок оказывает адсорбция ионогенных поверхностно активных веществ (ПАВ). Адсорбция катионоактивных ПАВ на минеральной поверхности ведет к притяжению частиц [48]. Электростатическая составляющая расклинивающего давления принимает при этом отрицательное значение, что приводит к полному исчезновению β-ветви изотермы расклинивающего давления. Устойчивой в этом случае остается только α-ветвь изотермы. Адсорбция анионактивных ПАВ усиливает отрицательный заряд поверхности

минералов, что приводит к увеличению толщины β-пленки и повышению их устойчивости.

Расклинивающее давление α–пленки. Толщина и устойчивость α-пленки обусловливается кристаллохимическими особенностями минеральной поверхности, а также специфическими механическими и термодинамическими свойствами самой полимолекулярной пленки адсорбированных молекул воды. В основе расклинивающего действия α-пленок лежит структурная $\Pi_s(h)$, и молекулярная $\Pi_m(h)$ составляющие расклинивающего давления.

Из-за сложности теоретического расчета большинство данных о величине расклинивающего давления таких пленок получено экспериментальным путем при адсорбции водяного пара на плоских поверхностях стекла, кварца и слюды. Измерения выполнены рядом исследователей [11, 18, 60], в обобщенном виде они представлены в работе Б.В.Дерягина и .В.Чураева [15] (рис. 17).

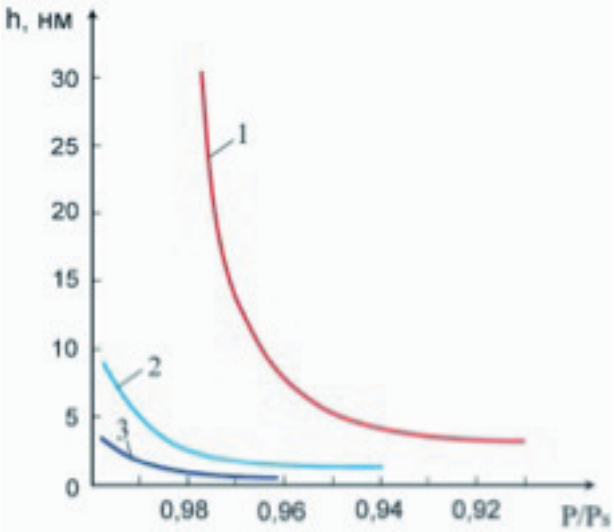


Рис. 17. Экспериментальные значения толщины α-пленки адсорбированной воды при различных значениях относительной упругости пара (P/P_s): 1 – для очищенной поверхности кварца; 2, 3 – для слабо очищенных (гидрофилизованных) поверхностей кварца [60].

Важно отметить что, с уменьшением толщины α-пленки является быстро изменяется ее расклинивающее давление. Так, величина $d\Pi_s/dh$ для кривой 3 (см. рис. 17) при $h = 5$ нм составляет $2\cdot10^{17}$ дин/см^2. Такое значение производной нельзя объяснить молекулярными и электростатическими силами. Расчеты показывают, что для $h = 5$ нм, эти силы могут дать величину $d\Pi_s/dh$ не более $5\cdot10^{12}$ дин/см^2, что на 4 порядка ниже экспериментальных данных [15].

Кроме того, толщина α-пленки и ее расклинивающее давление сильно зависят от гидрофильности поверхности. Рост гидрофильности поверхности приводит к быстрому увеличению дальнодействия структурных сил. Это явление может быть объяснено природой самой гидрофильности силикатных поверхностей, связанной с процессами эпитаксии [27].

Загрязнение (гидрофобизация) поверхности дает обратный результат. На тщательно очищенной поверхности кварца толщина α-пленки составляет 20-30 нм [61], но даже малейшее загрязнение поверхности приводит к утончению пленки до 3-5 нм.

Прямое подтверждение структурной природы устойчивости α-пленок - данные о зависимости их толщины от температуры [31, 19, 20] (рис.18). Резкий спад толщины α-пленки при повышении температуры до 65°С можно объяснить разрушением особой структуры граничных слоев за счет возрастания теплового движения молекул воды.

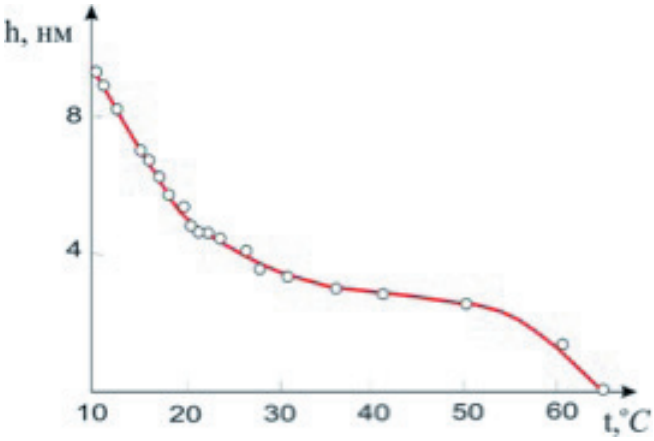


Рис.18. Температурная зависимость толщины α-пленки (при $P/P_s = 1$) воды на кварце.

Расклинивающее действие пленок на выпуклых и вогнутых поверхностях. Рассмотренные выше изотермы расклинивающего давления пленок относятся к плоским поверхностям. Интересно проанализировать вид изотерм для неровных поверхностей и расклинивающее действие гидратных пленок на поверхности сферических частиц, нитевидных минералов, ребрах и сколах глинистых частиц, которые можно условно принять за выпуклые поверхности с определенным радиусом кривизны, а также вогнутых поверхностях внутри капиллярных пор.

На искривленной поверхности изменяется распределение тангенциальной и нормальной составляющей тензора давления в пленке, что сказывается на ее устойчивости и толщине. Этот же эффект лежит в основе зависимости поверхностного натяжения жидкостей σ_w от кривизны их поверхностей [15]. Условия устойчивости пленки на выпуклой поверхности определяются следующим уравнением [39]:

$$\frac{\partial\Pi}{\partial h} < -\frac{m\,\sigma_w}{(r+h)^2}\,, \qquad (49)$$

где $m = 1$ для пленки на цилиндре и $m = 2$ – для пленки на сфере, σ_w - поверхностное натяжение, r – радиус кривизны, h – толщина пленки.

Анализ полученных данных показывает, что пленки на выпуклой поверхности, при равных прочих ус-

ловиях, менее устойчивы, чем на плоских (рис. 19). Сопоставление изотерм расклинивающего давления для полного смачивания показывает, что на плоской поверхности пленка устойчива при всех её толщинах, в то время как на выпуклой поверхности она теряет свою устойчивость при $h_{кр}$. Так, пленка на кварцевой нити (m = 1) при условии, что константа Гамакера A* = $3 \cdot 10^{-19}$ Дж, а σ_w = 0.023 Н/м, имеют толщину $h_{кр}$ = 170 нм при радиусе кривизны поверхности $r = 10^{-3}$ см, 56 нм - при $r = 10^{-4}$ см и 18.5 нм - при $r = 10^{-5}$ см. Аналогичный эффект наблюдается и применительно к α-пленке: уменьшение радиуса кривизны поверхности приводит к снижению ее толщины при тех же значениях P/P_s [15], что играет важную роль при процессах структурообразования и лежит в основе формирования контактов типа базис-скол и скол-скол.

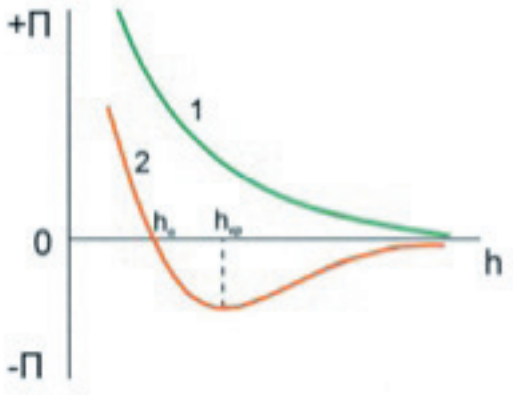


Рис. 19. Изменения изотерм расклинивающего давления на разных поверхностях: 1 – для плоской поверхности, 2 – для выпуклой поверхности [15].

2. ТЕОРИЯ ЭФФЕКТИВНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ К.ТЕРЦАГИ

Теория эффективных напряжений разработана К.Терцаги в начале 1920-х годов. Она содержит ряд принципиальных положений о напряжениях в грунтах, которые сводятся к следующему: а) в водонасыщенном грунте с открытой пористостью эффективные напряжения представляют избыток напряжения в скелете грунта над нейтральным; б) эффективные напряжения контролируют напряженно-деформированное состояние, объёмные изменения и прочность независимо от величины нейтрального напряжения.

Имеется большое количество экспериментальных данных, подтверждающих справедливость такого заключения. Теория К.Терцаги успешно использовалась при решении задач консолидации пористых проницаемых грунтов, для объяснения причин разжижения песчаных грунтов при землетрясениях и решения многих других задач.

Наряду с этим, в производственной практике накоплен большой фактический материал, свидетельствующий о том, что применение теории К.Терцаги к грунтам с низкой проницаемостью, содержащих закрытую пористость, не корректно и приводит к расхождению расчетных и экспериментальных данных. К числу основных замечаний следует отнести следующие.

1. В теории К.Терцаги используются общие средние напряжения (σ), создаваемые внешними силами, и не учитываются внутренние силы, создающие дополнительные напряжения в скелете породы. Роль последних возрастает с увеличением дисперсности породы.

2. Поровое давление (u), замеренное в глинистой системе, может отличаться от порового (гидростатического) давления в хорошо проницаемом пористом теле (u_o) при одинаковой высоте столба воды.

3. Эффективные напряжения передаются на скелет через контакты между структурными элементами. При неизменных общих эффективных напряжениях эффективные контактные напряжения могут различаться в результате расклинивающего действия гидратных пленок, изменения количества контактов, изменения ориентации контактных площадок и площади контактов, что будет влиять на прочностные и деформационные свойства пород.

А.Скемптон [65] один из первых обратил внимание на недостоверность оценки эффективных напряжений на основе теории К.Терцаги. В расчет эффективных напряжений он ввел поправку на площадь контактов (a_c):

$$\sigma' = \sigma - (1 - a_c)u, \qquad (50)$$

где a_c – отношение площади контактов к общей площади приложения нагрузки.

Однако, как и К.Терцаги, он не учитывал влияние на эффективные напряжения сил физико-химической природы. Поэтому введенная поправка позволила уточнить значения (σ′) применительно только к некоторым грунтам, цементам и скальным породам.

Детальный анализ природы эффективных напряжений с учетом явлений физико-химической природы, происходящих в глинистых системах, был проведен Д.Митчеллом и К.Сога [58]. Они рассмотрели основные физико-химические взаимодействия, проходящие в контактных зонах: силы электромагнитного притяжения (силы Ван-дер-Ваальса), электростатического отталкивания, капиллярные и силы химической природы. Наиболее важно то, что напряжения в грунтах авторы рассматривали на уровне межчастичных взаимодействий. Для этого было составлено уравнение сил, действующих в грунте, включая силы физико-химической природы:

$$\sigma a + Aa + A'a_c = ua + Ca_c, \qquad (51)$$

где, σ – внешние напряжения, передаваемые на контакт; a – общая площадь контакта, определяемая путем деления площади горизонтальной площадки, к которой приложена нагрузка, на количество контактов, приуроченных к этой площадке; a_c – площадь непосредственного (сухого) контакта между частицами; A – дальнодействующие молекулярные (ван-дер-ваальсовские) и электростатические силы; A' – близкодействующие силы притяжения, обусловливающие химическую связь и цементацию; u – дальнодействующие силы отталкивания, равные $u(a - a_c)$, но поскольку $a \gg a_c$, ua - можно принять за величину гидростатического отталкивания; C – близкодействующие силы борновского и гидратационного отталкивания.

Из выражения (51) можно найти напряжение, передаваемое на единицу площади горизонтальной площадки, равной общей площади единичного контакта:

$$\sigma = (C - A')\, a_c/a + u - A. \qquad (52)$$

Выражение $(C\text{-}A')\cdot a_c/a$ представляет суммарную величину напряжения, действующего на непосредственном контакте и обусловленного близкодействующими силами (химического притяжения, борновского и гидратационного отталкивания), отнесенного к площади всего контакта (площадь истинного контакта плюс площадь действия дальнодействующих сил: ван -дер-ваальсовских и электростатических).

Обозначив $(C-A')a_c/a$ как напряжение на непосредственном контакте (σ_i'), отнесенное к площади всего контакта, из (52) можно получить:

$$\sigma_i' = \sigma + A - u. \qquad (53)$$

Аналогичным образом возможен расчет контактных напряжений в частично водонасыщенной породе. Для этого необходимо знать давление в поровой воде (u_w) и поровом воздухе (u_a), и доли площадей, приходящихся на одну частицу, занятых водой (a_w) и воздухом (a_a):

$$a_w + a_a = a \quad \text{при } a_c \to 0.$$

В результате получим:

$$\sigma_i' = \sigma + A - u_a - \frac{a_w}{a}(u_w - u_a). \qquad (54)$$

Выражение (54) аналогично зависимости, ранее полученной А.Бишопом [49]:

$$\sigma_i' = \sigma - u_a + \chi(u_a - u_w), \quad \text{где } \chi = a_w/a. \qquad (55)$$

Приведенные расчеты показывают возможность оценки эффективных напряжений на контактах с учетом действия близко- и дальнодействующих физико-химических сил. При этом нерешенными остаются следующие вопросы: 1) как найти входящие в формулу (53) значения A и u, 2) как оценить количество контактов и их площадь, 3) как перейти от межчастичных эффективных напряжений σ_i' к оценке истинного общего эффективного напряжения в породе (σ'').

3. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ ЭФФЕКТИВНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Рассмотренные выше результаты модификации теории К.Терцаги важны для современной механики грунтов, поскольку дают возможность глубже понять зависимость эффективных напряжений в грунтах не только от внешних, но и внутренних факторов физико-химической природы. Имеющиеся сейчас данные позволяют дальше развивать это направление с учетом достижений молекулярной физики и физико-химической механики. В частности, целесообразно для этого использовать теорию контактных взаимодействий, разработанную в трудах П.А.Ребиндера и его учеников, а также теорию расклинивающего давления гидратных граничных пленок, принадлежащую школе Б.В.Дерягина. Ниже излагаются представления автора об эффективных напряжениях в грунтах с учетом этих фундаментальных разработок.

3.1. ТИПЫ КОНТАКТОВ В ГЛИНАХ

Передача напряжений в пористых дисперсных системах идет не по всей межфазной поверхности, а только в местах их наибольшего сближения – контактах. Количество и тип индивидуальных контактов – важнейшая характеристика структур, определяющая величину и способ передачи эффективных напряжений.

В зависимости от формы взаимодействующих частиц, контакты могут быть нескольких геометрических типов: между сферическими частицами (рис. 20, а), между сферическими и плоскими частицами (рис. 20, б), между плоскими частицами (рис. 20, в-д). Последние подразделяются на контакты: скол – скол, базис – скол и базис – базис.

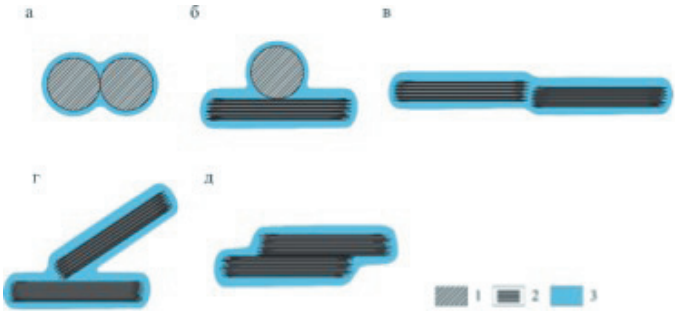


Рис. 20. Геометрические типы контактов между: а - сферическими частицами, б - сферической и плоской частицами, в–д - плоскими частицами с образованием контактов типа скол-скол (в), базис – скол (г) и базис-базис (д). 1, 2 – частицы, 3 – связанная вода.

Несмотря на разнообразие геометрических типов, химической природы, размера и форм структурных элементов, слагающих пористые тела, можно выделить три энергетических типа контактов, встречающихся в дисперсных связных системах: коагуляционный, переходный (точечный) и фазовый (рис. 21) [33, 34, 47, 28, 29, 25]. Каждый из выделенных типов контактов характеризуется определенным механизмом образования, природой сил, действующих в зоне контакта, и специфическими особенностями передачи эффективных напряжений.

Коагуляционными называются контакты, образующиеся между взаимодействующими частицами при сохранении термодинамически устойчивой прослойки воды на контакте [35, 48] (рис. 21, а). В природных условиях коагуляционные контакты встречаются в водонасыщенных неуплотненных или слабо уплотненных глинистых образованиях: илах, слабо литифицированных глинистых осадках, набухших глинах пластичной или текучей консистенции.

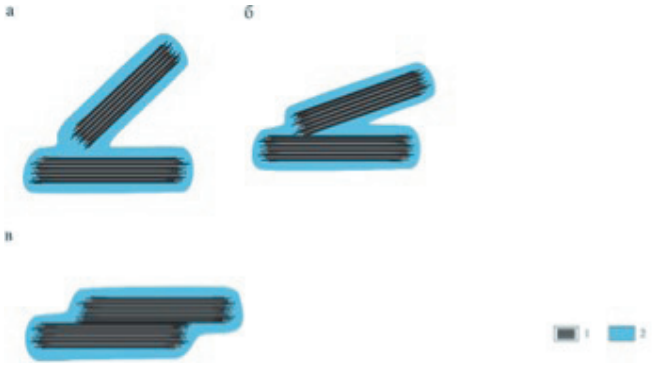


Рис.21. Энергетические типы контактов в дисперсных телах: а - коагуляционный, б – переходный (точечный), в – фазовый: 1 – минеральная частица, 2 – связанная вода.

Важнейшую роль в образовании коагуляционных контактов играют поверхностные гидратные пленки, противостоящие сближению частиц. Наличие на коагуляционных контактах тонких адсорбционных пленок обусловлено балансом сил притяжения и отталкивания, которые определяют существование расклинивающего давления на контакте. Термодинамически устойчивое состояние на коагуляционных контактах создается при определенных толщинах граничных пленок, отвечающих α- и β-ветвям изотермы адсорбции. В соответствии с этим коагуляционные контакты принято подразделять на две разновидности – *дальние коагуляционные*, соответствующие толщине β-пленки, и *ближние коагуляционные контакты*, соответствующие толщине α–пленки.

Переходные контакты формируются по мере уплотнения глинистых пород в водонасыщенном состоянии или их обезвоживании при высушивании. Под влиянием внешних и внутренних факторов на отдельных неровностях (выступах) контактирующих поверхностей происходит продавливание (разрушение) гидратных граничных пленок. На небольшой площадке непосредственного соприкосновения частиц (рис. 21, б) образуются новые – точечные (по терминологии П.А.Ребиндера) контакты за счет «холодной спайки» частиц или образования ионно-электростатических связей, подобно тем, какие существуют между слоями в структурах глинистых минералов.

Поскольку поведение таких контактов определяется как расклинивающим действием гидратных пленок (на коагуляционных участках контакта), так и более прочными силами химической и ионно-электростатической природы (на участках непосредственного соприкосновения частиц), то образованный таким образом контакт был назван нами переходным [36, 28, 29, 25].

Оценить эффективное давление на контакте, при котором происходит «холодная спайка» частиц возможно с учетом условий задачи Герца. Среднее значение нормальной составляющей внешнего давления, действующего в зоне прорыва гидратной адсорбционной пленки, рассчитывается из следующего выражения [47]:

$$P_c = \frac{2}{\pi}\left[\frac{2E^2 f_c}{9\left(1-\mu^2\right)^2 R}\right]^{1/3}, \qquad (56)$$

где E – модуль Юнга частиц, μ - коэффициент Пуассона, f_c – эффективное внешнее напряжение на индивидуальном контакте, R – радиус частицы.

Для расчета могут быть взяты табличные значения $E \approx 7\cdot10^{10}$ Па и $\mu = 0.2$. Величина f_c находится на основании данных экспериментов [46] по изучению прочности контактов между двумя кристаллическими телами при различных усилиях их поджима. Для частиц размером 1-2 мкм пороговое значение усилия поджима, при котором скачкообразно происходит переход от коагуляционных к более прочным контактам, составляет $65\cdot10^{-4}$ Н. Подставляя эти значения в приведенную выше формулу, можно получить величину критического напряжения $P_c \approx 6\cdot10^7$ Па, при котором начинает формироваться переходный контакт между частицами.

При развитии процессов цементации или росте геостатического давления и температуры происходит образование наиболее прочных *фазовых контактов* (рис. 21, в). Прочность этого вида контактов определяют силы ионно-электростатической и химической природы, под влиянием которых глинистые частицы трансформируются в более крупные глинистые ультра и микроагрегаты – кристаллиты. Образующиеся контакты по своей природе подобны границам зерен в поликристаллическом теле.

Прочность фазовых контактов высокая, иногда превосходит прочность самих контактирующих ми-

нералов. Они распространены в сцементированных глинистых породах, аргиллитах, алевролитах и глинистых сланцах, являющихся типичными твердыми телами, упруго деформирующимися при приложении внешних нагрузок и хрупко разрушающимися при достижении предельной прочности. В отличие от переходных, фазовые контакты практически не гидратируются, что обусловливает водостойкость и полную потерю способности к набуханию пород с этими контактами.

Рассмотренные контакты формируются в ходе длительной геологической истории. Образование их зависит от внешних факторов и, прежде всего, – гравитационного давления вышележащих пород, а также физико-химических условий. Важное значение имеет степень водонасыщения пород. При снижении водонасыщения создаются условия для трансформации коагуляционных контактов в переходные (точечные). Поэтому у пород, долгое время находящихся в зоне аэрации, могут формироваться переходные контакты, а в условиях жаркого климата - фазовые (цементационные) контакты.

Решающий фактор в формировании контактов в глинах - степень их литификации. При повышении степени литификации идет постепенный переход от коагуляционных контактов, характерных для илов и слабо литифицированных пластичных глин, к уплотненным глинам с переходными контактами и полутвердой консистенцией. Это происходит при достижении внешних нагрузок от вышележащих пород более 20–30 МПа. При напряжениях, соответствующих 60–80 МПа, формируются фазовые контакты, характерные для плотных сцементированных глинистых пород, аргиллитов и алевролитов.

В зависимости от типа контактов роль внешних и внутренних факторов в формировании эффективных напряжений изменяется. Наибольшее влияние физико-химические факторы оказывают на поведение грунтов с коагуляционными контактами. В глинах с переходными контактами их роль снижается, а в породах с фазовыми контактами становится совсем незначительной. Поэтому ниже дается анализ влияния физико-химических факторов на эффективные напряжения применительно к грунтам с коагуляционным и переходным типами контактов.

3.2. КОЛИЧЕСТВО КОНТАКТОВ

Расчет эффективных контактных напряжений проводится для контактных площадок, ориентированных нормально к действующим внешним силам. Для того, чтобы рассчитать нормальные эффективные напряжения с учетом внутренних напряжений необходимо знать количество контактов, на которые передаются внешние и внутренние напряжения и величину истинных контактных напряжений.

Для оценки количества контактов рассматривается любая горизонтальная поверхность площадью (s) внутри пористого тела, ориентированная нормально к направлению приложения внешнего напряжения. В действительности эта поверхность будет слабоволнистой, как показано на рис. 22.

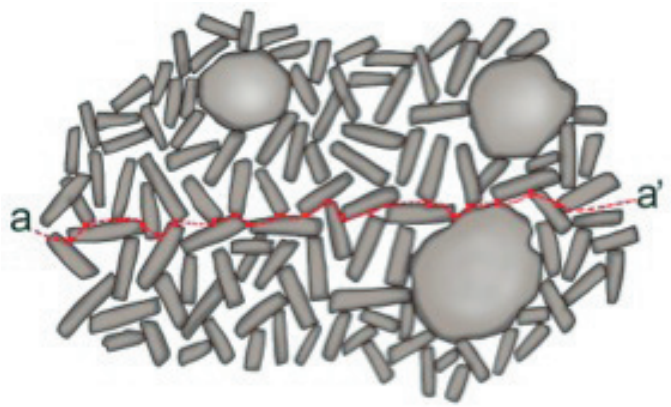


Рис.22. Горизонтальная поверхность а –а' внутри пористого тела.

Предполагается, что все контактные площадки между структурными элементами ориентируются также перпендикулярно направлению действующего напряжения. Задача заключается в определении количества контактов, приходящихся на единицу площади горизонтальной поверхности.

Для оценки количества контактов на единице площади горизонтальной площадки в настоящее время разработано несколько расчетных схем – моделей дисперсного пористого тела. Число контактов в этих моделях определяется размером и формой частиц, способом их укладки и тесно связано с пористостью. Чем меньше размер частиц и плотнее их упаковка, тем больше контактов в единице площади горизонтальной поверхности.

Наиболее простая - *глобулярная модель*, предложенная [35] для структур, сложенных частицами сферической формы и имеющих пористость более 48%. Позднее эта модель была распространена на структуры с пористостью в интервале от 48 до 26% [1]. Для построения глобулярной модели используются прямолинейные цепочки, состоящие из касающихся друг друга шаров одинакового диаметра (рис. 23). Цепочки расположены по трем взаимно перпендикулярным направлениям и, пересекаясь, образуют узлы структуры. Способ упаковки характеризуется структурным параметром N - средним числом частиц от узла до узла. При N = 1, получается структура с простой кубической упаковкой, а при дробном значении N система имеет неправильное чередование узлов. В такой модели пористость n связана с параметром N (рис. 24) согласно функции:

$$1/N^2 = f(n). \qquad (57)$$

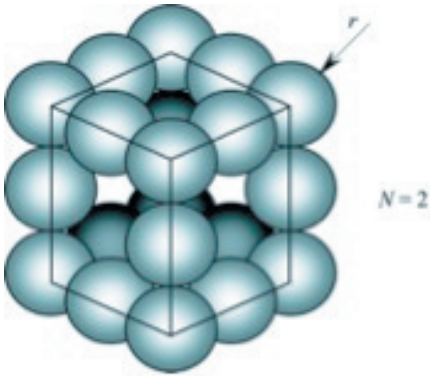


Рис. 23. Схема глобулярной модели дисперсной пористой структуры: N – среднее число частиц от узла до узла, определяемое пористостью структуры; r – средний радиус частиц.

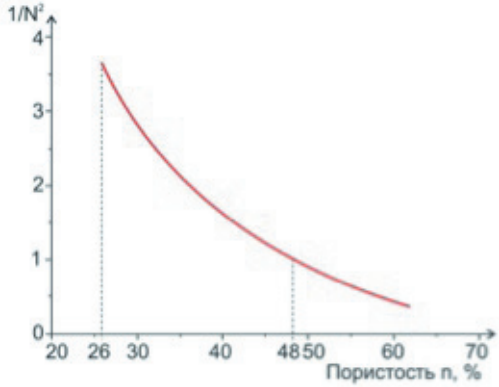


Рис. 24. Зависимость параметра $1/N^2$ от пористости структуры.

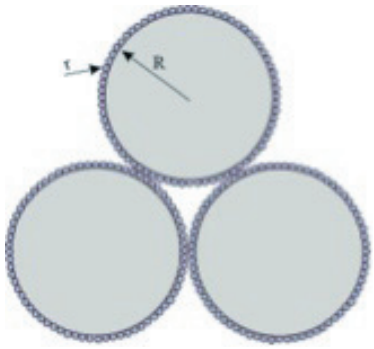


Рис.25. Схема бидисперсной модели дисперсной пористой структуры, где R – средний радиус больших частиц, r – средний радиус малых частиц.

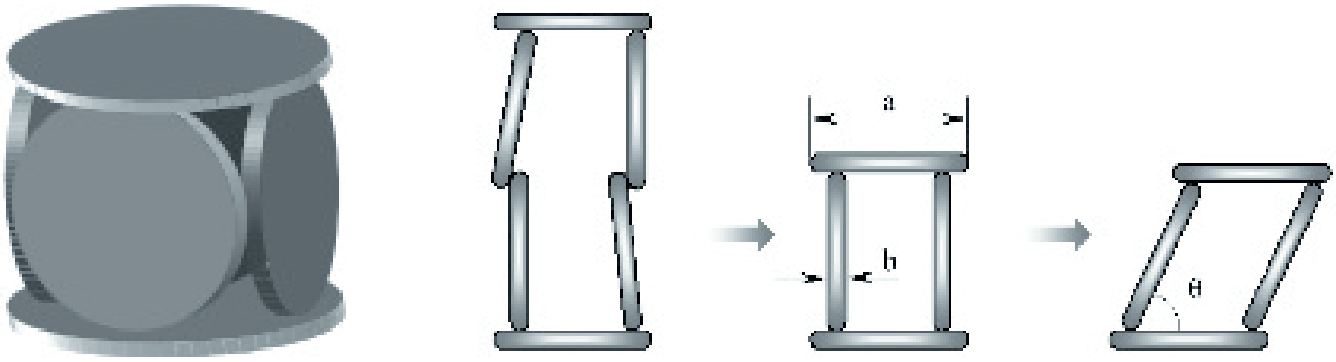


Рис. 26. Схема модели «перекашивающегося карточного домика»: 1 – общий вид; 2, 3, 4 – различные стадии трансформации структуры при уплотнении, где a – длина частицы, b – толщина частицы, θ - угол наклона частицы.

Число контактов на единицу площади контактной поверхности (χ) связано с параметром N и средним радиусом структурного элемента r следующей зависимостью [35, 43, 1]):

$$\chi = \frac{1}{4r^2N^2}. \qquad (58)$$

Глобулярная модель может использоваться для песков, песчаников, алевролитов и некоторых тонкодисперсных пород, структурные элементы которых (частицы, микроагрегаты) имеют форму близкую к сферической. Проведенные расчеты показали, что число контактов в опоках в зависимости от их пористости составляет $10^5 \div 10^7$ см$^{-2}$, а в лессовидных суглинках $1.2 \cdot 10^6 \div 6.2 \cdot 10^7$ см$^{-2}$.

Основной недостаток глобулярной модели - она не учитывает полидисперсность и анизотропию формы структурных элементов, слагающих глины. Поэтому для полидисперсных систем В.Н.Соколов [37] предложил бидисперсную глобулярную модель, с помощью которой можно оценить количество контактов в системе, сложенной крупными (с радиусом R) и мелкими (с радиусом r) частицами (рис. 25). Согласно этой модели, общее число контактов равно произведению количества контактов между крупными частицами (χ_R) и мелкими частицами (χ_r), находящимися в пределах контактной площадки между крупными частицами. Величины χ_R и χ_r находятся соответственно из следующих выражений:

$$\chi_R = \frac{3z(1-n)}{8\pi R^2}, \qquad (59)$$

$$\chi_r = \frac{\rho_R \phi_r R^2}{2\rho_r \phi_R r^2}, \qquad (60)$$

где ρ_R, ρ_r, φ_R, φ_r, R и r - соответственно плотность, содержание и средний эквивалентный радиус крупных и мелких частиц; z - координационное число, n - пористость.

Общее число контактов в бидисперсной системе находится следующим образом:

$$\chi = \chi_R \chi_r = \frac{3z(1-n)\rho_R \varphi_r}{16\pi r^2 \rho_r \varphi_R}. \qquad (61)$$

Расчеты, проведенные по формуле (61) для суглинков, показывают, что при пористости суглинков 40 % значение с может изменяться от $1.2\cdot10^7$ см$^{-2}$ до $1\cdot10^9$ см$^{-2}$ в зависимости от соотношения φ_R и φ_r.

Для описания глинистых пород, сложенных анизометричными частицами плоской формы, разработана модель *«перекашивающегося карточного домика»* [37, 38].

Для оценки степени уплотненности пород в предложенной модели (рис. 26) используется параметр θ - среднее значение угла между частицами. Пористость связана с величиной θ следующей зависимостью:

$$n = 1 - \frac{K\cdot b/a}{Sin\theta + (K\cdot b/a)}, \qquad (62)$$

где K - коэффициент (для дисков K=3 π/4), a и b - средние значения диаметров и толщин дисков соответственно.

На основе рассмотренной модели можно оценить число контактов в единице площади контактной поверхности разрушения (χ^θ) в зависимости от среднего угла между глинистыми частицами (θ):

$$\chi^\theta = \chi^{90}/Sin\theta. \qquad (63)$$

Число контактов χ^{90}, когда частицы, формирующие ячейку, взаимно перпендикулярны (θ=90°), определяется как $\chi^{90} = 2/a^2$, где a – длина (диаметр) частицы.

Учитывая изложенное, формула (63) может быть записана в виде:

$$\chi^\theta = 2/Sin\theta\cdot a^2. \qquad (64)$$

Параметры a и θ могут быть оценены на основе количественного анализа изображения микроструктуры глинистой породы, полученного под растровым электронным микроскопом.

Расчеты, проведенные по формуле (64), показали, что для современного ила Каспийского моря величина χ^θ составляет $6.9\cdot10^7$ см$^{-2}$. Для морской хвалынской глины, отобранной в районе г. Волгограда и имеющей, примерно, такую же дисперсность, как и ил, но более высокую степень ориентации структурных элементов, χ^θ = $3.9\cdot10^8$ см$^{-2}$. Для глинистого сланца χ^θ возрастает только до $4.4\cdot10^8$ см$^{-2}$. Так как, несмотря на минимальное значение угла θ, для сланцев характерно увеличение размера микроагрегатов (параметр а в формуле 64).

3.3. ПЛОЩАДЬ КОНТАКТОВ

Коагуляционные контакты. Площадь коагуляционного контакта двух сферических частиц определяется их радиусом (R) и толщиной гидратной пленки (h) (рис. 27 а). Параметр (a=a_c) характеризует зону перекрытия гидратных пленок контактирующих частиц, в пределах которой существует расклинивающее давление. Для двух сферических частиц площадь единичного коагуляционного контакта находится из выражения:

$$a_c = 2\pi R(h - \frac{l}{2}), \qquad (65)$$

где h – толщина гидратной пленки на поверхности частиц вне контакта, l – толщина гидратной прослойки на контакте при взаимном перекрытии пленок взаимодействующих частиц, R – радиус частиц.

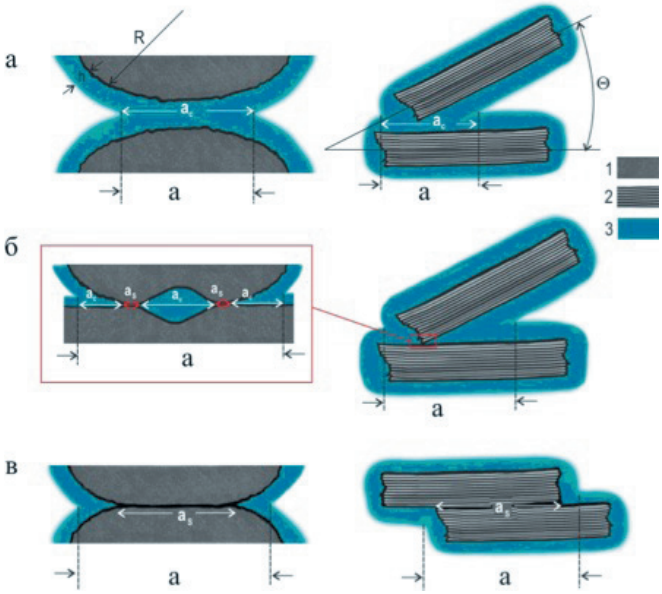


Рис.27. Площади коагуляционного (а), переходного (б) и фазового (в) контактов. 1, 2 – частицы, 3 – гидратная пленка.

Согласно расчетам по формуле (65), площадь контакта двух одинаковых сферических частиц имеет следующие величины:

1. При R = 0.5 мкм (500 нм), h = 50 нм, l = 50 нм, $a_c \approx 8\cdot10^4$ нм$^2 \approx 10^{-10}$ см^2.
2. При R = 50 мкм ($5\cdot10^4$ нм), h = 50 нм, l = 50 нм, $a_c \approx 8\cdot10^6$ нм$^2 \approx 10^{-8}$ см^2.

Площадь контакта двух плоских, одинаковых по размеру частиц, расположенных друг к другу под углом θ (рис. 27, a) , можно рассчитать по формуле:

$$a_c = \left[\min\left(\frac{h}{Sin\frac{\theta}{2}} - \frac{l}{Sin\theta}, a\right) + \min\left(\frac{h}{Sin\frac{90^0-\theta}{2}} - \frac{l}{Sin(90^0-\theta)}, H+2h\right)\right]\cdot b$$

,(66)

где a и b – соответственно ширина и длина взаимодействующих плоских частиц, H – их толщина, h – толщина гидратной пленки, l – минимальная толщина гидратной прослойки на контакте.

Выражения

$$\min\left(\frac{h}{Sin\frac{\theta}{2}}-\frac{l}{Sin\theta},a\right) \text{ и}$$

$$\min\left(\frac{h}{Sin\frac{90^0-\theta}{2}}-\frac{l}{Sin(90^0-\theta)},H+2h\right)$$

означают, что из взятых значений берутся минимальные, т.е. выполняются условия:

min $(a,b) = a$, если $a \le b$, или min $(a,b) = b$, если $a \ge b$.

Очевидно, что при $\theta \to 0$, т.е. когда частички располагаются параллельно и полностью перекрывают друг друга, площадь контакта будет определяться размерами a и b перекрывающихся частиц. Для частиц, имеющих a=b=1 мкм величина a_c будет составлять 10^6 нм^2 (10^{-8} см^2). При $\theta \to 90^0$ площадь контакта минимальна и составляет для тех же частиц $1.6\cdot10^5$ нм^2 ($1.6\cdot10^{-9}$ см^2).

Площадь коагуляционного контакта сферической частицы с плоской определяется из уравнения:

$$a_c \approx 2\pi R(h\text{-l}). \qquad (67)$$

По величине площадь контакта сферической частицы радиусом R с плоской частицей в 2 раза превосходит площадь контакта 2-х сферических частиц такого же радиуса, как и в первом случае.

Переходные контакты. Общая площадь единичного переходного контакта а слагается из суммарной площади участков непосредственного соприкосновения частиц (a_s) и коагуляционнных участков (a_c) (рис. 27, б). Наиболее сложна оценка площади «сухих» участков, где гидратная пленка воды отжата, и есть непосредственный контакт частиц.

Для оценки максимальной площади «сухих» участков на переходном контакте можно использовать величину прочности на разрыв этих контактов и их способность к гидратации. Для этого воспользуемся наиболее важным признаком переходного контакта – его метастабильностью, т.е. способностью при определенных условиях трансформироваться в коагуляционный контакт.

Эксперименты показывают [28], что обратимость переходного контакта между двумя частицами микронного размера исчезает при достижении его прочности ~ $3\cdot10^{-7}$ Н. При большей прочности переходные контакты ведут себя как необратимые фазовые контакты. Очевидно, что величина $3\cdot10^{-7}$ Н может быть взята за верхнюю границу прочности переходного контакта. Формирование «сухих» участков переходных контактов идет за счет химических (валентных) связей. Принимая прочность единичной валентной связи равной $e^2/4\pi\varepsilon_0 b^2 \approx 10^{-9}$ Н, (где e – заряд электрона, ε_0 – диэлектрическая постоянная, равная $8.85\cdot10^{-12}$ Кл^{2}Н$^{-1}\cdot$м$^{-2}$, b – расстояние между атомами в кристаллической ячейке ~ 0.1 нм), можно найти, что для образования переходного контакта с максимальной прочностью необходимо $3\cdot10^2$ связей. При количестве химических связей менее $3\cdot10^2$ образующийся переходный контакт является метастабильным. С учетом кристаллического строения базальных поверхностей слоистых силикатов можно подсчитать, что $3\cdot10^2$ связей может образоваться на площадке размером 35 нм^2.

Зная величину a_s и рассчитав по одной из формул (65, 67) общую площадь контакта (a), можно определить долевую часть площади «сухих» и коагуляционных площадок по отношению к общей площади контакта: a_s/a и $(1 - a_s/a)$, соответственно.

Фазовые контакты. Площадь фазовых контактов может варьировать в широких пределах в зависимости от процессов кристаллизации в ходе литификации пород с образованием крупных глинистых кристаллитов и степени цементации глин. Минимальная площадь фазового контакта, который становится необратимым при разгрузке и увлажнении пород, составляет не менее 35 нм^2, а максимальная соответствует площади базальных плоскостей глинистых минералов (см. рис. 27, в).

3.4. ЭФФЕКТИВНЫЕ КОНТАКТНЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ В ВОДОНАСЫЩЕННЫХ ГРУНТАХ

Коагуляционные контакты. Наличие тонких гидратных межфазных пленок на коагуляционных контактах оказывает существенное влияние на распределение напряжений на них. Как было сказано ранее, интегрирующий эффект действия различных поверхностных сил на контакте (молекулярных, электростатических и структурно- механических) - расклинивающее давление устойчивых гидратных пленок на контакте, которое характеризуется величиной $\Pi(h)$. Умножая расклинивающее давление на площадь контакта (a_c), можно оценить суммарную величину внутренних сил физико-химической природы, действующих на коагуляционном контакте:

$$\sigma'_c = \Pi(h)\, a_c\,. \qquad (68)$$

Помимо внутренних сил на каждый контакт передаются эффективные напряжения от общих внешних взаимодействий, равные σ'/χ, где χ - количество контактов на единице площади контактной поверхности.

Тогда величина эффективного напряжения на единичном коагуляционном контакте будет определяться разницей внешних и внутренних сил:

$$\sigma'_c = \sigma'/\chi - \Pi(h)\, a_c\,. \qquad (69)$$

Переходные контакты. На участках непосредственного соприкосновения частиц гидратная межфазная прослойка отсутствует («сухие» участки), поэтому эффективное напряжение на таких участках передается непосредственно на скелет породы. На коагуляционных участках действует расклинивающее давление гидратной пленки, за счет чего внешнее эффективное напряжение на этих участках снижается. Суммарное эффективное напряжение на переходных контактах складывается из напряжений, передаваемых на «сухие» и коагуляционные участки контакта (см. рис. 27, б).

Эффективные напряжения, передаваемые на участках с непосредственным соприкосновением частиц ($\sigma'_{c(s)}$), могут быть найдены из следующего выражения:

$$\sigma'_{c(s)} = \frac{\sigma' a_s}{\chi a}, \qquad (70)$$

где, σ' - общие внешние эффективные напряжения; a_s – площадь «сухих» участков на переходном контакте; a – общая площадь переходного контакта; χ – число контактов в единице площади горизонтальной поверхности.

Аналогичным образом оцениваются эффективные напряжения на коагуляционных участках контакта ($\sigma'_{c(c)}$):

$$\sigma'_{c(c)} = \left(\frac{\sigma'}{\chi} - \Pi(h) a_c\right) \cdot \left(1 - \frac{a_s}{a}\right), \qquad (71)$$

где $\Pi(h)$ – расклинивающее давление гидратной пленки.

Тогда суммарное эффективное напряжение на переходном контакте будет:

$$\sigma'_c = \sigma'_{c(s)} + \sigma'_{c(c)} = \frac{\sigma'}{\chi} - \Pi(h)\, a_c \left(1 - \frac{a_s}{a}\right), \qquad (72)$$

Фазовые контакты. Как уже было сказано, фазовые контакты полностью воспринимают все общие эффективные напряжения и передают их на скелет породы (рис. 27, в). Влияние физико-химических факторов на распределение эффективных напряжений на них минимально и может не учитываться.

В связи с этим закон К.Терцаги, помимо крупнообломочных и большинства песчаных пород, можно применять для сцементированных глинистых образований таких, как аргиллиты, алевролиты и глинистые сланцы.

3.5. ЭФФЕКТИВНЫЕ КОНТАКТНЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ В НЕВОДОНАСЫЩЕННЫХ ГРУНТАХ

Эффективные напряжения, возникающие на контактах неводонасыщенных пород имеют свою специфику, связанную с образованием капиллярных менисков и капиллярного давления. Образующиеся мениски и капиллярно поднятая вода создают на контактах дополнительные внутренние напряжения, определяемые из выражений (29 и 31). Капиллярное давление возникает с началом капиллярной конденсации при влажности близкой к максимальной гигроскопической (w_{mg}) и исчезает при влажности близкой к полному водонасыщению породы.

Как уже говорилось, механизм действия капиллярных сил зависит от степени заполнения пор водой. При нахождении породы в зоне аэрации выше капиллярной каймы формируются капиллярные мениски за счет капиллярной конденсации влаги из воздуха (см. рис. 8). Ниже капиллярной каймы в породе содержится капиллярно поднятая вода (см. рис. 9) В первом случае действие капиллярных сил проявляется через давление капиллярных менисков на контактах, а во втором, - через давление столба капиллярно поднятой воды, передаваемого на скелет всей породы. Поэтому учет действия капиллярного давления для этих случаев должен проводится раздельно.

Для глинистых пород, залегающих в зоне аэрации выше капиллярной каймы, как правило, характерны переходные контакты. С учетом этого и используя зависимость (29), можно получить величину эффективных напряжений на индивидуальном контакте с учетом действия капиллярных менисков:

$$\sigma_c' = \frac{\sigma'}{\chi} - \Pi(h)\, a_c \left(1 - \frac{a_s}{a}\right) + \pi r_1 \sigma_w \left(1 - \frac{r_1}{r_2}\right), \qquad (73)$$

где r_1 и r_2 – радиусы менисков в контактном зазоре, σ_w – поверхностное натяжение воды.

Величина эффективных контактных напряжений, действующих в глинистых породах ниже капиллярной каймы увлажнения, находится с учетом давления на скелет породы массы воды, капиллярно поднятой на высоту h_c, равного $\rho_w h_c$. Тогда для пород с преобладанием коагуляционных контактов величина контактных эффективных напряжений с учетом капиллярных сил будет рассчитываться следующим образом:

$$\sigma_c' = \frac{\sigma'}{\chi} - \Pi(h)\, a_c + \frac{m_w h_c g}{\chi}. \qquad (74)$$

В случае преобладания в породе контактов переходного типа формула приобретет другой вид:

$$\sigma_c' = \frac{\sigma'}{\chi} - \Pi(h)\, a_c \left(1 - \frac{a_s}{a}\right) + \frac{m_w h_c g}{\chi}. \qquad (75)$$

3.6. ПОРОВОЕ ДАВЛЕНИЕ

В приведенных выше формулах (70–72) используется величина общего эффективного напряжения

$\sigma' = \sigma - u$. В соответствии с теорией К.Терцаги, общие напряжения (σ), возникающие в породе, передаются не только на минеральный скелет, создавая эффективные напряжение на скелете (σ'), но и на поровую воду (u). При полном водонасыщении породы это приводит к появлению *порового давления.* Развитие порового давления и его изменение под влиянием внешних и внутренних напряжений зависит от характера порового пространства и взаимосвязи пор между собой. Поэтому следует рассмотреть глинистые системы с открытым и закрытым поровым пространством.

В открытой пористой системе все поры взаимосвязаны, и жидкая фаза подчиняется законам гидравлики. В закрытой системе взаимная связь пор отсутствует, большинство пор замкнуто, и они не создают единую гидравлическую систему. Первая толща водопроницаема и фильтрует воду, вторая представляет является водоупором или слабопроницаема.

В закрытых слабо фильтрующих породах поровое давление может превышать гидростатическое. Это происходит при приложении внешнего напряжения техногенной природы или развитии внутренних физико-химических процессов. Поэтому давление воды в порах закрытых и полузакрытых систем с низкими фильтрационными свойствами, к которым относятся многие глинистые образования, слагается из гидростатического (u_o) и временного порового давления (u') возникающего в таких системах: $u = u_o + u'$.

Величина (u´) может изменяться во времени. При приложении к грунту статической нагрузки, давление быстро поднимается, а затем постепенно снижается (диссипирует) до гидростатического уровня за счет отжатия воды из пор и передачи напряжения на скелет. Этот процесс определяется фильтрационной способностью грунта и условиями его дренирования. Подобное явление лежит в основе процесса фильтрационной консолидации, а также разжижения грунта и снижения его прочности. С изменением временного порового давления меняется величина эффективного напряжения и вместе с ним - прочностные и деформационные свойства пород. Это позволяет проследить зависимость физико-механических свойств глин от порового давления.

Открытая пористая система. Супеси, пылеватые лессовые породы, легкие суглинки низкой и средней степени литификации, как правило, обладают открытой пористостью. Поры в таких системах взаимно связаны между собой и фильтруют воду, а поровая вода воспринимает часть внешних напряжений (рис. 28, а). При приложении внешней нагрузки в породе возникает поровое давление (u), которое постепенно рассеивается и в процессе консолидации становится равным внешнему гидростатическому давлению. Поэтому на стадии фильтрационной консолидации эффективные напряжения в таких породах вычисляются в соответствии с теорией К.Терцаги. При завершении консолидации в условиях установившегося термодинамического равновесия поровое давление исчезает или становится равным внешнему гидростатическому давлению (u_o), а эффективное напряжение приобретает значение равное общему внешнему напряжению $\sigma' = \sigma'$.

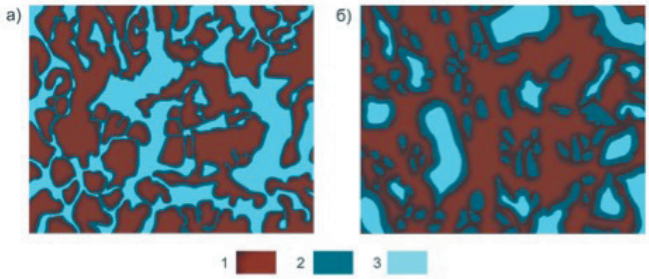


Рис.28. Глинистые породы с открытой (а) и закрытой (б) пористыми системами: 1 – минеральные частицы, 2 – связанная вода, 3 – свободная вода.

В соответствии с изложенным, при расчете истинных эффективных напряжений в неконсолидированных грунтах с открытой пористостью в формулах вместо σ' следует использовать выражение $\sigma - u$, для грунтов в консолидированном состоянии – величину σ.

Учет порового давления необходимо осуществлять и при деформировании грунтов под влиянием статических или динамических нагрузок, поскольку изменение или разрушение структуры грунта, например, в процессе сдвига или динамического воздействия, приводит к росту порового давления.

Закрытая пористая система. Многие глинистые породы, особенно содержащие глинистые минералы смектитового состава, при консолидационном уплотнении становятся полностью закрытой пористой системой. С этим связан переход глин на стадию вторичной консолидации. Большая часть порового пространства таких глин, представленное ультрамикропорами, тонкими и частично мелкими микропорами, заполнена связанной (адсорбированной и осмотической) водой. Свободная вода сохраняется только в крупных микропорах и макропорах (рис. 28, б).

Фильтрация воды в глинах, поровое пространство которых состоит в основном из микропор, развивается специфическим образом. Связанная вода, как известно, находится под воздействием поверхностных молекулярных сил частиц и имеет повышенную вязкость. Поэтому только при достижении начального касательного напряжения (τ_o) внешние слои пленки связанной воды вовлекаются в вязкое течение. Чем больший слой связанной воды участвует в фильтрации, тем большее вязкое сопротивление испытывает движущаяся жидкость. Кроме того, связанная вода не передает порового

давления. Поэтому отдельные скопления свободной воды, находящиеся в крупных порах, оказываются изолированными друг от друга и не создают единой гидравлической системы.

При компрессионном уплотнении в изолированных порах, содержащих свободную воду, создается поровое давление, которое не рассеивается, а продолжает нарастать по мере уплотнения породы. Только при превышении напора воды в поре давления, соответствующего давлению начального градиента фильтрации ($I_н$), происходит отжатие свободной и частично связанной (осмотической) воды в открытое поровое пространство. В этих условиях происходит преодоление сопротивлении сдвигу внешних слоев связанной воды в перекрытых тонких порах, прорыв через них свободной воды и выравнивание давления воды в крупных микропорах до величины, соответствующей $I_н$.

Таким образом, поровое давление в глинистых породах с закрытой поровой системой отличается от внешнего гидростатического давления. В процессе консолидации оно может скачкообразно спадать, но практически всегда остается выше давления в открытом поровом пространстве. С этим связана длительная вторичная консолидация таких глин, длящаяся иногда десятки и даже сотни лет. В то же время поровое давление в глинах с закрытой поровой системой не превышает величину давления, соответствующего начальному градиенту фильтрации. Поэтому при лабораторном эксперименте в качестве значения общего эффективного напряжения можно брать величину, равную $\sigma' = \sigma - u'$, где u' – критическое поровое давление в замкнутых порах, соответствующее давлению начального градиента фильтрации.

Неводонасыщенные грунты. Неводонасыщенные породы характеризуются отрицательным значением порового давления. Это обусловливается высокой энергией связи воды с минеральной поверхностью и различием энергии связи в парах воды (u_a) и её жидкой фазе (u_w).

Величина (u_a - u_w) определяет термодинамические показатели, использующиеся для характеристики энергетических процессов в ненасыщенном грунте. К числу таких показателей относится давление влаги (P_w), часто называемое давлением всасывания, потенциал влаги (ψ_w), расклинивающее давление П(h). Указанные показатели характеризуют различные процессы, происходящие в пористом неводонасыщенном грунте, такие как адсорбция паров воды и формирование α–пленки адсорбированной воды, образование капиллярных менисков, капиллярный подъём воды.

Значения термодинамических показателей как величина отрицательного порового давления зависят от степени водонасыщения грунта. С увеличением влажности величина отрицательного порового давления уменьшается и приближается к нулю. Наибольшее отрицательное значение порового давления характерно для зоны аэрации выше капиллярной каймы увлажнения грунта. Величина его постепенно падает при приближении к капиллярной кайме увлажнения грунта и достигает значений близких к нулю на глубине залегания подземных вод.

Величина отрицательного порового давления измеряется с помощью тензиометров. Однако по получаемым данным не удается однозначно оценить вклад в общий энергетический процесс отдельных перечисленных выше физико-химических явлений.

Перечисленные термодинамические показатели характеризуют внутренние процессы, происходящие на контактах структурных элементов. При этом капиллярные и гидратационные силы оказывают противоположное влияние на контактные напряжения: образование α–пленки адсорбированной воды создает расклинивающий эффект, тем самым снижает эффективное напряжение на контакте, а образование капиллярных менисков и капиллярно поднятой воды, наоборот, увеличивает эффективное напряжение на контактах.

3.7. ИСТИННЫЕ ОБЩИЕ ЭФФЕКТИВНЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ

Учитывая полученные выше величины эффективных контактных напряжений, данные о количестве контактов в единице площади сечения породы и площади контактов, а также выражения для порового давления в открытых и закрытых пористых системах, можно рассчитать *истинные общие эффективные напряжения* в глинистых грунтах, возникающие под влиянием внешних (гравитационных) и внутренних (физико-химических) воздействий. При этом, в зависимости от преобладающего типа контактов и степени водонасыщения пород, расчетные формулы будут иметь определенные отличия.

Водонасыщенные грунты

Коагуляционные контакты. Илы и слабо литифицированные глинистые образования с коагуляционными контактами и открытой пористой системой будут иметь эффективные контактные напряжения, определяемые из выражения (69), а поровое давление, равное u (на стадии фильтрационной консолидации) и $u = 0$ (на стадии вторичной консолидации). Тогда выражение для истинного общего эффективного напряжения для таких пород будет иметь следующий вид:

$$\sigma'' = \chi\left[\frac{\sigma - u}{\chi} - \Pi(h)a_c\right] = (\sigma - u) - \chi\Pi(\mathrm{h})a_c, \qquad (76)$$

где χ – число контактов в единице площади горизонтальной площадки, $\Pi(h)$ – расклинивающее давление гидратных пленок, a_c – площадь контакта, σ – общее внешнее напряжение, u – поровое давление.

Глинистые породы, содержащие в своем составе значительное количество глинистых минералов, особенно смектитового состава, или претерпевшие определенное уплотнение в ходе литогенеза, но сохраняющие коагуляционную структуру, будут характеризоваться несколько иным напряженным состоянием. Это связано с образованием структуры с закрытым поровым пространством. В отдельных изолированных порах такой структуры может формироваться поровое давление, величина которого будет постоянно сохраняться не ниже давления, соответствующего давлению начального градиента фильтрации в этих глинах u′. Поэтому реальное общее эффективное напряжение таких глин будет определяться из следующего выражения:

$$\sigma'' = [\sigma - u'] - \chi\,\Pi(h) a_c\,. \qquad (77)$$

Переходные контакты. Напряженное состояние пород с переходными контактами определяется существованием на контакте участков непосредственного соприкосновения частиц и коагуляционных участков. Напряжение на таком контакте находится из выражения (72). Большинство пород с переходными контактами претерпели в процессе литогенеза уплотнение. Поэтому в инженерной практике их относят к переуплотненным породам. Образование порового давления в переуплотненных породах возможно только при превышении их нагрузки переуплотнения, что маловероятно в инженерной практике, поскольку нагрузка переуплотнения водонасыщенных пород с переходными контактами составляет 20–30 МПа. Поэтому в качестве эффективных внешних напряжений в таких породах следует брать общее внешнее напряжение: $\sigma' = \sigma$. Тогда выражение для истинного общего эффективного напряжения для водонасыщенных пород с переходными контактами будет иметь вид:

$$\sigma'' = \sigma - \chi\Pi(h) a_c \left(1 - \frac{a_s}{a}\right), \qquad (78)$$

где $a_{c(s)}$ и $a_{c(c)}$ – соответственно, площадь непосредственных («сухих») и коагуляционных контактов, a_c - общая площадь контакта.

Фазовые контакты. Породы с фазовыми контактами представляют кристаллические и сцементированные скальные образования, где контакты напоминают границы между зернами в поликристаллическом теле. При отсутствии трещиноватости, эффективные напряжения в таких породах соответствуют общим напряжениям: $\sigma' = \sigma$. В водонасыщенных трещиноватых скальных породах эффективные напряжения определяются путем учета взвешивающего давления воды.

Неводонасыщенные грунты

Истинное общее эффективное напряжение неводонасыщенных глинистых пород зависит от их влажности. При влажности ниже w_{mmg} в породе действуют сжимающие силы капиллярных менисков. Учитывая, что при такой влажности преобладают переходные контакты, значение σ'' находят из выражения:

$$\sigma'' = \sigma - \chi\Pi(h) a_c \left(1 - \frac{a_s}{a}\right) + \chi\,\pi\, r_1\, \sigma_w \left(1 - \frac{r_1}{r_2}\right), \qquad (79)$$

где r_1 и r_2 – радиусы менисков в контактном зазоре (см. рис.8), σ_w – поверхностное натяжение воды.

При увеличении влажности и капиллярного насыщения породы возрастает сжимающее действие капиллярно поднятой воды. Истинное общее эффективное напряжение для такой породы находятся из выражения:

$$\sigma'' = \sigma - \chi\Pi(h) a_c \left(1 - \frac{a_s}{a}\right) + m_w h_c g\,. \qquad (80)$$

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленное выше исследование свидетельствует о том, что напряжения, возникающие в грунтах есть результат комплексного воздействия внешних и внутренних процессов, далеко выходящий за пределы простого учета прилагаемой нагрузки и оценки порового давления. Большое значение при оценке напряженного состояния имеет состав пород, их структурные особенности, а также степень литификации и водонасыщения. При этом основные микроплощадки, где идет перераспределение внешних и внутренних напряжений - это контакты структурных элементов. Изменение типа контактов, их количества и площади в процессе деформирования - важнейший фактор, определяющий поведение глинистых грунтов.

Анализ всего комплекса факторов позволяет заключить, что познание закономерностей поведения глинистых грунтов в условиях действия различных нагрузок и физико-химических обстановок требует глубокого понимания внутреннего строения грунта и процессов реагирования его на эти воздействия. Поэтому дальнейшие успехи механики грунтов во многом будут определяться степенью познания природы процессов, происходящих внутри грунтов. Это требует перехода от феноменологического к сущностному изучению грунтов. Основной базис для такого перехода - физико-химическая механика грунтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амелина Е.А., Щукин Е.Д.* Изучение некоторых закономерностей формирования контактов пористых дисперсных структурах // Коллоидн. журн. 1970. Т.32. №6. С. 795-800.
2. *Бабак В.Г.* Прочность пористых твердых тел// Автореф. дисс. канд. физ.-мат. н. М.: МГУ, 1974. 20 с.
3. *Бабак В.Г., Козуб С.П., Соколов В.Н., Осипов В.И.* Методика прецизионного измерения энергии взаимодействия конденсированных тел в различных физико-химических условиях // Изв. АН СССР. Сер. физ. Т.41. 1977. С. 2401-2407.
4. *Берёзкина Г.М., Царева А.М.* Изменение текстурных особенностей каолинитовых глин в процессе фильтрации//Современные методы изучения физико-механических свойств горных пород. М. 1968. Вып.7. С.48-52.
5. *Бондаренко Н.Ф.* Физика движения подземных вод. Л.: Гидрометиздат, 1973. 216 с.
6. *Дашко Р.Э.* Механика горных пород. М.: Недра, 1987. 264 с.
7. *Дерягин Б.В.* Сольватные слои как особые граничные фазы//Тр. Всесоюзной конф. по коллоид. химии. Киев: Изд-во АН УССР, 1952. С. 26-51.
8. *Дерягин Б.В.* К вопросу об определении понятия расклинивающего давления// Коллоид. журн. 1955. Т.17. №3. С. 207-214.
9. *Дерягин Б.В.* Теория устойчивости коллоидов и тонких плёнок. М.: Наука, 1986. 205 с.
10. *Дерягин Б.В., Абрикосова И.И.* Прямое измерение молекулярного притяжения в функции расстояния между поверхностями//ЖЭТФ, 1951. Т. 21. Вып.8. С. 1755-1770.
11. *Дерягин Б.В., Зорин З.М.* Исследование поверхностной конденсации и адсорбции паров // Журн. физ-химии, 1955. Т.29. Вып. 10. С. 1755-1770.
12. *Дерягин Б.В., Кусаков М.М.* Свойства тонких слоев жидкости // Изв. АН СССР, сер. хим. 1936. №5. С. 741-753.
13. *Дерягин Б.В., Титиевская А.С.* Расклинивающее давление свободных жидких пленок//– Докл. АН СССР, 1953. Т.89. № 6. С. 1041–1044.
14. *Дерягин Б.В., Чураев Н.В.* Изотерма расклинивающего давления пленок воды на поверхности кварца// Докл. АН СССР. 1972. Т.207. №3. С. 572-575.
15. *Дерягин Б.В., Чураев Н.В.* Смачивающие пленки. М.: Наука. 1984. 137 с.
16. *Дерягин Б.В., Ершова И.Г., Чураев Н.В.* Устойчивость смачивающих пленок и её влияние на испарение жидкостей из капилляров// Поверхностные силы в тонких пленках и дисперсных системах. М.: Наука. 1972. С. 155-160.
17. *Дерягин Б.В., Чураев Р.В., В.М.Муллер.* Поверхностные силы. М.: Наука, 1985. 399 с.
18. *Ершова Г.Ф., Зорин З.М., Чураев Н.В.* Температурная зависимость толщины полимолекулярных адсорбционных слоев воды на поверхности кварца//Коллоид. журнал, 1975. Т.37. № 1. С. 208-210.
19. *Ершова Г.Ф., Зорин З.М., Новикова А.В., Чураев Н.В.* Исследование полимолекулярных пленок воды на поверхности кварца. Поверхностные силы в тонких пленках. М.: Наука, 1979. С. 168-173.
20. *Зорин З.М., Соболев В.Д., Чураев Н.В.* Изменение капиллярного давления поверхностного натяжения и вязкости жидкости в кварцевых микрокапиллярах// Поверхностные силы в тонких пленках и дисперсных системах. М.: Наука. 1972. С. 214-221.
21. *Мироненко В.А., Шестаков В.М.* Основы гидрогеомеханики. М.:Недра, 1974. 295 с.
22. *Николаев А.В.* Проблемы искусственной разрядки тектонических напряжений и снижения сейсмической опасности // Геоэкология, 1999. №5. С. 387-398.
23. *Осипов В.И.* Кристаллохимические закономерности гидрофильности глинистых минералов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1976. № 5. С. 107-110.
24. *Осипов В.И.* Механизм физико-химической диспергации и стабилизации глинистых суспензий// Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. М.: МГУ, 1973. Вып.3. С.157-162.
25. Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.:МГУ, 1979. 235 с.
26. Осипов В.И. Природные катастрофы на рубеже XX1 века // Геоэкология, 2001. №4. С. 293-309.
27. *Осипов В.И.* Нанопленки адсорбированной воды в глинах, механизм и их образования и свойства // Геоэкология, 2011. №4. С.291-305.
28. *Осипов В.И., Соколов В.Н.* Роль ионно-электростатических сил в формировании структурных связей глин // Вестник Моск. Ун-та. Сер. Геология, 1974. № 1. С.16-32.
29. *Осипов В.И., Соколов В.Н.* Теория контактных взаимодействий в грунтах // Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы/Под ред. Е.М.Сергеева. М.: Наука, 1985. С.115-126.
30. *Переверзева И.Н., Осипов В.И.* Изменение ориентации структурообразующих элементов дисперсий глин в процессе длительной фильтрации воды//Физико-химическая механика и лиофильность дисперсных систем. Вып.7. Киев: Наукова Думка, 1975. С. 141-144.
31. *Перевертаев В.Д., Мецик М.С.* Исследование адсорбции паров воды на поверхности кристаллов слюды// Коллоидн. журнал, 1966. Т.28. № 2. С. 254-259.
32. *Рабинович Я.И.* Прямые измерения расклинивающего давления в растворах электролитов в функции расстояния между скрещенными нитями // Коллоидн. журн. , 1977. Т.39. №6.С.1094-1100.
33. *Ребиндер П.А.* Физико-химическая механика дисперсных структур // Физико-химическая

механика дисперсных структур. М.: Наука, 1966. С. 3-16.

34. *Ребиндер П.А.* Физико-химическая механика. М.: Знание, 1958. 64 с.
35. *Ребиндер П.А., Щукин Е.Д., Марголис Л.Я.* О механической прочности пористых дисперсных тел // ДАН, 1964. Т. 154. № 3. С.695-698.
36. *Соколов В.Н.* Исследование формирования структурных связей в глинах при их дегидратации// Автореф. дисс. канд. геол.-мин. н. М.: МГУ, 1973. 21 с.
37. *Соколов В.Н.* Модели микроструктур глинистых грунтов // Инженерная геология, 1991. №6. С. 32-40.
38. *Соколов В.Н.* Физико-химические аспекты механического поведения глинистых грунтов // Инженерная геология, 1985. №4. С. 28-41.
39. *Старов В.М., Чураев Н.В.* Толщина и устойчивость пленок жидкости на неплоских поверхностях // Коллоидн. журн., 1978. Т. 40. № 5. С. 909-914.
40. *Ухов С.Б., Семенов В.В., Знаменский В.В., Тер-Мартиросян З.Г., Чернышев С.Н.* Механика грунтов, основания и фундаменты. М.: Изд-во АСВ, 1994. 524 с.
41. *Чураев Н.В., Ященко Н.Е.* Скорость испарения воды из капилляров разных диаметров// Почвоведение, 1973. №9. С.105-112.
42. *Шелудко А. С*амопроизвольное утончение тонких двухсторонних жидких пленок // Докл. АН СССР, 1958. Т. 123. № 6. С. 1074-1078.
43. *Щукин Е.Д.* О некоторых задачах физико-химической теории прочности тонкодисперсных пористых тел – катализаторов и сорбентов // Кинетика и катализ, 1965. Т. 6. № 4. С. 641-650.
44. *Щукин Е.Д., Перцев А.В., Амелина Е.А.* Коллоидн. химия. М.: Изд-во МГУ, 1982. 352 с.
45. *Щукин Е.Д., Юсупов Р.К., Амелина Е.А., Ребиндер П.А.* Экспериментальные исследования сил сцепления в индивидуальных микроскопических контактах между кристалликами при поджиме и спекании //Коллоидн. журн., 1969. Т.31. №6. С. 913-918.
46. *Юсупов Р. К.* Физико-химические исследования условий формирования и прочности микроскопических фазовых контактов между отдельными твердыми частицами// Автореф.. дис…. канд. хим. н. М.: МГУ, 1973. 18 с.
47. *Яминский В.В., Пчелин В.А. Амелина Е.А. Щукин Е.Д.* Коагуляционные контакты в дисперсных системах. М.: Химия, 1982. 185 с.
48. *Aronson M.P., Princen H.M.* Aqueous films on silica in the presence of cationic surfactants // Colloid and Polym. Sci., 1978. Vol. 256. № 2. P. 140-149.
49. *Bishop A.W.* The principle off effective stress// Norvegian Geotechnical Institute. 1960. Publication № 32, P. 1-5.
50. Blake T.D., Kitchener J.A. Stability of aqueous films on methylated quartz // J. Chem. Soc. Faraday Trans. Part I. 1972. Vol.68. №10. P. 1435-1448.
51. *Churaev N.V., Sobolev V.D., Zorin Z.M.* Measurement of viscosity of liquids in quartz capillaries// Thin liquid films and boundary layers. L.; N.Y: Acad. press, 1971. P. 213-220.
52. *De Boer, R.* Theory of Porous Media: Highlights in Historical Development and Current State. Springer, Berlin, 2000.
53. *Derjaguin B.V., Landau L.D.* Theory of the stability of strongly charged lyophobic sols // Acta Phys.-Chem. USSR, 1941. Vol.14. №6. P. 633-662.
54. *Israelachvili J.N.* Measurement of forces between surface immersed in electrolyte solution // Faraday Discuss. Chem. Soc., 1978. № 65. Pp. 20-24.
55. *Israelachvili J.N., Adams L.E. J.* Measurement of forces in aqueous electrolyte solution in the range 0-100 nm // Chem. Soc. Faraday Trans. Par I,. 1978. Vol. 78. N4. P. 975-1001.
56. *Israelachvili J.N., Pashley R.M.* Molecular layering of water at surfaces and origin of repulsive hydration forces// Nature, 1983. V.306. N 5940. P.249-250.
57. *Marčelja S., Radič N.,* Repulsion of interfaces due to boundary water // Chem. Phys. Lett. 1976. Vol. 42. N 1. P. 129-134.
58. *Mitchell Ja. K. and Soga K.* Fundaments of Soil Behavior. Third edition. Jon Willey and Sons Inc. 2005 . 558 p.
59. *Osipov V.I., Sergeev E.M.* Crystollochemistry of clay minerals and their properties // Bull. Int. Ass. Eng. Geol. 1972. N5. P.9-15.
60. *Pashley, R.M. and Kitchener J.A.* Surface forces in adsorbed multilayers of water on quartz// J. Colloid and Interface Sci. 1979.Vol.71. №3. P. 491-503
61. *Parshley, R.M. and Israelachvili, J.N.* Molecular layering of water in their films between mica surfaces and its relation to hydration forces// J. Colloid Interface Sci. 101. 1984. P. 501-523.
62. *Ravina J., Low P. F.* Relation between swelling, water properties and b-dimension in montmorillonite - water systems//Clays and clay minerals, 1972. Vol. 20.
63. *Read A.D., Kitchiner J.A.* Wetting films of silica// J. Colloid and Interface Sci. 1969. Vol. 30. №3. P. 391-398.
64. *Shofield R.K., Samson H.R.* The defloculation of kaolinite suspensions and the accompanying change – over from positive to negative charge // Clay minerals Bull., 1953. Vol. 2. P. 45-51.
65. *Skempton A.W.* Significance of Terzaghi·s concept of effective stress// In: From Theory to Practice in Soil Mechanics /Eds. L. Bjerrum, A.Casagrante, R.Peck, and A.W. Skempton, Wiley, New York. 1960. P.43-53.
66. *Terzaghi, K.* Erdbaumechanik auf Bodenphysikalischer Grundlage. Deuticke, Vienna, 1925.
67. *Viani B.E., Low P.F. and Roth C.B.* Direct measurement of the relation between interlayer force and interlayer distance in the swelling of montmorillonite // J. Colloid Interface Sci. 96, 1983. P. 229-244.

УДК 624.131.1:624.131.29:556.383

К ПРОБЛЕМЕ ФИЛЬТРАЦИОННОЙ КОНСОЛИДАЦИИ: СТРУКТУРА И СВОЙСТВА ВОДЫ В ГЛИНИСТЫХ ГРУНТАХ

© 2013 г. Р.Э. Дашко
Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
199106, Санкт-Петербург, ВО, 21-я линия д.2
regda2002@mail.ru

Статья 1

Рассмотрены современные представления о структуре воды, имеющей кристаллохимическое строение. Особое внимание обращено на роль водородных связей. Проанализированы различные модели жидкой воды. Приведены результаты экспериментальных исследований изменения структуры воды и её свойств при воздействии активных центров минеральных, в том числе глинистых, частиц с помощью ядерного магнитного резонанса. Изменения в структуре поровой воды фиксировались с помощью времени продольной релаксации T_1. Отмечено, что преобразование структуры поровой воды приводит к резкому снижению порового давления, роль фильтрационной консолидации при этом становится минимальной.

Ключевые слова: структура воды, модели воды, водородные связи, эпитаксиальные и поляризующие центры, свойства измененной воды, ядерный магнитный резонанс, время продольной релаксации, фильтрационная консолидация.

Формализованный подход к проблеме использования теории фильтрационной консолидации водонасыщенных глинистых грунтов в практике проектирования и строительства сооружений различного назначения, особенно на территориях развития дисперсных отложений малой степени литификации, зачастую приводит к возникновению аварийных и предаварийных ситуаций.

Теория фильтрационной консолидации, предложенная К. Терцаги в 1925 году, позднее совершенствовалась зарубежными и отечественными учеными, в том числе Н.А. Цытовичем, В.А. Флориным, Ю.К. Зарецким, Н.Н. Масловым, З.Г. Тер-Мартиросяном, М.Ю. Абелевым и др.

Анализ физических процессов при рассмотрении проблемы возможности и интенсивности развития фильтрационной консолидации водонасыщенных глинистых грунтов в условиях одномерного сжатия должен базироваться на следующих принципах:

1) структура поровой воды и её изменение под влиянием активных центров минеральных частиц и ионов поровых растворов, а также варьирования температуры среды;

2) природа прочности глинистых грунтов, при этом наиболее важным моментом является характер структурных связей с позиций оценки их относительной жесткости, динамики разрушения, полного или частичного восстановления во времени;

3) влияние защемленных газовых пузырьков в поровой воде на развитие давления в поровой воде, принимая во внимание размеры таких пузырьков и диаметры пор.

В данной работе основное внимание уделяется истории изучения структуры воды и её трансформации под влиянием различных энергетических полей, что приводит к качественно иным показателям жидкой составляющей за счет её кристаллохимических преобразований.

Понятие о структуре жидкой воды. Вода относится к числу полярных, ассоциированных жидкостей и обладает ярко выраженными аномальными физическими свойствами по сравнению с другими аналогичными соединениями водорода (H_2S, H_2Se, H_2Ge). Для самого тяжелого из перечисленных выше соединений водорода точка кипения равна -4°С, а замерзания -51°С. Самое легкое соединение (H_2S) кипит и замерзает при температурах -61°С и -82°С соответственно; следовательно вода должна была бы замерзать примерно при -90°С и кипеть при -70°С. Однако температуры кипения и замерзания воды значительно выше (100 и 0°С). Эти данные показывают, что в воде по сравнению с приведенными выше соединениями действуют более сильные связи, чем ван-дер-ваальсовы силы притяжения, характерные для H_2S, H_2Se, H_2Te. Действительно, между молекулами воды существуют особый тип связи - водородный (Н-связи).

Согласно современным представлениям молекула воды имеет тетраэдрическое строение с двумя положительными и двумя отрицательными полюсами. В настоящее время установлены следующие расстояния между отдельными атомами в молекулах воды, имеющими различную связь между О-Н...О. Водородная связь Н...О в 1,76 раза длиннее ковалентной связи О-Н. В настоящее время установлено, что энергия водородных связей выше 20,4 кДж/моль. Для сравнения отметим, что энергия вандерваальсова взаимодействия обычно составляет несколько десятых калорий. Наличием водородной связи могут быть объяснены также и другие физические (тепло-

вые) особенности воды: большая удельная теплоемкость и высокие значения скрытых теплоты плавления и теплоты испарения.

Первые наиболее полные представления о структуре воды на основе исследования дифракционных картин рентгеновских лучей были получены Д.Берналом и Р. Фаулером [1]. Исходя из структуры льда и плотности воды, они предположили, что жидкая вода имеет более ажурную структуру, чем плотноупакованные простые жидкости, как аргон и неон. Тетраэдральное строение молекул воды, изоморфных со льдом 1, наблюдается вблизи точки плавления. Возможное существование ажурных структур с большим количеством пустот объясняется наличием между молекулами воды направленных водородных связей, которые являются более прочными и эластичными, по сравнению с межмолекулярными. Именно эластичность водородных связей определяет разнообразие структур воды. Кроме того, наличие водородных связей обусловливает высокую степень упорядоченности, обычно характерную для твердого тела. Модель, предложенная Д.Берналом и Р. Фаулером, послужила основой для создания других многочисленных построений структуры воды.

В настоящее время не существует строгой теории моделей структуры жидкой воды. Большинство моделей основывается на экспериментальных данных, дополненных некоторыми гипотетическими соображениями, либо термодинамическими расчетами. Все предложенные модели можно разделить на модели пустот и смешанные или двухструктурные. Наиболее полно модель пустот была разработана О.Я.Самойловым на основе молекулярно-кинетической теории жидкости Я.И.Френкеля. Согласно О.Я.Самойлову структура жидкой воды представляет собой льдоподобный ажурный каркас, размытый тепловым движением ее молекул. Теория жидкого состояния по Я.И.Френкелю предполагает, что тепловое движение частиц жидкости состоит из двух видов: 1) колебаний и вращательных движений вокруг временных положений равновесия; 2) скачкообразных перемещений из одного положения равновесия в другое. Второй вид движения соответствует самодиффузии воды и носит название трансляционного движения. Самодиффузия в воде происходит по пустотам ее льдоподобного каркаса, причем последний образует сетку водородных связей, а одиночные молекулы воды в пустотах могут быть не соединены водородными связями с льдоподобным каркасом (гидрофобные молекулы). Следовательно, в процессе трансляционного движения молекулы воды, выходя из временного положения равновесия, попадают в пустоты ее структуры и задерживаются там на какое-то время, пока вновь не переходят в трансляционное движение.

По мнению Ю.П. Сырникова в воде надо рассматривать не менее четырех типов скачков, поскольку существует два основных положения равновесия – в узлах льдоподобных каркасов и их полостях. Молекула воды из одного узла решетки каркаса может перейти в другой его узел, либо попасть в пустоту каркаса. В свою очередь, из полости молекулы воды могут перейти в другую полость или вновь вернуться в узел льдоподобного каркаса [30]. В общем случае в структуре воды возможны два типа нарушений: а) деформация льдоподобного каркаса, которая может протекать без нарушения его целостности благодаря эластичности водородных связей, образующих водородные мостики; б) химическая реакция диссоциации полимерной молекулы, протекающая согласно уравнению:

$$(H_2O)_{n(полимер)} \Leftrightarrow H_2O_{(n-1)полимер} + H_2O_{(мономер)}$$

В результате второго процесса мономерная молекула полностью освобождается от водородных связей с окружающими молекулами и служит заполнением пустот квазикристаллического льдоподобного каркаса.

Предположения О.Я.Самойлова о сохранении в воде структуры льда с заполнением пустот и трансляционном движении ее молекул наиболее полно раскрывают аномалии ее свойств. Так, например, максимум плотности воды при 4°С может быть объяснен тем, что при повышении температуры от 0°С усиливается трансляционное движение молекул, благодаря чему все большее их число попадает в пустоты, что влечет за собой увеличение плотности. С процессом заполнения молекулами пустот структуры льда связана также и высокая величина теплоемкости воды. Большая величина испарения определяется прочностью водородных связей в воде и упорядоченностью расположения ее молекул.

При анализе модели воды О.Я.Самойлова дискуссионным является вопрос о связи молекул, находящихся в пустотах каркаса, с молекулами ее решетки.

На основании ряда опытных данных Ю.В. Гуриковым была предложена смешанная (двухструктурная) модель воды, в которой предполагалось наличие двух типов льдоподобного квазикаркаса: а) слабо искаженный или неискаженный льдоподобный каркас, часть пустот которого заполнена не взаимодействующими с ним гидрофобными молекулами воды; б) сильно искаженный льдоподобный каркас, полости которого заняты гидрофильными молекулами, т.е. молекулами, которые вступили в водородную связь с ближайшими к ним молекулами из каркаса. По данным расчета сжимаемости воды Ю.В.Гуриковым сделан вывод о том, что доля молекул, не связанных водородной связью с льдоподобный каркасом меньше, чем взаимодействующих, которые заполняют более половины пустот каркаса [7]. Эти результаты согласуются с расчетами И.З.Фишера и И.С.Андриановой [33]. Эксперимен-

тальные исследования Дж. Джеффри и его сотрудников показывают, что молекула, находящаяся в полости имеет водородную связь с одной из каркасных молекул, при этом происходит некоторое искажение структуры каркаса [2]. Термодинамические расчеты, выполненные Г.А. Крестовым, подтверждают также наличие связи молекул в полости каркаса с молекулами решетки льдоподобной структуры [2]. М. Денфорд и И.Леви на основе рентгенографических наблюдений делают вывод о высокой степени заполнения пустот льдоподобного каркаса, составляющего при t = 25°C около 50% [38]. В более схематичном виде Ю.В.Гуриков предлагает рассматривать структуру воды, состоящую только из двух компонентов: льдоподобной и разупорядоченной. Льдоподобная структура имеет ажурный квазикаркас, порождаемый сеткой водородных связей, и низкую плотность. В более плотной разупорядоченной структуре молекулы связаны вандерваальсовыми и электростатическими дипольными взаимодействиями. При этом предполагается, что узлы квазикаркаса обеих компонент структуры перемешиваются на молекулярном уровне.

Несколько ранее Г.Эйрингом с сотрудниками были сделаны расчеты для двухструктурной модели воды, состоящей из льдоподобной и разупорядоченной структур, при этом наилучшее совпадение с фиксируемыми аномалиями поведения воды (в частности, ее плотности в зависимости от температуры) наблюдается при постулировании числа молекул воды q в ассоциатах, обладающих льдоподобной структурой при плотности 0,92 г/см^3 (q = 46) и находящихся в равновесии с более плотноупакованными молекулами с плотностью 1,02 г/см^3. При этом по мере роста температуры уменьшается число ассоциатов, причем время жизни ассоциатов с ажурной структурой значительно больше, чем более плотных [40, 41].

Льдоподобные ассоциаты молекул могут формировать в жидкой воде островки, названные С.Фрэнком и В. Уэном "мерцающими кластерами" [39]. Кластеры различаются между собой по энергии связи молекул и способны к периодическим структурным перестройкам в течение 10^{-11} – 10^{-10} сек. В каждом кластере по данным С. Френка и В. Уэна может содержаться от 12 до 150 молекул воды. Чем выше температура, тем меньше размер кластеров. Льдоподобный характер кластеров выявлен Г. Ротом на основании электроннографических исследований [42].

Достоинством смешанной двухструктурной модели является возможность предсказывать направление изменения свойств воды под влиянием различных физических полей, когда может наблюдаться сдвиг равновесия – ассоциатов – кластеров) или в сторону плотной упаковки молекул с разорванными водородными связями, которые имеют более высокую энергию, чем льдоподобные молекулы: (H_2O) льдоподобный тип ↔ (H_2O) плотноупакованный тип. Если указанное выше равновесие сдвигается вправо, количество молекул в состоянии с более высокой энергией возрастает и объем воды уменьшается.

Следовательно, при постулировании положения о несжимаемости воды следует учитывать неизменность структуры воды, т.е. сохранение равновесного содержания льдоподобной и плотно упакованной структур. Сжатие жидкой воды в свете указанных выше положений о ее структуре следует рассматривать как возможность накопления ассоциатов с плотной упаковкой молекул, что может иметь место при сильном искажении льдоподобных структур под влиянием, например, твердой поверхности дисперсных частиц, обладающих поляризующим и ориентационным эффектом. Главной особенностью жидкой воды является ее микрогетерогенность, которая выражается в том, что в воде могут находиться островки льдоподобной структуры в виде «айсбергов» либо нарушенный каркас льда с разорванными водородными связями более плотного сложения. С помощью рентгенографических данных было установлено, что средние размеры ассоциатов в жидкой воде, которые характеризуются упорядоченностью молекулярных движений, составляют около 30 Å [32].

Гетерогенность структуры воды определяет не только аномалию ее физических свойств, о которых говорилось выше, но и особенности ее поведения при наличии градиентов напряжений и, прежде всего, при исследовании ее течения. Вода обнаруживает сдвиговую прочность, величина которой впервые была определена Б.В.Дерягиным и позднее С.В.Нерпиным и Н.Ф.Бондаренко [3, 4, 10]. Значение предельного напряжения сдвигу зависит от температуры и постепенно снижается по мере ее роста. При 60°C величина предельного напряжения сдвигу становится равной нулю. При той же температуре происходит исчезновение микрогетерогенности жидкой воды. На основании этих опытов было сделано предположение, что сдвиговая прочность чистых жидкостей должна быть связана с образованием сложно построенных надмолекулярных ассоциатов за счет межмолекулярных водородных связей. Подтверждением этому служат эксперименты по сравнительной характеристике течения жидкостей, образующих и не образующих водородные связи в капиллярах радиусом 105-110 мкм, результаты которых приведены в табл. 1.

Как следует из табл.1, измеряемое предельное напряжение сдвигу обнаруживают лишь жидкости и их смеси с молекулярным взаимодействием за счет водородной связи. Вода обладает реологическими свойствами: ее поведение при течении через капилляры и пористые тела описывается уравнениями движения вязкопластических тел, в частности зави-

Таблица 1

Значение предельного напряжения сдвигу (τо) для различных жидкостей и их смесей (t=20-22°C) [3]

Наименование жидкости	Характеристика жидкости	τо, Па
Ацетон Хлороформ Четыреххлористый углерод Толуол	отсутствие водородных связей	0 0 0 0
Спирт этиловый Вода Ацетон+вода (50+50%) по объему	наличие водородных связей	11,0.10-3 5,2.10-3 1,5.10-3

симостью Бингама-Шведова [5, 23]. Силовое поле поверхности в зависимости от его природы может по-разному влиять на характер взаимодействия молекул воды в прилегающих к твердой поверхности слоях. Принимая во внимание размеры квазикристаллических флуктуации в жидкой воде (порядка десятков ангстрем), следует говорить об изменениях ее структуры в слоях, размер которых по данным современных исследований может составлять сотни и даже тысячи ангстрем.

Изменение структуры воды в дисперсных грунтах. Учитывая различную природу и размеры области воздействия составляющих сил, воду в глинистых грунтах следует рассматривать с позиций ее энергетической неоднородности, которая находит свое выражение в степени изменения ее структуры и, как следствие, в ее свойствах по мере удаления от твердой поверхности. В непосредственной близости от твердой поверхности происходит наиболее интенсивное нарушение первоначальной структуры воды, в связи с чем формируется слой особого строения с достаточно устойчивыми свойствами (α - пленки) [37]. Образование такого слоя, в основном, определяется эпитаксиальным влиянием твердой поверхности (структурная составляющая), обладающей определенным энергетическим рельефом, характеризующимся различным количеством и расположением активных центров. При этом, изменение структуры воды при ее адсорбции на твердой поверхности происходит за счет резкого уменьшения трансляционного движения молекул.

Природа активных центров на минеральных, в том числе и на глинистых частицах связана с кристаллическими особенностями твердых тел. Г.И. Дистлер, разработавший оригинальную методику выявления и распределения активных центров твердой кристаллической поверхности с помощью электронной микроскопии показал, что активные участки представляют собой структурные дефекты и неоднородности строения кристалла [12]. Такие дефекты имеют свою природу, строение, характер распределения по поверхности и микротопографию, они обладают избыточной свободной энергией и на них происходят поверхностные реакции с наименьшими энергиями активации. При достаточно больших концентрациях дефектов на поверхности они взаимодействуют между собой, образуя агрегаты дефектов. Основными силами активных поверхностных центров будут являться электростатические, молекулярные и дипольные. Активные центры на твердой поверхности могут иметь заряды различных знаков и избирательно взаимодействовать с частицами различных знаков. Перечисленные выше три вида сил взаимодействия обеспечивают возможность дальнодействующих эффектов и проявление объемного характера поверхностных явлений [13].

О.М. Мдивнишвили на основании экспериментальных исследований выделяет два основных типа активных центров на глинистых частицах: 1) электронноакцепторные центры, которые возникают за счет протонизированных гидроксильных групп и электронноненасыщенных атомов на границе пакетных слоев; 2) электроннодонорские центры, обусловленные изоморфизмом кристаллов глин и ненасыщенными связями на их ребрах [20].

В грунтоведении и инженерной геологии выделяют три энергетических категории воды, адсорбированной на поверхности глинистых частиц [6, 14, 15, 18, 19, 28]. Наибольший энергетический уровень имеет вода углов и сколов поверхности кристаллической решетки, меньший - базальных граней минеральных частиц, связь с которыми осуществляется путем водородных мостиков со структурными гидроксильными и кислородными группами твердой поверхности. При наличии слоя ионов на глинистой частице происходит их гидратация за счет ионно-электростатических связей.

О значительном влиянии твердой поверхности на толщину образующейся устойчивой α - пленки (тонкой пленки) свидетельствуют проведенные эксперименты по изменению ее величины в зависимости от характера твердой поверхности (степени ее гидрофильности) [8]. По мере снижения гидрофильности поверхности толщина адсорбированной пленки уменьшается вплоть до ее исчезновения. По данным исследований Н.В.Чураева резкое изменение структуры воды вблизи поверхности кварца происходит на расстоянии 80-100 Å. При этом вязкость сдвига

пленок толщиной 40-60 Å в три раза выше вязкости воды в объеме [37]. Близкие результаты были получены В.Д. Перевертаевым и М.С. Мециком при исследовании формирования адсорбционных пленок на поверхности слюды в зависимости от упругости водных паров в камере. Максимальная толщина пленки при состоянии полного насыщения составляла приблизительно 145 Å [24].

Воздействие твердой поверхности сказывается не только на изменении структуры воды, непосредственно сорбирующейся на ней, но и на молекулы воды, удаленные от поверхности. Ряд исследований, а также выполненные расчеты показывают эстафетный характер воздействия первого слоя воды с измененной структурой, который вызывает поляризацию и искажение структуры второго слоя и т.д. [12, 13]. Такое дальнодействие сил определяется, главным образом, электростатическими силами (локальные активные центры) и молекулярной составляющей (суммарное влияние поверхности в целом) [9, 11, 13, 43]. Дальнодействие активных поверхностных центров может быть двояким, что выражается в их различном влиянии на структуру жидкости. Первый тип центров обладает ориентирующим действием (эпитаксиальные центры). Для пластинок слюды ориентирующий эффект прослеживается на расстоянии более 1500 Å. Характер и величина дальнодействия эпитаксиальных центров определяется электрической структурой и размерами активных центров. По всей видимости такие центры имеют «правильное» кристаллическое строение. Регулярность и симметрия строения эпитаксиальных центров определяет возможность их ориентирующего действия. Второй тип активных центров не оказывает ориентирующего воздействия, а инициирует реакцию кристаллизации, его радиус действия значительно больше, и может достигать для жидких фаз 10^5 Å [13].

Необходимо отметить также, что дальнодействующие процессы обусловлены не только граничной поверхностью твердых тел в геометрическом смысле, но и некоторым поверхностным слоем, содержащим как поверхностные, так и объемные активные центры [13, 20].

В полярных жидкостях, в том числе и в воде, наибольшее значение будут иметь эпитаксиальные активные центры, влияние которых за счет эстафетного механизма реакции структуры воды может наблюдаться на расстоянии более 1 мкм, хотя в полярных жидкостях следует рассматривать и реализацию действия активных центров, инициирующих кристаллообразование. В этом случае изменение структуры воды будет происходить за счет роста общего количества льдоподобных ассоциатов при замедлении процесса трансляционных движений молекул воды. Свойства воды при этом должны приближаться к свойствам твердого тела.

Существование воды с измененной структурой и свойствами, отличными от свойств воды в объеме, подтверждается рядом экспериментальных данных. В кварцевых капиллярах заметное отличие вязкости воды от ее объемных значений наблюдается при величине радиуса капилляра менее 5000 Å, в капиллярах радиусом 300-400 Å вязкость воды на 35-40% больше, чем воды в объеме [36, 37]. Если принять, что толщина тонкой адсорбированной практически неподвижной пленки составляет h_o = 80 Å, то по формуле $\frac{\eta}{\eta_o} = \frac{r}{(r-h_o)^2}$ можно рассчитать изменение относительной вязкости $\frac{\eta}{\eta_o}$ в зависимости от радиуса капилляра r (рис. 1). Следует отметить, что заметное отличие вязкости воды в капиллярах от вязкости воды в объеме наблюдается только при температурах ниже 65-70°С (рис. 2). При более высоких температурах исчезают аномалии воды как ассоциированной жидкости в результате разрушения направленных межмолекулярных водородных связей, и вода, в этом случае, не может формировать пленки с особыми свойствами [36]. Большой объем исследований свойств пленок воды на слюдяных пластинках, выполненных в Иркутском государственном университете, подтверждает дальнодействие поверхностных сил, которое проявляется еще на больших расстояниях, чем на кварцевых и стеклянных поверхностях.

На рис. 3 показана изменение диэлектрической постоянной ($\varepsilon_в$) пленки воды в зависимости от ее толщины [16]. При толщине пленки $3{,}7 \cdot 10^4$Å $\varepsilon_в$= 80, что характерно для воды в объеме, при толщине менее 10^4 Å начинается ее резкое уменьшение и при толщине пленки 700 Å $\varepsilon_в$ падает до 4,5. Такая величина диэлектрической постоянной свидетельствует о том, что молекулы воды практически полностью лишены свободы трансляционного и даже вращательного движения. Приблизительно при тех же значениях толщины пленки воды на слюде ее теплопроводность становится сопоставимой с теплопроводностью металлов, превышая величину 60 Вт/моль. град (рис. 4).

Промывка свежеобразованной поверхности слюды в кипящей воде существенно уменьшает теплопроводность пленок, что лишний раз подтверждает преобладающее влияние состояния твёрдой поверхности на степень структурированности воды (кривая 2 на рис. 4). При температурах выше 65-70°С теплопроводность пленок воды становится равной ее объемному значению – 0,6 Вт/моль. град (рис. 5) [21]. Эффект существенного структурирования воды начинает проявляться по данным ИК-спектрометрии при толщине пленки порядка 10^4 Å, что хорошо согласуется с результатами исследований диэлектрической постоянной, теплопроводности и величины вязкости, о которых шла речь выше [22].

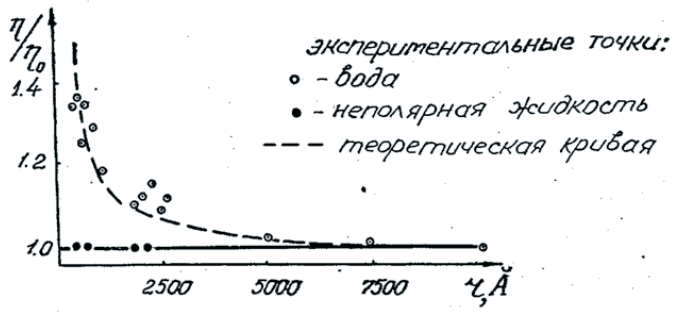


Рис. 1. Зависимость относительной вязкости жидкостей от радиуса капилляров (r) [36].

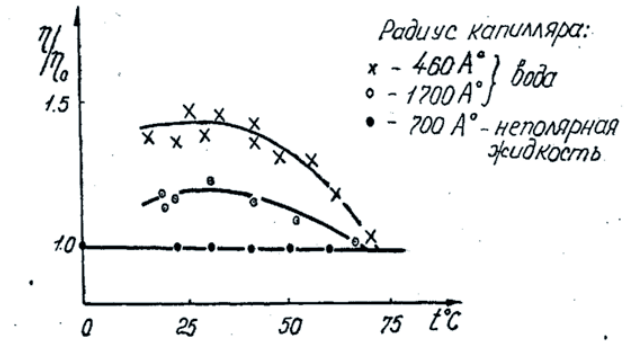


Рис. 2. Зависимость относительной вязкости жидкостей в капиллярах различного радиуса от температуры (t°C) [36].

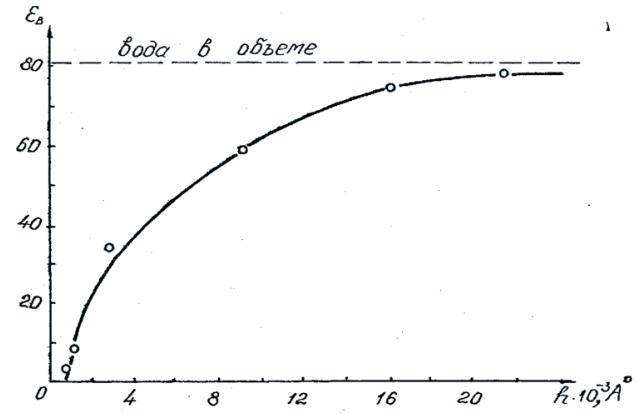


Рис. 3. Зависимость диэлектрической постоянной воды ($\varepsilon_в$) от толщины ее пленки (h) [16].

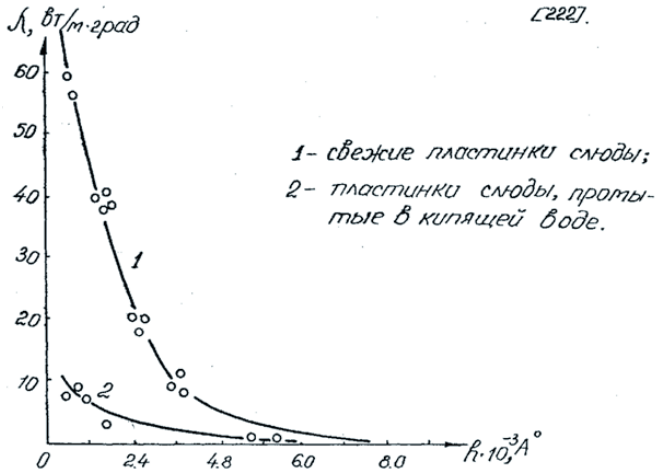


Рис. 4. Зависимость теплопроводности воды (λ) от толщины ее пленки (h) между пластинами слюды [16].

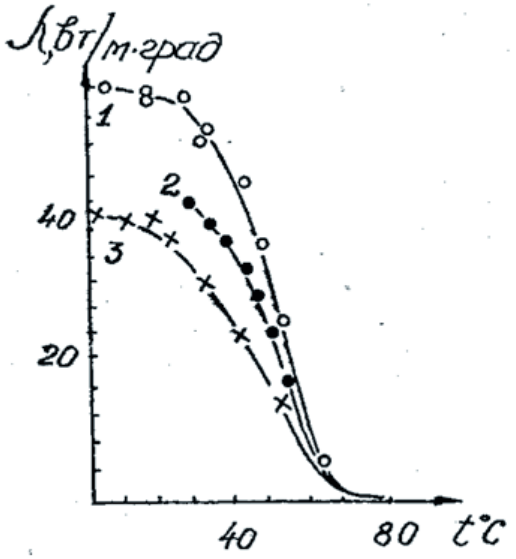


Рис. 5. Зависимость теплопроводности пленок воды (λ) между пластинками слюды от температуры (t°C) Толщина пленок: 1- 600Å; 2- 1000Å; 3- 1500Å [21].

По данным рентгеновского дифрактометрического метода было установлено, что в пленках воды толщиной 10^5–10^6 Å наблюдается увеличение числа молекул в полостях каркаса тетраэдров. Последнее влечет за собой увеличение плотности и вязкости воды в пленках [17].

Значительное дальнодействие поверхностных сил подтверждается при изучении свойств воды в глинистых грунтах с помощью ядерного магнитного резонанса, выполненного под руководством и при непосредственном участии доктора физико-математических наук профессора В.И.Чижика, Р.Э. Дашко и младшего научного сотрудника Ю.С.Чернышева (физический факультет Санкт-Петербургского университета).

Как известно, ядерный магнитный резонанс (ЯМР) наблюдается в тех случаях, когда в исследуемом веществе имеются ядра, у которых магнитные моменты отличны от нуля. Квантовая механика для магнитного момента ядра, помещенного в постоянное магнитное поле напряженностью *Но*, рассматривает систему равностоящих уровней, причем их количество определяется величиной спина ядра, ЯМР - это поглощение или излучение квантов энергии при переходах между соседними уровнями.

Совокупность ядерных моментов принято называть «спиновой системой», а вещество, в котором возникают эти моменты, - «решеткой», независимо от его агрегатного состояния. Скорость обмена энергией между спиновой системой и решеткой можно охарактеризовать постоянной времени T_1, которая называется временем спин-решеточной релаксации. Так как постоянная T_1 характеризует скорость установления и исчезновения намагниченности образца вдоль поля *Ho*, то ее называют также временем продольной релаксации. Значение T_1 непосредственно связано с характеристиками интенсивности теплового движения молекул. По мере уменьшения интенсивности трансляции молекул падает и величина T_1.

Определение времени T_1 производилось с помощью импульсной методики наблюдения ядерного магнитного резонанса, разработанной проф. В.И.Чижиком.

Время продольной релаксации T_1 в чистой воде в зависимости от степени ее дегазированности составляет 2,5-3,5 сек. Та же вода в глинистых грунтах дает резкое снижение времени T_1 практически на два-три порядка, т.е. время продольной релаксации протонов воды исчисляется в миллисекундах.

Значения T_1 весьма существенно варьируют от содержания глинистой фракции, влажности, минерального состава тонкодисперсной части грунта. В ходе экспериментальных исследований обнаружено, что интенсивность трансляционного движения молекул воды падает по мере возрастания дисперсности грунта и снижения его влажности (рис. 6). Особенно отчетливо наблюдается уменьшение T_1 в глинах монтмориллонитового состава (рис. 7).

Следует отметить, еще одну закономерность изменения величины T_1. Степень структурированности воды в глинистых грунтах при постоянной влажности возрастает во времени, что находит свое отражение в постепенном уменьшении T_1 (рис. 8), Причем необходимо отметить следующую особенность изменения T_1. В глинистых грунтах с влажностью значительно выше предела пластичности (кривые I и II на рис. 8) изменение степени структурированности воды, выражаемое через величину T_1, происходит более заметно, чем при исследовании грунтов с влажностью, близкой к величине *Wp*. Очевидно, что при влажности, соответствующей *Wp*, интенсивность трансляционного движения молекул настолько мала, что время не оказывает никакого влияния на дальнейшую структурированность воды.

Дальнодействие поверхностных сил подтверждается также при исследовании воды в гелях поликремневой кислоты с помощью ЯМР. Как и в случае исследований поровой воды глинистых грунтов, отмечается уменьшение времени продольной релаксации T_1 на два-три порядка (рис.9).

Влияние электролитов на структуру воды в глинистых грунтах. Поровые воды глинистых

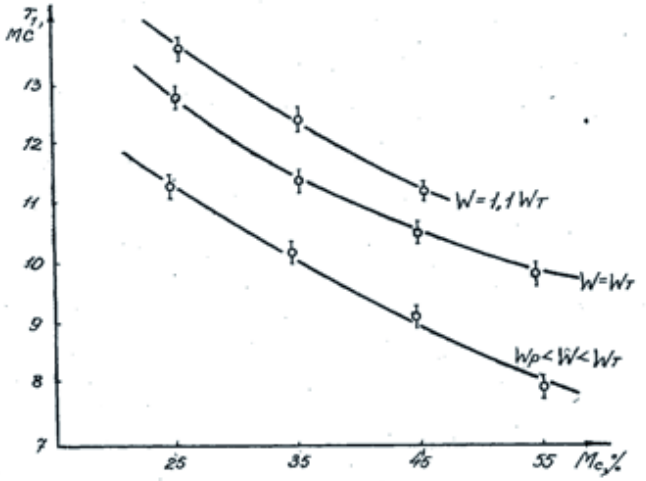


Рис. 6. Зависимость времени продольной релаксации протонов воды (T_1) глинистых грунтов от содержания фракций <0,002мм (Мс) и влажности (W)

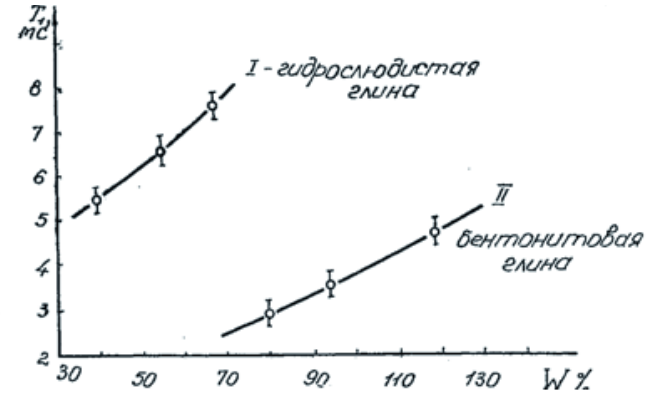


Рис. 7. Зависимость времени продольной релаксации протонов воды (T_1) глинистых грунтов различного минерального состава от влажности (W)

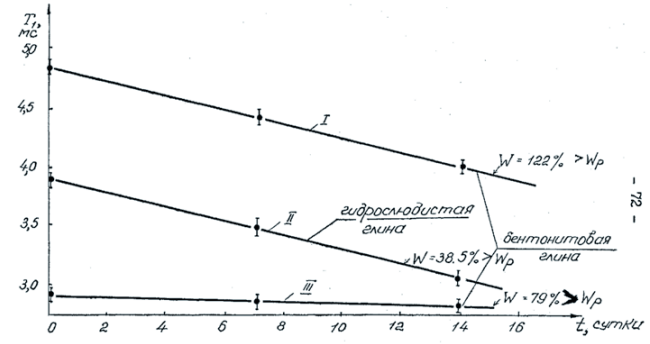


Рис. 8. Зависимость времени продольной релаксации протонов воды (T_1) глинистых грунтов различной влажности во времени (t)

грунтов всегда содержат соли, состав и концентрация которых определяется условиями формирования и существования данных отложений.

Роль ионов в изменении структуры воды в глинистых грунтах должна рассматриваться с позиций одновременного силового воздействия твердой поверхности и иона. Влияние иона на структуру воды зависит от его размера, валентности и плотности за-

ряда, а также от концентрации раствора. Наиболее часто встречающимися в природных поровых водах являются катионы K^+, Na^+, H^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+} анионы – Cl^-, HCO_3^-, SO_4^{2-}, CO_3^{2-}, OH^-. Их действие на структуру воды резко различается между собой. Так, например, ион K^+ имеет наибольший размер и наименьшую плотность заряда. Его размер сопоставим с размером полости тетраэдра льдоподобного каркаса воды. Попадая в пустоты такого льдоподобного каркаса, ионы калия будут способствовать его разрушению, разрывая водородные связи, существующие в этой структуре. Поскольку плотность заряда у иона калия невелика, то разорванные водородные связи не компенсируются электростатическим взаимодействием молекул воды с ионом. Разрушение квазикристаллических ассоциатов в воде приведет к повышению подвижности растворителя по сравнению с чистой водой. Это явление было названо О.Я.Самойловым отрицательной гидратацией иона [27].

При размерах иона, меньше размера полости тетраэдра, наблюдается обратный эффект; такие ионы как Na^+, H^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+} укрепляют льдоподобную структуру воды и снижают подвижность ее молекул (положительная гидратация по О.Я.Самойлову). В наибольшей степени этот эффект проявляется для водорода, двух- и трехвалентных катионов, как имеющих наименьшие размеры и высокую плотность заряда.

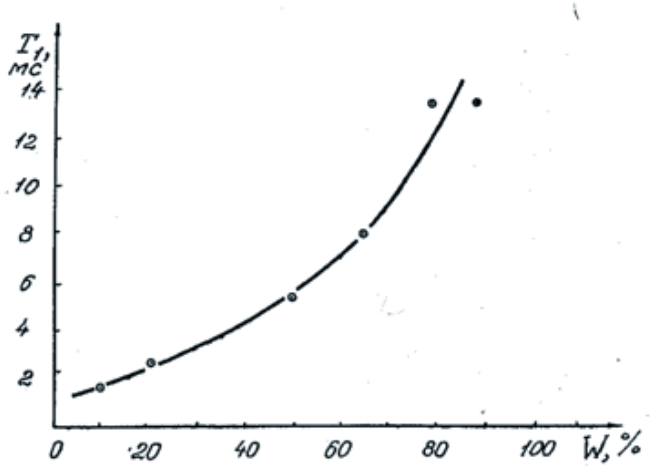


Рис. 9. Зависимость времени релаксации протонов воды (T_1) геля кремневой кислоты от влажности (W) [29].

Среди анионов уменьшение подвижности воды вызывает Cl^-, а наиболее резкое ее снижение – SO_4^{2-} и OH^-. Стабилизирующее воздействие этих анионов оказывается настолько сильным, что они могут полностью компенсировать разупорядочивающее влияние таких катионов, как K^+. В общем случае, если в растворе содержатся ионы, влияющие на структуру воды в разном направлении, то суммарный эффект будет определяться индивидуальными свойствами каждого иона. Так, например, раствор КОН оказывается по своей структуре более упорядоченным, чем чистая вода [28].

На изменение структуры воды значительное воздействие оказывает не только ион, но и его концентрация в растворе. В разбавленных растворах всегда имеются молекулы воды, не связанные с ионами. В концентрированных растворах таких молекул нет. Если разбавленный раствор можно рассматривать как растворитель, структура которого в отдельных зонах искажена присутствием ионов, то концентрированный раствор - как электролит, структура которого изменена присутствием воды.

В разбавленных растворах влияние ионов на структуру воды определяется их воздействием на характер трансляционного движения молекул воды. Если ион ослабляет трансляционное движение молекул, то увеличение его концентрации будет способствовать еще большему усилению водородных связей и увеличению общего числа квазикристаллических ассоциатов в непосредственной близости от иона. При наличии ионов с разупорядочивающим эффектом влияние роста концентрации будет носить более сложный характер: при повышении концентрации ионов разупорядочивающее воздействие сначала увеличивается, а затем при наличии высоких концентраций эффект отрицательной гидратации исчезает. Такая особенность насыщенных растворов связана с их структурными изменениями. По данным Т. Сато при двухнормальных и более высоких концентрациях ионные водные растворы по своей структуре оказываются ближе к расплавленным солям, чем к водным растворам [44]. В весьма концентрированных водных растворах молекулы воды располагаются среди ионов, образующих структуру соли. Следовательно, структура концентрированных растворов электролитов будет свойственна структуре соответствующих кристаллогидратов [34].

Подтверждением вышеизложенному служат результаты исследований структуры водных растворов электролитов различных концентраций с помощью ЯМР, проведенных автором работы. Этот метод позволяет в данном случае определить силу связи иона с молекулами воды, число молекул, связанных с ионом, координацию и подвижность молекул воды около иона. Кроме того, ЯМР дает возможность получить количественную оценку состояния воды в растворах электролитов.

Замер времени продольной релаксации протонов воды T_1 показал, что некоторое его возрастание происходит в растворах KCl до определенной концентрации, приблизительно равной 1,3N. При более высоком содержании соли наблюдается постоянство T_1, что вполне согласуется с ранее приведенными теоретическими выводами. Из всех остальных ионов (Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Al^{3+}) наименьшее снижение времени T_1 отмечается в присутствии Na+ самое существенное – Al^{3+}(рис.10). Несколько более активное

воздействие на структуру воды, чем раствор *NaCl* производят растворы кислот *HCl* и HNO_3 (рис.11).

По данным экспериментальных исследований В.И.Чижика с помощью ЯМР и произведенных им расчетов изменение характера подвижности молекул воды вокруг ионов имеет свои особенности. Так, например, ионы Na^+ *и* Ca^{2+} в растворах перхлората[1] имеют две гидратационные оболочки, в первом слое которых содержится шесть молекул воды, а во втором – двенадцать. Такая модель строения гидратационной оболочки справедлива при условии, что диполи воды около ионов Na^+ и Ca^{2+} ориентируются радиально. В таком случае каждая молекула первого слоя гидратационной оболочки катиона может образовать две водородные связи через свои протоны с другими молекулами воды. При этом подвижность молекул воды в первом слое около иона N_A^+ меньше, чем в структуре чистой воды, а во втором – больше, т.е. структура второго слоя менее прочна, чем тетраэдрическая структура воды. Усредненное значение подвижности молекул воды около *Na*+ оказывается несколько меньше, чем в структуре чистой воды [35].

Подвижность воды в двух гидратационных слоях около иона Ca^{2+} значительно ниже, чем в чистой воде. Для иона Mg^{2+} (также в растворах перхлората) В.И. Чижик экспериментально определил наличие трех слоев молекул воды в гидратной оболочке: шесть – в первом, двенадцать – во втором, тридцать шесть – в третьем, имеющих пониженную подвижность по сравнению с водой в объеме. Время жизни молекул воды около иона Mg^{2+} на порядок больше, чем в чистой воде.

Ион K^+ формирует два слоя в гидратационной оболочке, причем в первом слое подвижность молекул воды сопоставима, а во втором – значительно выше, чем в чистой воде. Наибольшей прочностью из всех одновалентных катионов обладает гидратационная оболочка Li^+.

В то же время подвижность молекул воды около большинства одновалентных анионов близка к их подвижности в чистой воде, хотя они координируют молекулы вокруг себя (табл. 2).

Исходя из данных экспериментальных исследований скоростей продольной релаксации протонов воды (T_1) в различных растворах при неизменном катионе или анионе, были составлены ряды ионов по степени их воздействия на уменьшение подвижности молекул воды:

$$\mathbf{ClO_4^- < NO_3^- < Br^- < Cl^- < F^-}$$
$$\mathbf{NH_4^+ < K^+ < Na^+ < Li^+}$$
$$\mathbf{Ba^{2+} < Se^{2+} < Ca^{2+} << Mg^{2+}}$$

[1] Растворы $NaClO_4$ и $Ca(ClO_4)_2$ выбраны для исследований, поскольку ион $HClO_4^-$ практически не взаимодействует с молекулами воды, и в чистом виде можно получить влияние катионов на структуру воды [34].

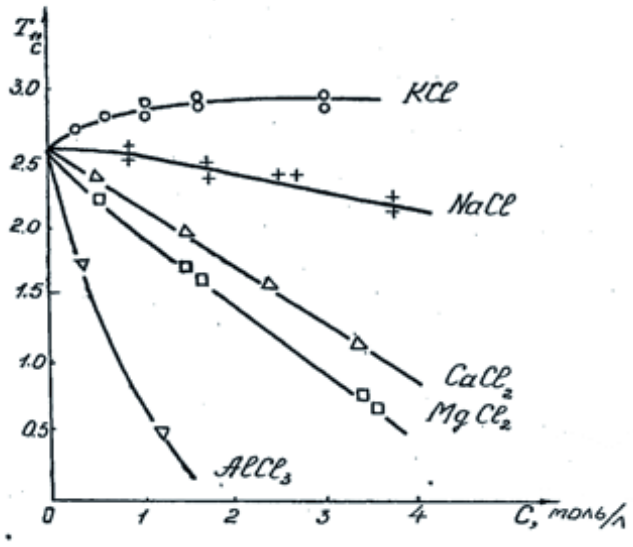


Рис. 10. Зависимость времени продольной релаксации протонов воды (T_1) в водных растворах солей от их концентрации (С).

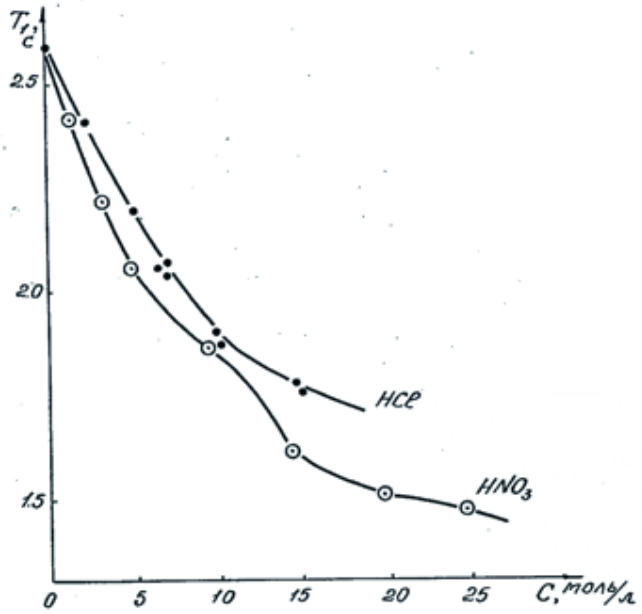


Рис. 11. Зависимость времени продольной релаксации протонов воды (T_1) в растворах кислот от их концентрации (С) [34].

Кроме того, было доказано, что взаимодействие анионов с молекулами воды происходит более интенсивно, чем предполагалось ранее [35]. Если в растворе присутствуют ионы, сильно отличающиеся по способности ориентировать около себя молекулы воды, то структура раствора будет определяться тем ионом, который образует с водой более устойчивые комплексы.

Гораздо более сложная зависимость между характером подвижности воды, составом и концентрацией растворов электролитов имеет место в глинистых грунтах. При рассмотрении системы дисперсная частица-вода-ион следует учитывать, что твердая поверхность оказывает организующее и упорядочивающее воздействие на структуру воды, характер и

Таблица 2

Координационные числа одно- и двухвалентных ионов [35].

Ион	Число молекул в гидратационных слоях			
	первом n_1	втором n_2	третьем n_3	общее
Одновалентные ионы				
Li^+	4	-	-	4
Na^+	6	12	-	18
NH_4^+	4	-	-	4
F^-	4	-	-	4
Cl^-	4	-	-	4
Br^-	4	-	-	4
NO_3^-	6	-	-	6
Двухвалентные ионы				
Mg^{2+}	6	12	36	54
Ca^{2+}	6	12	-	18
Sr^{2+}	8	16	-	24
Ba^{2+}	12	24	-	36

Таблица 3

Коагулирующая способность суспензий при содержании различных ионов [31]

Наименование насыщающего иона	Масса нескоагулированных частиц (г) в 10 куб.см. суспензии, отобранных через		
	24 часа	7 дней	7 месяцев
Na^+	1,98	1,92	1,83
K^+	0,716	0,446	0,14
NH_4^+	0,319	0,076	0,04
Mg^{2+}	0,265	0,025	отсутствуют
Ca^{2+}	0,195	0,014	-
Al^{3+} }	отсутствуют	-	-
Fe^{3+} }		-	-
H^+	0,232	0,020	0,016

интенсивность которого будет определяться количеством и типом активных центров твердой поверхности. Действие иона в этой системе неоднозначно. С одной стороны, ион оказывает воздействие на степень подвижности молекул воды, а с другой – существенно влияет на степень агрегированности грунта, особенно на содержание глинистых частиц и тонкопылеватых фракций. В свою очередь степень агрегированности будет влиять на суммарную величину поверхностной энергии глинистого грунта, определяющей количество активных центров. При агрегировании их число будет резко уменьшаться, при диспергировании происходит увеличение числа активных центров. Следовательно, в соответствии с ростом диспергированности будет увеличиваться толщина пленок воды вокруг частиц, и уменьшаться степень ее подвижности.

Агрегирующее действие ионов возрастает с повышением их заряда в соответствии с правилом валентности Шульце. В общем виде коагуляционная способность двухвалентных ионов относится к соответствующей способности одновалентных, как 20:1 и даже более [25, 26, 31]. Самую низкую агрегирующую способность имеют одновалентные ионы, сильными коагулянтами служат двухвалентные, причем агрегирующее действие Ca^{2+} и Mg^{2+} приблизительно одинаково, а самыми активными коагулянтами являются Al^{3+} и Fe^{3+}; ион H^+ приближается по свертывающему действию к двухвалентным катионам.

Эти положения подтверждаются данными опытов, проведенных с почвами, насыщенными различными ионами, из которых приготавливались суспензии (табл. 3).

Исследования степени подвижности поровой воды в глинистом грунте, содержащей растворы четырех типов солей (KCl, $NaCl$, $CaCl_2$, $AlCl_3$) различной концентрации, приведены на рис. 12. Наибольшее увеличение времени T_1 наблюдается при содержании в поровом растворе KCl. Такое усиление трансляционного движения молекул объясня-

ется двумя факторами: агрегированием грунта при возрастании содержания ионов K^+ и действием непосредственно самого иона на структуру воды. Поскольку Na^+ ослабляет трансляционное движение молекул воды, некоторое весьма небольшое увеличение T_1, свидетельствующее о повышении подвижности молекул воды, вызвано только агрегированием грунта. Ион Ca^{2+} как более сильный коагулянт вызывает еще более существенное флокулирование тонкодисперсных частиц, в связи с чем отмечается небольшое повышение величины T_1. При содержании в поровых растворах ионов Al^{3+} суммарный эффект действия агрегирования и стабилизации структуры воды приводит к подавлению влияния коагулирующего действия иона, при этом отмечается некоторое уменьшение T_1, свидетельствующее об упрочнении структуры воды.

Абсолютное влияние иона можно проследить, сравнивая данные рис. 10 и рис. 12. Время T_1 для глинистого грунта, содержащего Mc = 54% и имеющего влажность на пределе текучести, равно 10 миллисекунд. При содержании в поровом растворе KCl T_1 возрастает до 13 миллисекунд, $CaCl_2$ – 11 миллисекунд, $NaCl$ – 10,25 миллисекунд, и лишь при наличии в поровых растворах $AlCl_3$ происходит снижение T_1 до 8,5 миллисекунд. Если проанализировать влияние раствора $NaCl$ на изменение T_1, при растянутой шкале концентраций, то можно отметить одну особенность. В области невысоких концентраций наблюдается незначительное снижение T_1, а затем постепенное его увеличение (рис. 13). Такой характер изменения подвижности воды вызван неоднозначным влиянием содержания солей Na^+ на гранулометрический состав грунта: при малых величинах концентраций наблюдается некоторое возрастание содержания глинистых частиц, а затем постепенное агрегирование грунта. Аналогичные результаты были получены при исследовании с помощью ЯМР гелей поликремневой кислоты, содержащих чистую воду, обработанную растворами $Ca(OH)_2$ и непарамагнитными солями Al^{3+} и Zn^{2+} [29]. Таким образом, при оценке состояния воды в глинистых отложениях действие ионов сказывается, главным образом, через их агрегирующую способность. Однако основным фактором, стабилизирующим структуру воды, являются поверхностные силы, определяемые дисперсностью и минеральным составом грунта, – время T_1 поровых растворов в глинах на два порядка ниже, чем T_1 тех же растворов в объеме.

Существенное снижение времени продольной релаксации поровой воды, в том числе с учетом концентрации растворенных солей по сравнению с тем же параметром T_1 для воды с неизменной структурой, предопределяет характер перераспределения давления между твердой и жидкой составляющей грунта. Поскольку поровая вода в глинистых грунтах приобретает твердообразные свойства, о чем

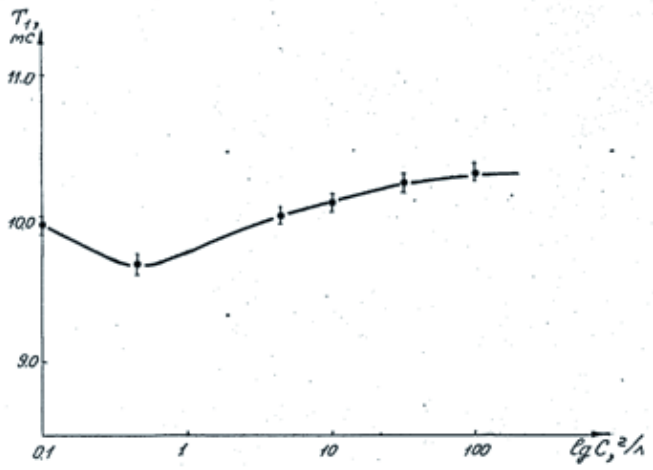


Рис. 13. Зависимость времени продольной релаксации протонов воды (T1) от концентрации соли NaCl в поровом растворе (C).

свидетельствуют характеристики её электропроводности и теплопроводности, то поровое давление будет иметь величины, зависящие от содержания глинистых фракций и их активности. Исследования изменения величины порового давления для различных глинистых грунтов показывают, что их значения снижаются до 0,3-0,1 и менее от величины действующего давления в одномерной задаче компрессионного уплотнения.

В условиях возможности бокового расширения глинистых грунтов поровое давление, замеряемое с помощью иглодатчиков в центральной части образцов, не фиксируется.

Таким образом, даже при анализе одного из важных факторов, определяющих интенсивность фильтрационной консолидации – структуры поровой воды, становится ясным, что роль фильтрационной консолидации при прогнозировании деформаций сооружений преувеличена и должна быть пересмотрена в свете современных достижений в области фундаментальных наук.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бернал Д., Фаулер Р. Структура воды и ионных растворов - Успехи физических наук, 1934, т. 14, №5.
2. Блох А.М. Структура воды и геологические процессы. М., изд. Недра, 1969.
3. Бондаренко Н.Ф. Физика движения подземных вод. Л., Гидрометеоиздат, 1973.
4. Бондаренко Н.Ф., Нерпин С.В. Соотношение между сдвиговой прочностью жидкостей в объеме и граничных слоях. - В кн.: Поверхностные силы в тонких пленках и дисперсных системах. М., Изд. Наука, 1972.
5. Бондарик Г.К. Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М., Недра, 1971.
6. Грунтоведение /Е.М.Сергеев Г.А., Голодковская Р.С., Зиангиров и др./, М., изд. МГУ, 1973.

7. Гуриков Ю.В. К вопросу об обосновании 2-х структурной модели воды. - ЖСХ, 1971, т. 12, № 2.
8. Дерягин Б.В., Чураев Н.В. Новые свойства жидкостей. М., Наука, 1971.
9. Дерягин Б.В., Зорин З.М. Исследование поверхностной конденсации и адсорбции паров вблизи насыщения оптическим микрополяризационным методом. Журнал физической химии. 1955. т.29, вып.10.
10. Дерягин Б.В. Учение о свойствах тонких слоев воды в приложении к объяснению свойств глинистых пород. - В кн.: Совещание по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения, т.1, М., 1956.
11. Дерягин Б.В., Карасев В.В., Зорин З.М. Граничные фазы как особое агрегатное состояние жидкостей. М., Изд. АН СССР, 1956.
12. Дистлер Г.И. Электрическая структура реальных поверхностей твердых тел и формирование граничных слоев с особыми свойствами, обеспечивающими передачу дальнодействующего влияния твердых тел. - В кн.: Поверхностные силы в тонких пленках и дисперсных системах. М., Наука, 1972.
13. Дистлер Г.И., Кобзарева С.А. Дальнодействие поверхностных сил твердых тел. - В кн.: Исследования в области поверхностных сил. М., Наука, 1967.
14. Зиангиров Р.С., Окнина Н.А., Даврова Н.А. Изменение физико-мехамических свойств хволынских глинистых пород под влиянием кислых техногенных вод. В кн.: Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. М., Наука, 1982.
15. Злочевская Р. И. Связанная вода в глинистых грунтах. М. Изд. МГУ, 1969.
16. Киселев А.В., Лиопо В.А., Мецик М.С. Структурные эффекты в воде между пластинками слюды. - В кн.: Поверхностные силы в тонких пленках и дисперсных системах. М., Наука, 1972.
17. Киселев А.Б., Лиопо В.А, Мецик М.С. О структуре пленочной воды на поверхности кристаллов слюды. В кн.: Поверхностные силы в тонких пленках и устойчивость коллоидов. М., Наука, 1974.
18. Краснушкин А.В., Язынина И.В. Связанная вода в глинистых породах. В сб.: Физико-химические процессы в глинистых породах. М.,изд. МГУ, 1980.
19. Кульчицкий Л.И. Роль воды в формировании пород. М., Недра, 1975.
20. Мдивнишвили О.М. Активные центры глинистых минералов (монтмориллонита и каолинита). Автореф. докт.диссертации, Киев, 1972.
21. Мецик М.С. Свойства тонких пленок между пластинками слюды. В кн.: Поверхностные явления в тонких пленках и дисперсных системах. Наука, 1972.
22. Мецик М.С., Шишелова Т.И., Тимошенко Г.Т. Изучение инфракрасных спектров поглощения тонких пленок между кристаллами слюды. В кн.: Поверхностные силы в тонких пленках и дисперсных системах. М., Наука, 1972.
23. Нерпин С.В., Бондаренко Н.Ф. Двойная природа аномалий при фильтрации грунтовой и почвенной влаги. - Труды ЛИИВТ, 1962, вып. 27.
24. Перевертаев В.Д., Мецик М.С. Полимолекулярная адсорбция паров воды на свежих сколах кристаллов слюды и их поверхностная электропроводность. Из кн.: Исследования в области поверхностных сил. М., Наука, 1967.
25. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Л., Гидрометеоиздат, 1965.
26. Роде А.А. Почвенная влага, М., Изд.АН СССР, 1952.
27. Самойлов О.Я. Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М., Изд. ИН СССР, 1957.
28. Современные представления о составе, строении и взаимодействии с водой глинистых пород /Г.П.Алексеенко, Г.М.Березкина, А.И.Вайтекунене и др./. В сб.: Физико-химические процессы в глинистых породах. М., Изд.МГУ, 1980.
29. Стрелко В.В., Мицюк Б.М., Высоцкий З.З. Исследование состояния жидкостей в гелях поликремневой кислоты методом ЯМР, ЖТЭХ, 1967, т.III, вып.2.
30. Сырников Ю.П. Об аномалии вязкости воды. Украинский физический журнал, 1967, т.12, № 1.
31. Фагелер П. Режим катионов и воды в минеральных почвах. М., Изд.иностр.лит., 1938.
32. Фишер И.З., Адамович В.А. Флуктуации плотности в воде. ЖСК, 1964, т.4, 16.
33. Фишер И.З. Адрианова И.С. О степени заполнения пустот в квазикристаллической структуре воды. ЖСХ, 1966, т.7, вып.3.
34. Чижик В.И. Определение структуры водных растворов электролитов с помощью ядерной магнитной релаксации. Автореф.дис...канд.физико-мат. наук, Л., ЛГУ, 1966.
35. Чижик В.И. Изучение микроструктуры растворов электролитов методом ядерной магнитной релаксации. Автореф.дисс.. докт.физ.-мат,наук, Л., ЛГУ, 1981.
36. Чураев Н.В. Исследование свойств тонких слоев жидкости. В сб.: Связанная вода в дисперсных системах, вып.3, М., Изд. МГУ, 1974.
37. Чураев Н.В. Свойства смачивающих пленок жидкости. В кн.: Поверхностные силы в тонких пленках и устойчивость коллоидов. М., Наука, 1974.
38. *Danford M.D., Levy H.A.* The structure of water at room temperature. - J.Amer. Chenu Soc, 1962, vol.84, N 20.
39. *Frank H.S., Wen W.Y.* Structural aspects of ion-solvent interaction in aqueous solutions: a suggested picture of water structure. – Discus. Faradey Soc., 1957, vol.24.
40. *John M.S., Grosh J., Ree T., Eyring M.* Significant structure theory applied to water and heavy water. – J. Chem. Phys., 1966, vol. 44, № 4.
41. *Marchi R. P., Eyring H.J.* Application of significant structure theory to water. – J. Phys. Chem., 1964, vol. 68, № 2.
42. *Plum L.R., Esrig I.M.* Some temperature effects on soil compressibility and pore water pressure. - Highway Research Board. Spec. Report, N 103, Washington, 1969.
43. *Read A.D., Kitchener J.A.* Wetting films-on silica. -J. Colloid. Interface Sci., 1969, vol.30, IT 3.
44. *Satoh T.* A simple model of aqueous solution of strong electrolyte. - J. Phys. Soc. Japan, 1960, 15, N 6.

УДК 624.131.1

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И МОНИТОРИНГА СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

© 2013 г. И.П. Иванов, Г.Б. Поспехов
Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
21-я линия д.2, Санкт-Петербург, 199106, Россия
spmi.hgig@mail.ru

Проанализирована роль моделирования и мониторинга состояний природно-технических систем в инженерно-геологических прогнозах. Рассмотрены теоретические основы организации мониторинга при решении прогнозных задач инженерной геологии при освоении человеком территорий для различных нужд.

Ключевые слова: инженерная геология, природно-технические системы, моделирование, литомониторинг.

Необходимость обеспечения надежности и безопасности функционирования природно-технических систем (ПТС) требует разработки алгоритма управления взаимодействием между ее компонентами, базирующегося на рассмотрении всевозможных состояний ПТС и природы их возникновения. В связи с этим, совершенствование методов оценки и прогнозирования изменений окружающей среды в условиях интенсивного техногенеза является приоритетной задачей современной инженерной геологии. От ее решения зависят перспективы социально-экономического развития территорий, при освоении которых часто приходится сталкиваться с проектированием и эксплуатацией все более сложных и ответственных ПТС.

По Г.К. Бондарику не оптимальное или практически неуправляемое функционирование ПТС тесно связано с проблемой «неучтенных в смысле своих последствий взаимодействий компонентов техносферы с компонентами приповерхностной области литосферы» [3]. Поэтому необходимо развивать научные и прикладные основы расчетно-экспериментальных обоснований состояний ПТС различных категорий и методы и технические средства их контроля, в том числе для моделирования и мониторинга состояния ПТС.

В инженерной геологии моделирование представляет большие возможности для творческого поиска решений задач прогноза сложного взаимодействия различных зданий и инженерных сооружений с геологической средой, которые сегодня связаны со следующими аспектами:

1) резко возросла интенсивность производства строительных и горных работ, обусловленная применением все более производительной техники, что приводит к изменению представлений о скорости возникновения и развития инженерно-геологических процессов;

2) в крупных городах увеличилось строительство уникальных и ответственных зданий и сооружений, а массовая застройка отказалась от типовых и привычных схем проектирования зданий и планирования освоения территорий, что вызывает неожиданную реакцию со стороны геологической среды;

3) освоение новых территорий, на которых нет опыта строительства и эксплуатации различных зданий и сооружений, а следовательно и нет готовых решений по обеспечению их нормального функционирования.

Нельзя забывать, что вышеперечисленные моменты накладываются на ужесточение требований к обеспечению промышленной и экологической безопасности строительства и эксплуатации зданий и сооружений.

Широкий круг задач, сформировавшихся в последние годы, обуславливает необходимость применения различных методов моделирования в инженерно-геологической практике, а также их адаптацию и развитие в соответствии с нынешними реалиями. При этом основная задача моделирования – создание моделей, позволяющих надежно прогнозировать динамику взаимодействий компонентов ПТС и их последствия.

К сожалению, несмотря на большую историю становления моделирования в нашей стране, выпуск учебных пособий на эту тему [5, 1, 7] и определение его значения [9, 10], сегодня не наблюдается активного использования тех или иных методов моделирования при производстве инженерно-геологических исследований, за исключением, может быть, математического моделирования с помощью численных методов, применяемого для узкого круга задач.

В актуализированной редакции СНиП 11-02-96 физическое и математическое моделирование взаимодействия зданий и сооружений с геологической средой отнесено к работам, выполняемым по дополнительному требованию заказчика. В связи с высокой стоимостью таких работ и не всегда очевидной для заказчика их необходимостью трудно

представить себе развитие применения методов моделирования в составе инженерно-геологических изысканий. Это сильно сказывается на результатах работы и лишает их прогнозной составляющей, при этом все чаще моделирование применяется самими строителями, горняками, гидротехниками. Тем самым происходит снижение роли инженерно-геологических исследований в обеспечении проектирования необходимой и надежной информацией.

Следует отметить, что во многом моделирование является мостом, связывающим сингулярную и режимную инженерно-геологическую информацию. На основе первой выполняется моделирование взаимодействия между компонентами ПТС, дается оценка и прогноз ожидаемых изменений, а для повышения их надежности уже необходима информация о состоянии ПТС в разные (последовательные) периоды функционирования. То есть затем нужны данные режимных (стационарных) наблюдений за изменением отдельных компонентов инженерно-геологических условий в границах сферы влияния техногенного воздействия на геологическую среду, а точнее, в области взаимодействия двух сред. На базе разработанных с помощью моделирования и уточненных по результатам режимных исследований прогнозов обосновываются и проектируются охранные и защитные мероприятия. Это позволяет перейти к управлению взаимодействием, которое обеспечивает рациональное использование и охрану окружающей среды.

Анализ большинства действующих на сегодняшний день нормативных документов различного уровня, включающих понятие инженерно-геологический мониторинг, не дают четкого представления о методике его обоснования и организации. Очень часто основными работами в его составе являются гидрогеологические и геодезические наблюдения, позволяющие фиксировать изменения уровней подземных вод и различные деформации соответственно. Как правило, эти виды работ отдаются на исполнение гидрогеологам и геодезистам, которые даже не всегда взаимодействуют друг с другом. Особенно четко такая тенденция прослеживается на горнодобывающих предприятиях.

Для достижения большей эффективности инженерно-геологического мониторинга, его обоснование и организация должны проходить под руководством специалистов в области инженерной геологии, которые свои выводы должны обосновывать не только исходя из профессионального опыта или применения аналогии, но и стараться приводить доказательства, используя методы различных видов моделирования.

Сегодня нельзя понимать мониторинг просто как систему повторных наблюдений в пространстве и времени за каким-либо компонентом инженерно-геологических условий, как это было предложено в целом для окружающей среды в Стокгольме в 1972 году на конференции ООН Р. Манном. В инженерной геологии стационарные наблюдения появились гораздо раньше, например, первая оползневая станция ЦНИГРИ в Крыму была организована в 1930 году. Следом за ней в 1932 году начала работать Одесская, а спустя два года Сочинская, имеющие сходные задачи: наблюдения за деформациями оползневых берегов (по специально разработанной Н.Г. Келлем методике), исследование свойств горных пород, обоснование мер борьбы с оползневыми явлениями и контроль за их эффективностью. Как известно, подобных станций, осуществляющих систематические наблюдения и исследования на природных склонах и техногенных откосах, в системах министерств и ведомств в стране было несколько десятков, из которых часть функционирует и в настоящее время. Подобная ситуация сложилась и в некоторых карстовых районах, на орошаемых территориях, в районах строительства на лессах, в сейсмически активных зонах и т.д.

При этом следует отметить, что первый совместно с ЮНЕП и ЮНЕСКО международный проект «Геология и окружающая среда» с участием СССР, в лице его научного руководителя Е.А. Козловского, был подготовлен в самом начале 80-х годов с целью обобщения и распространения международного опыта по гидрогеологическим и инженерно-геологическим аспектам охраны и рационального использования геологической среды [4].

В рамках этого проекта началась разработка теории и содержания мониторинга окружающей среды в геологическом аспекте под названием литомониторинга. Появились и первые публикации по общим его проблемам (В.К.Епишин (1982), Е.А. Козловский и К.И.Сычев (1983), АИ Шеко (1984), В.К.Епишин и В.Т.Трофимов (1985)), которые дали толчок для дискуссий, позволивших уточнить содержание и назначение специального мониторинга в условиях интенсивного техногенеза, о чем более подробно изложено в [8].

В толковании В.К.Епишина и В.Т.Трофимова [6] литомониторинг является системой из двух блоков: контроль (режимные наблюдения) и управление (защитные мероприятия). Г.К.Бондарик [2] под литомониторингом понимает систему режимных инженерно-геологических наблюдений и прогноза.

Структурная схема литомониторинга по представлению В.К.Епишина и В.Т.Трофимова [6] состоит из трех взаимосвязанных процедур, выполняемых параллельно: режимные наблюдения, перманентные прогнозы, управление. Если перевести схему на язык инженерной геологии, в области которой, как уже отмечалось, имеется

определенный опыт, эти процедуры будут выглядеть следующим образом:

- наблюдения за изменением некоторых элементов или всей системы взаимодействия геологической среды с техногенной средой;
- обработка полученных данных наблюдений и оценка событий (степени изменения свойств геосреды и устойчивости сооружений);
- установление закономерностей развития событий, выявление причин изменений;
- прогноз ожидаемых событий, их направленности, масштаба, интенсивности, опасности и риска для окружающей среды, сооружений, человека;
- принятие решения о дальнейшем существовании объекта мониторинга, обоснование мероприятий по ограничению ущерба окружающей среде и обеспечения нормальных условий функционирования системы взаимодействия. В дальнейшем мероприятия становятся объектом всех процедур, начиная с наблюдений за их эффективностью.

Несколько позже наряду с термином «литомониторинг» в инженерно-геологической литературе появились его синонимы: мониторинг геологической среды, инженерно-геологической мониторинг, мониторинг экзогенных геологических процессов, мониторинг природно-технических систем, экологический мониторинг.

К настоящему моменту, исходя из необходимости получения надежной информации, позволяющей оценивать инженерно-геологические условия осваиваемых территорий, прогнозировать их изменения в результате взаимодействия с техногенной средой, проявляющегося в развитии техногенно-геологических процессов, а также управлять этими взаимодействиями с целью обеспечения нормального функционирования техногенной среды и ограничения негативных изменений окружающей природной обстановки, можно следующим образом определить понятие литомониторинга в условиях интенсивного техногенеза.

Литомониторинг – это комплекс полевых стационарных наблюдений и исследований условий функционирования техногенно-геологической системы, по результатам которых контролируются и уточняются оценки и прогнозы ожидаемых изменений этой системы, выполненные на предыдущих стадиях, а также методы и средства управления системой с целью обеспечения ее устойчивости и ограничения ущерба взаимодействия двух сред.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аронова Л.А., Щербина В.И.* Моделирование в инженерной геологии. М.: ВЗПИ, 1989, 71 с.
2. *Бондарик Г.К.* Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М.: Недра, 1971, 218с.
3. *Бондарик Г.К.* Социально-экологическая проблема и инженерная геология. // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 1993, № 4, с. 27-31.
4. Геология и окружающая среда. Под ред. Козловского Е.А. М.: 1990, 464 с.
5. *Гороховский В.М., Ткачук Э.И.* Моделирование в инженерной геологии. Новочеркасск: НПИ, 1980, 80 с.
6. *Епишин В.К., Трофимов В.Т.* Особенности взаимодействия геологической среды и инженерных сооружений // Теоретические основы инженерной геологии. Социально-экономические аспекты / Под ред. акад. Е.М. Сергеева. М.: Недра, 1985, с. 32-36.
7. *Иванов И.П., Хромых Д.П.* Моделирование в инженерной геодинамике. Л,: ЛГУ, 1991, 98 с.
8. *Иванов И.П.* Инженерная геодинамика. СПб.: Наука, 2001, 416 с.
9. *Королев В.А.* Мониторинг геологической среды. М.: МГУ, 1995, 272 с.
10. *Королев В.А.* Мониторинг геологических, литотехнических и эколого-геологических систем: учебное пособие. М.: КДУ, 2007, 416 с.

УДК 624.131.4:551.462.32

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ ОСОБОГО СОСТОЯНИЯ И МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

© 2013 г. В.Г.Зайончек, В.А.Усов, Н.Г.Корвет, А.Е.Бабкина
Санкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб. 7/9, Санкт-Петербург, 1999034, Россия
v.zaionchek@spbu.ru

Рассматриваются особенности физико-механических свойств грунтов особого состояния, находящихся на одной стадии формирования – диагенеза, разновидностью которого является многолетнее промерзание субаквальных отложений, что определяет их изменчивость и выделение инженерно-геологических элементов. Анализ сравнительной оценки исследуемых грунтов разных районов их распространения вызывает необходимость разработки неординарных методов их определений и имеет значение для выработки методики их инженерно-геологического картирования. В качестве альтернативного подхода при их изучении предлагается применение метода статического зондирования с замером порового давления и интерпретации его результатов с помощью комплексной методики проф. Робертсона, который был успешно применён при изучении физико-механических свойств слабых грунтов, слагающих побережье Баренцева моря.

Ключевые слова: грунты особого состояния, закономерность изменчивости физико-механических свойств, диагенез, выделение инженерно-геологических элементов, криолитогенная фация, неординарные методы исследования.

В процессе инженерно-геологической съемки в районах развития морских, в том числе многолетнемерзлых, грунтов, развитых на гляциальных шельфах и в Западной Сибири, определение их физико-механических свойств и выделение инженерно-геологических элементов вызывает определенные трудности. Это связано с особенностью состояния и изменчивости рассматриваемых отложений, которая существенно превышает пределы, характерные для областей развития континентальных немерзлых грунтов, что приводит к необходимости пересмотра принятых представлений и норм.

Настоящая работа составлена по материалам исследований современных и верхнечетвертичных морских отложений Балтики, Арктического шельфа, а также низовьев Оби и Енисея (отложения бореальной трансгрессии – салехардские и казанцевские слои) [4, 5, 7, 8 и др.]. И те и другие, являясь грунтами особого состояния, находятся на одной стадии формирования – диагенеза, разновидностью которого является многолетнее промерзание субаквальных отложений, что определяет их изменчивость и сами физико-механические свойства. Это позволяет провести если не корреляцию, то сравнительную характеристику исследуемых грунтов, имеющую значение для выработки методики их инженерно-геологического картирования. Высокие значения влажности (и соответственно малая прочность грунтов в талом состоянии) усугубляются резко неравномерным распределением поровых вод и ледяных шлиров, что вызывает необходимость разработки неординарных методов их определений. Как показали наши исследования, сами возможности выделения однородных инженерно-геологических элементов (ИГЭ) зависят от стадий постседиментационных преобразований донного осадка.

Сравнение кривых распределения (гистограмм) влажности в колонках пылевато-глинистых отложений Финского залива в его прибрежной зоне позволило выделить три условных слоя с различным типом изменчивости основных характеристик – влажности, плотности и суммарного сопротивления сдвигу. Эти слои в известной мере отражают разные стадии раннего диагенеза, располагаясь на глубинах 0,2-0,5 м, 1,0-1,5 м и 2,5-3,0 м от поверхности дна (в дальнейшем – слои А, В и С). Известно, что по мере углубления процессов диагенетического структурирования осадка и уплотнения, влажность и плотность его меняются, хотя не так закономерно и однозначно, как можно ожидать. Здесь мы остановимся лишь на их изменчивости. Попытки сгруппировать пробы на влажность в слое А, выделив статистически однородные слои, успеха не имели: гистограммы неизменно образовывали две или три вершины, располагаясь в областях от 40 до 180%. Соответственно, меняется и плотность, отчетливо коррелирующая с влажностью (при непременной литологической однородности слоя) и менее определенно – суммарное сопротивление сдвигу (крыльчатый зонд). В слое В бимодальная кривая распределяется среди значений 40-140% (максимальные – до 160%) с вершинами в интервалах 60-80% и 130-140%. Лишь в слое С

наблюдается почти нормальное распределение значений влажности с вершиной 80-90%, хотя кривая остается асимметричной за счет максимальных 140-160%. Из этого можно сделать вывод о возрастании однородности глинистых осадков по физическим свойствам по мере углубления процессов диагенеза в верхней зоне литификации (рабочем основании большинства таких сооружений, как трубопроводы, подводный кабель и в меньшей степени – буровые платформы). Возможно, эта закономерность была бы выражена ярче, если бы сам этот процесс шел в едином направлении структурных преобразований, уплотнения и дегидратации осадка. В действительности этого не происходит, на что указывают кривые изменения влажности с глубиной в тех же слоях А, В и С.

Принято считать, что плотность и дегидратация донных осадков закономерно возрастают с глубиной (от поверхности дна). По нашим наблюдениям, это происходит в 50- 60% случаев, когда влажность падает с 80-140% в слое А до 40% в слое С. Несколько реже влажность в этом интервале не уменьшается, скачкообразно и незакономерно меняясь в интервале 60-120%, что указывает на известную сопротивляемость уже сформировавшейся ячеистой микроструктуры слабому бытовому давлению вышележащих слоев. В 15-20% случаев влажность, слегка уменьшаясь в слое В, вновь резко возрастает в слое С, на глубине около 3 метров. Именно это обстоятельство вносит свою существенную долю в неоднородность нижнего слоя. Детальное объяснение такого аномального распределения влажности (и, соответственно, плотности и суммарного сопротивления сдвигу) значительно выходят за рамки данной статьи и подробно изложены в одной из работ [5]. Мы хотим лишь указать ещё на одну причину резкой изменчивости физических свойств донных грунтов верхней зоны литификации: процесс диагенеза идет не плавно, по мере погружения осадка, а дискретно, часто – послойно и неравномерно, в зависимости от микрофациальной обстановки.

Это подтверждается результатами изучения современных и верхнечетвертичных морских отложений гляциального шельфа, характеризующихся большим фациальным разнообразием и изменчивостью их физико-механических свойств [4, 7, 8]. Рассматривая особенность их влажности и плотности, отмечается зависимость этих показателей от содержания глинистой фракции (табл.1).

В каждом из изученных районов наблюдаются свои закономерности. В илах Белого моря наименьшие значения плотности имеют осадки, характеризующиеся обогащением органического вещества ($C_{орг}$) и распространённые на значительных глубинах моря (Центральная часть), их плотность на глубине моря 277 м составляет 1.20-1.26 г/см^3, а на глубинах 215 м – 1.27-1.40 г/см^3. Аналогичная тенденция наблюдается и в изменении влажности: 243-301% и 130-200% – соответственно. В Онежском заливе (самом мелководном из заливов моря) наибольшие значения влажности имеют морские осадки с повышенным содержанием $C_{орг}$ развитые в его центральной части и на приустьевых участках рек, но в отличие от аналогичных осадков Центральной части моря эти значения значительно меньше: от 55 до 144%.

В пределах интервала отбора проб в исследуемых осадках прослеживается общая закономерность в уменьшении их влажности и увеличении плотности к низам разреза, но проявляется по-разному.

В Центральной части Белого моря в различных точках отбора она наблюдается во всей толще осадков, характеризующихся одинаковым содержанием глинистых частиц и равномерным распределением $C_{орг}$, и часто выражена очень резко: влажность изменяется от 270% (0.20- 0.30 м) до 130% (2.60-2.80 м), от 217% (0.30-0.40 м) до 137% (2.15-2.40 м). В то же время, на различных участках в пределах одних и тех же интервалов отбора осадков показатели влажности характеризуются значительной изменчивостью: 0.30-0.40 м – от 130 до 243%; 2.20-2.40 м – от 137 до 200%. Аналогичные изменения происходят и с показателями плотности по глубине толщи – от 1.20 г/см^3 (0.20-0.40 м) до 1.40 г/см^3 (2.60-2.80), от 1.30 г/см^3 (0.40-0.50 м) до 1.60 г/см^3 (2.80-3.00 м). По площади распространения отложений в изменении показателей плотности отмечается меньшая изменчивость, чем влажности.

В Онежском заливе также почти во всех точках отбора влажность осадков уменьшается и соответственно увеличивается плотность в пределах толщи интервалов исследования (от 0.30 до 2.50 м), что обусловлено изменением содержания глинистых частиц в отдельных прослойках и органического вещества при достаточно однородном гранулометрическом составе осадков сей толщи (табл.2). В результате, происходит часто не плавное, а скачкообразное изменение влажности и плотности, которое и отражает отмеченную выше тенденцию и, соответственно, сказывается на изменении их механических свойств.

Данные факторы отражают закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий шельфовых зон и, прежде всего, состава и физико-механических свойств отложений, слагающих их.

В области вечной мерзлоты, при многолетнем промерзании тех же донных (бухтовых, лагунных) отложений в процессе регрессии моря, как это имело место на Севере Западной Сибири, формируются сильнольдистые глинистые породы. Механизм льдообразования в них раскрыт

Таблица 1

Зависимость показателей влажности и плотности отложений от содержания глинистой фракции

Район	Содержание глинистой фракции, %	Влажность, %	Плотность, %
Карское море (Байдарацкая губа)	33-39	48-77	1.66-1.75
Баренцово море (Гусиная банка)	31-44	31-163	1.43-1.79
Белое море Центральная часть	50-80	80-302	1.20-1.58
Онежский залив	40-70	55-144	1.29-1.72

Таблица 2

Зависимость показателей влажности и плотности отложений от содержания органического вещества в осадках Онежского залива

Потери при прокаливании, %	2,8	3,3	4,2	5,2	7,7	9,5	12
Содержание гл. частиц, %	68	60	65	54	62	60	55
Влажность, %	72	72	70	82	105	122	140
Плотность, г/смз	1,76	1,54	1,52	1,52	1,48	1,40	1,27

достаточно полно [9] и связан с неравномерным промерзанием донных осадков на стадии диагенеза в переувлажненном состоянии (диакриогенные ММП). Инъекционный механизм перераспределения влаги приводит к образованию разнообразных решетчатых и атакситовых криотекстур, усугубляя упомянутые выше «гнездовидное», ячеистое и слоистое распределение льда по слою даже в пределах отдельной пробы (керна). Известно, что неоднородность геологического тела по составу, свойствам, состоянию возникает в результате направленного действия процессов осадконакопления и диагенеза, более мощного, чем действие «полей». В талых породах последние чаще определяют перераспределение поровой воды, в мерзлых ведущее значение приобретает криолитогенез, зафиксированный в криогенном строении, как «геологическая память». Этим и объясняется необходимость подразделять разрез, сложенный многолетнемерзлыми породами, на множество инженерно-геологических элементов, чья однородность зачастую весьма сомнительна. Более того, строгое исполнение методики статистической обработки данных по влажности-льдистости этих пород, в частности – составления гистограмм, может привести к опасному игнорированию экстремальных значений, скоплений инъекционного льда. К числу этих требований относится отбрасывание 10% максимальных и минимальных значений влажности или плотности как вероятных ошибок оператора. В мерзлых породах это – результат неравномерного отбора проб из более и менее льдистой частей слоя, причем именно первые определяют его взаимодействие с сооружением (осадки при оттаивании, смерзание, длительную прочность и др.). В свое время, стремясь ввести в практику инженерно-геологических изысканий метод мерзлотно-фациального анализа, рассматривался в качестве варианта ИГЭ так называемая криолитогенная фация [10]. Был сделан вывод, что для диакриогенных ММП характерны существенные отклонения от нормального закона распределения значений, выражающиеся в резкой асимметрии, а иногда – и бимодальности кривых. Как правило, однако, бимодальность свойственна синкриогенным ММП, подвергшимся субаэральному криодиагенезу (переход в многолетнемерзлое состояние через стадию сезонного оттаивания). Лагунные и бухтовые осадки описываются одновершинными, но асимметричными кривыми. Следует учитывать, что максимальные значения суммарной влажности, достигающие 40 – 50%, являются не исключением и не ошибкой оператора, а характерными свойствами этого генетического типа морских отложений.

Поэтому принятое представление об инженерно-геологическом элементе для мерзлых грунтов целесообразно расширить, сняв требование непременной статистической однородности. Под криолитогенной фацией – аналогом ИГЭ в области вечной мерзлоты – мы понимаем монопородное геологическое тело, чье криогенное строение (физические свойства, включающие криогенную текстуру и структуру) обусловлены единым процессом криодиагенеза, а расчетные показатели должны меняться в заданных интервалах. По рангу криолитогенная фация соответствует МГТ-2 [3]. Напомним, что выделение МГТ-3 требует статистической однородности слоя. По типу изменчивости криолитогенная фация является псевдооднородной. Она не совпадает с геологическим понятием фации, которая не всегда оказывается монопородным телом.

К немёрзлым морским грунтам, прошедшим ранние стадии диагенеза, такое расширенное толкование ИГЭ не относится, так как изменчивость их свойств от точки к точке определяется «полями» и, следовательно, подчиняется законам вероятности. Распределение ледяных включений, являясь результатом направленных процессов криолитогенеза, отражает «геологическую память» слоя, имеющую определенную направленность. Она законам вероятности если и подчиняется, то в чрезмерно дробных таксономических единицах, не уловимых даже при крупномасштабной съемке.

Важным моментом является исследование физико-механических свойств рассматриваемых грунтов уже на стадии их отбора, в процессе которого заметно меняется их естественное состояние при извлечении из пробоотборника, влага перераспределяется по колонке и при перепаде давления, что, видимо, вносит дополнительную изменчивость в получаемые характеристики и требует нового подхода более адекватно отражающего те их особенности, которые возникают в процессе диагенеза и криодиагенеза. Необходимо, в частности, расширить и обновить представления о характере изменчивости этих свойств и, следовательно, о содержании понятия инженерно-геологического элемента.

При решении вопроса об альтернативном подходе к методике изучения подобных осадков значительную роль может сыграть применение метода статического зондирования с замером порового давления и интерпретации его результатов с помощью комплексной методики проф. Робертсона [11]. Данный метод имеет ряд неоспоримых преимуществ [6], к числу которых относится быстрота проведения испытаний и объективность получаемых результатов, возможность получения непрерывного профиля по каждой точке испытания, получение физико-механических характеристик.

Он был успешно применён при изучении физико-механических свойств слабых грунтов, слагающих побережье Баренцева моря на участке побережья в районе губы Завалишина, что достаточно подробно изложено в соответствующих работах [1, 2]. Необходимо отметить, что исследование этих грунтов представляло собой сложную задачу ввиду их сильной неоднородности в плане и в разрезе, повышенной чувствительности к внешним воздействиям, значительного количества включений крупнообломочного материала. Все эти факторы затрудняли отбор, транспортировку и хранение образцов грунта, что в конечном итоге сказывалось на результатах исследований, отражающихся в значительном разбросе значений механических характеристик, получаемых лабораторными методами. Определённые трудности возникали в некоторых случаях при выделении инженерно-геологических элементов. На данном участке было проведено 50 испытаний методом статического зондирования с регистрацией порового давления. Совместное рассмотрение данных бурения и результатов, полученных при статическом зондировании, показало их высокую сходимость. Важно отметить, что данные, полученные в ходе испытаний статическим зондированием, позволили достаточно детально охарактеризовать исследуемые геологические разрезы, как с точки зрения их литологических особенностей, так и с точки зрения оценки физико-механических свойств слагающих их грунтов.

Таким образом, на полевой период изысканий ложится основная нагрузка по определению не только их физических, но и механических характеристик. Применение неординарных методов исследований и обработки результатов позволит получать более близкие к реальности значения и выделять таксоны инженерно-геологических разрезов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабкина А.Е.* Проблемы оценки физико-механических свойств слабых грунтов, слагающих побережье Баренцева моря.// Численные методы расчётов в практической геотехнике: сборник статей научно-технической конференции. СПб: СПбГАСУ, 2012. С. 319-326.
2. *Бабкина А.Е.* Результаты исследований инженерно-геологических особенностей слабых грунтов побережья Баренцева моря в районе губы Завалишина. //Материалы III всероссийской конференции молодых ученых и специалистов «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана» посвящённой 100-летию со дня рождения Р. М. Деменицкой. СПб, ФГУП

«ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга». 2012. С. 22-24.

3. *Бондарик Г.К.* Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород, М., Недра, 1971. 272 с.
4. *Зайончек В.Г., Усов В.А.* Изучение изменчивости современных отложений шельфа при инженерно-геологических изысканиях / Грунтоведение и инженерная геология. Л.: Изд-во ЛГУ, вып. 2. 1980.
5. *Зайончек В.Г., Усов В.А.* К вопросу о диагенетическом промерзании прибрежно-морских отложений. Вестник СПбГУ, вып.3, 2003 г.
6. *Захаров М.С.* Проблемы инновационного развития статического зондирования. СПб.: ЦГЭИ, 2010. 63 с.
7. *Корвет Н.Г.* Шельф Белого моря // Инженерная геология СССР. Шельфы СССР. Под ред. Джанджгавы К.И., Комарова И.С., Неизвестнова Я.В. Москва. Недра. 1990. 240 с., С. 51-58.
8. *Неизвестнов Я.В., Корвет Н.Г., Зархидзе В.С.* Закономерности формирования и пространственной изменчивости инженерно-геологических условий шельфа. // Инженерная геология СССР. Шельфы СССР. Под ред. Джанджгавы К.И., Комарова И.С., Неизвестнова Я.В. Москва. Недра. 1990. 240 с., с. 45-50.
9. *Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Дубиков Г.И.* Криогенное строение и льдистость многолетнемёрзлых пород Западно-Сибирской плиты. М., Изд. МГУ, 1980. 246 с.
10. *Усов В.А.* Криолитогенная фация как инженерно-геологический элемент. Вестник ЛГУ, №18,1 982.
11. *Lunne T., Robertson P. K. & Powell J. J. M* Cone Penetration Testing in Geotechnical Practice. 1997. Blackie Academic & Professional, 352 p.

УДК 624.131.213: 624.131.439

О МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ПЕСЧАНЫХ ГРУНТОВ

© 2013 г. Е. Н. Богданов
Трест геодезических работ и инженерных изысканий,
улица Зодчего Росси, д. 3–1, Санкт-Петербург, 191023, Россия
trust@grii.ru

Физико-механические свойства песчаных грунтов не определяются, а назначаются по таблицам нормативных документов для выбранного значения коэффициента пористости. Пески оказались лишенными сцепления, могущего быть значительным по испытаниям. Предложена методика проведения сдвиговых и трехосных испытаний песков естественной плотности сложения взамен консолидированно-дренированного испытания по ГОСТ 12248-2010.

Ключевые слова: пески, разновидности песков, угол внутреннего трения, величина сцепление, модуль деформации, методики испытаний, естественная прочность.

Настоящая работа продолжает рассматривать проблемы, связанные с механическими свойствами грунтов. Ранее [1] были изложены проблемы определения механических свойств связных грунтов. Дана отрицательная оценка предусмотренных ГОСТ 12248-2010 [2] методик проведения сдвиговых, трехосных и компрессионных испытаний, как не относящихся к грунту естественного сложения. Взамен предложена единая методика определения прочности грунтов исходного состояния (естественной прочности).

Отношение к механическим свойствам песчаных грунтов носит особый характер. Напомним, как происходит определение механических свойств песков. Основным законным методом получения инженерно-геологической информации остается бурение скважин. Отобрать образцы песчаных грунтов ненарушенного сложения чаще всего не удается, такая задача не ставится, даже когда пески залегают с поверхности.

Плотность сложения песков оценивается буровым мастером по сопротивляемости бурению с записью в буровом журнале о виде песка, плотности сложения, влажности. В лаборатории определяется лишь гранулометрический состав, иначе разновидность песка. Инженер-геолог по своему усмотрению выбирает значение коэффициента пористости, для которого выписывает из табл. Г.1 СП 50-101-2004 [11] значения прочностных (φ и c) и деформационных (E) характеристик песка. Таблица Г.1 СП аналогична табл.1 прил. 1 СНиП 2.02.01-83 [9], раньше табл.1 прил. 2 СНиП II-15-74 [8], еще раньше табл. 13 СНиП II-Б,1-62 [7].

Таким образом, для песчаных грунтов механические свойства *не определяются, а назначаются* по бездоказательно принятому значению коэффициента пористости. Может показаться, что лучшим методом выхода на механические свойства песчаных грунтов является метод статического зондирования, который должен быть обязательным при наличии в разрезе песков. Однако этот метод позволяет лишь несколько обоснованнее оценить значение коэффициента пористости, после чего вновь повторяется *назначение* φ, c, E по таблице нормативного документа.

Насколько достоверны приводимые в таблицах нормативных документов значения φ, c, E? Для этого следует обратиться к научной работе, ставшей на многие десятилетия основополагающей.

Такой работой явилось исследование Польшина Д.Е. и Синельщикова С.И., опубликованное в 1953 г. – «Об углах внутреннего трения песчаных грунтов» [5].

Основные положения и выводы, содержащиеся в работе, сводятся к следующему:

1. Проведены сдвиговые испытания песчаных грунтов всех разновидностей (гравелистые, крупные, средней крупности, мелкие, пылеватые), отобранных с некоторых площадок Москвы и Московской области.

2. Использован рычажный прибор с нижней подвижной кареткой. Площадь кольца 40 см^2, высота образца грунта 22 мм. Испытания проведены на влажных и водонасыщенных песках. Образцы влажного песчаного грунта загружались в прибор и приближенно уплотнялись до заданной плотности. Для второй серии опытов насыщение песков водой выполнялось после уплотнения влажного песка. Перед сдвигом каждый образец песка обжимался 3 кг/см^2 (надо полагать, краткосрочно). Независимо от исходной плотности сдвиги производились при нормальных давлениях 1, 2 и 3 кг/см^2. Сдвигающее усилие передавалось ступенями по 0,1 кг/см^2 до условной деформации сдвига. Каждая ступень занимала 5-7 мин. Общее число ступеней могло составлять 10-30.

3. Общее количество сдвигов превысило 500, т.е. на – песок того или иного вида заданной плотности приходится не более 8-10 сдвигов, для одного нормального давления – не более трех сдвигов, что совершенно недостаточно.

Таблица № 1

Значения угла внутреннего трения **φ** и сцепления ***c*** по результатам сдвиговых испытаний песков [5].

Пески средней крупности		
е	φ^0	*c*,кг/см^2
0,464	45	0,435
0,597	41	0,415
0,651	40,5	0,353
0,695	40,5	0,144
0,789	37	0,166
0,859	37	0,203

Пески мелкие		
е	φ^0	*c*,кг/см^2
0,503	40,5	0,394
0,572	41	0,195
0,667	39	0,069
0,678	39,5	0,225
0,782	35,5	0,250
0,848	29,5	0,261

Пески пылеватые		
е	φ^0	*c*,кг/см^2
0,464	40	0,354
0,529	40	0,347
0,704	40	0,253
0,733	37	0,410
0,764	35	0,133
0,798	37	0,319

Таблица № 2

Итоговые значения угла внутреннего трения *φ* при сцеплении *c*=0 [5].

е	пески крупные и гравелистые	пески средней крупности	пески мелкие	пески пылеватые
0,70	38	35	32	30
0,60	41	38	37	34
0,50	43	40	38	36

Таблица № 3

Значения угла внутреннего трения *φ* и сцепления *c* по СНиП II-Б.1-62, табл.13.

е	пески крупные и гравелистые			пески средней крупности			пески мелкие			пески пылеватые		
	φ^0	***c***	***E***	φ^0	***c***	***E***	φ^0	***c***	***E***	φ^0	**c**	***E***
0,70	38	-	330	35	0.01	330	32	0.02	240	30	0.04	100
0,60	40	0.01	400	38	0.02	400	36	0.04	280	34	0.06	120
0,50	43	0.02	460	40	0.03	460	38	0.06	370	36	0.08	140

Таблица № 4

Значения угла внутреннего трения *φ* и сцепления *c* по СП 50-101-2004, табл.Г.1.

е	пески крупные и гравелистые			пески средней крупности			пески мелкие			пески пылеватые		
	φ^0	***c***	**E**	φ^0	***c***	***E***	φ^0	***c***	***E***	φ^0	***c***	***E***
0,70	-	-	-	-	-	-	30	-	230	28	0,03	140
0,60	39	-	350	36,5	0,01	350	34	0,03	330	32	0,05	230
0,50	41,5	0.01	450	39	0.02	450	37	0,05	430	35	0,07	330

4. Пески каждого вида и влажности испытаны при шести плотностях в широком диапазоне коэффициентов пористости – 0,80-0,45. По итогам статистической обработки исходных данных сдвиговых испытаний авторами получены результаты, из которых напрямую никоим образом не следовали выводы, приведенные в работе и на шесть десятилетий определившие сомнительное отношение к песчаным грунтам. Для убедительности приводим некоторые из конечных результатов испытаний влажных песков средней крупности, мелких и пылеватых (Табл. 1).

Из рассмотрения материалов статьи, изложенных в приведенных таблицах, следует очевидное – с падением плотности сложения песков прослеживается тенденция снижения угла внутреннего трения, пески обладают сцеплением, даже значительным, и лишь на низком уровне проведенные испытания не дают возможность установить зависимость снижения сцепления с увеличением коэффициента пористости, хотя, понятно, оно (сцепление) должно падать.

5. Авторы, назвав сцепление параметром линейности τ_0, отказались признать его, так как «обычно принято считать, что для песков $\tau_0 = 0$», а при сдвиговых испытаниях *без нормального давления* значение τ_0 не подтверждается, как «это следовало бы по формуле».

Вновь цитируем: «τ_0 следует рассматривать не как физическую величину, а как расчетный параметр, возникший от того, что криволинейная по существу зависимость τ от σ была для некоторого интервала

давлений принята прямолинейной». И наконец: «Для практических инженерных расчетов …член, не зависящий от давления, может быть опущен, что вводит в расчеты некоторый запас надежности».

6. Авторы предложили применять, не совсем вытекающие из испытаний, значения угла внутреннего трения песков без сцепления (Табл. 2).

Таковы итоги исследований Польшина Д.Е. и Синельщикова С.И. [5], которые используются и в настоящее время. Повторить исследования песков после 1953 г. не пытались, в нормативные документы все-таки были введены значения сцепления, хотя и ничтожно малые. Для сравнения сопоставим данные, заложенные в СНиП II-Б.1-62 [7] и последнего СП 50-101-2004 [11]. Помимо значений сцепления в таблицах приведены значения модуля деформации (в кг/см^2) (Табл. 3, 4).

Видно, что те большие по величине сцепления, наблюдаемые при исследованиях, оказались не принятыми, а значения угла внутреннего трения и малые сцепления с годами даже снижали. Между тем, непосредственно из работы [5] можно было бы, пусть приблизительно, получить следующие значения φ и c (табл. 5).

Таблица № 5

Значения угла внутреннего трения $\boldsymbol{\varphi}$ и сцепления $\boldsymbol{c}$ по итогам обработки результатов работы [5]

е	пески средней крупности		пески мелкие		пески пылеватые	
	φ^0	$\boldsymbol{c}$	φ^0	$\boldsymbol{c}$	φ^0	$\boldsymbol{c}$
0,70	40	0,25	38	0,15	36	0,25
0,60	42	0,35	40	0,25	38	0,30
0,50	44	0.45	42	0,35	40	0,35

За истекший период были выполнены немногочисленные исследования песков, также показавшие наличие сцепления в песках [4, 15] но оставшиеся без какого-либо внимания. Не отрицал наличие сцепления в песках Маслов Н.Н. – «от 0 до 0,2 кг/см^2, иногда и выше» [3]. Можно не сомневаться, что любая грунтовая лаборатория могла бы подтвердить существование сцепления таких значений.

Очевидно, что расчетное сопротивление песков средней плотности сложения и плотного сложения отличается в разы. Как следствие при отсутствии сцепления изменение угла внутреннего трения на градус должно существенно изменять расчетное сопротивление песка $\boldsymbol{R}$.

В простом виде формула для определения расчетного сопротивления имеет вид:

$$\boldsymbol{R} = A\gamma + B\gamma h + Dc \qquad (1)$$

Возьмем пески мелкие (табл. 4). Имеем:

для е = 0,7 $\boldsymbol{R}$ = 2,3 + 16,8 = 19,1 т/м^2, для е = 0,5 $\boldsymbol{R}$ = 3,9 + 26,6 + 5,2 = 35,7 т/м^2. Видно, что несущая способность в основном формируется за счет второго члена $B\gamma h$, но может и за счет первого члена $A\gamma$. И то, и другое совершенно нелогично: увеличь глубину заложения в 4 раза и получи для е = 0,7 $\boldsymbol{R}$ = 69,3 т/м^2, запроектируй плиту шириной 100 м и передавай самые немыслимые давления, строй здания любой высоты.

Во все времена считали, что сколько грунта извлекли, столько можно вернуть весом сооружения. Исходя из формулы (1), можно вернуть много больше. Но если лишить формулу множителя B, то от расчетного сопротивления песков ничего не останется.

Расчетное сопротивление песков приближенно оценивается по данным статического зондирования как 1/20 – 1/30 от величины лобового сопротивления q. Так, пескам мелким с е = 0,5 соответствует лобовое сопротивление ~ 200 кг/см^2, а $\boldsymbol{R}$ превысит 6 кг/см^2 против 3,6 кг/см^2 по формуле (1).

Таким образом, налицо явные противоречия, которые без новых лабораторных работ и соответствующих теоретических построений вряд ли разрешаемы.

Достоинством исследований Польшина Д.Е. и Синельщикова С.И. [5] является то, что разными давлениями испытывались образцы песка одной плотности. В последующем (ГОСТ 12248-66– ГОСТ 12248-2010) [2], пески предписано испытывать только по методике консолидированно-дренированного (КД) сдвига с предварительным уплотнением каждого образца песка независимо от исходной плотности давлением, равным нормальному давлению при сдвиге. Иначе, испытываются три образца песка одного гранулометрического состава, но разных плотностей, т.е. три разных по плотности песка. То, что получается после обработки результатов, не может называться углом внутреннего трения. Это некая прямая, результирующая к ряду состояний грунта, действительно, лишенная смысла.

Недостатком исследований [5] следует считать то, что независимо от начальной плотности сложения песков сдвиговые испытания проводились при одинаковых нормальных давлениях, равных 1, 2, 3 кг/см^2, что должно было по-разному влиять на конечную плотность за время испытания, особенно песков, близких к рыхлым. К аналогичному эффекту могло приводить дополнительное перед испытанием краткосрочное обжатие всех песков давлением 3 кг/см^2. Как следствие, не особо прослеживается снижение не только сцепления, но и угла внутреннего трения с падением плотности сложения песков всех видов.

Авторы [5], как и последующие исследователи, рассматривают пески как идеально сыпучую среду. Поэтому понятен, но абсолютно неверен отказ

от сцепления. Признание сцепления позволило бы значительно повысить значение расчетного сопротивления, к примеру, для песков мелких с е = 0,5 доля Dc могла возрасти с 5,2 до 36,4 т/м^2. Нынешние проектировщики с недоумением смотрят на дома старой постройки с давлением на пески, значительно превышающим современное расчетное сопротивление.

Ошибкой большинства специалистов следует считать отрицание рабочей области в зависимости $\tau - \sigma$. Так, из линейного уравнения Кулона – Мора делается недопустимый вывод о том, что независимо от исходного состояния грунта испытания можно проводить при любых по величине σ, как самых больших, так и равных 0.

Сдвиги при необоснованно больших для данного грунта давлениях приводят к уплотнению, возможно появлению порового давления, в конечном счете, изменению исходного состояния. Получаемые результаты, надо признать, как и в случае КД-сдвига, нельзя относить к грунту исходного состояния.

Сдвиги при давлении $\sigma = 0$ и давлениях, близких к 0, создают в грунте сложное напряженное состояние, характеризуемое внутренним сопротивлением на сжатие и растяжение. Получаются заниженные результаты, а для песков, как сыпучих материалов, не способных работать на разрыв, наблюдать при $\sigma = 0$ сцепление, равное 0. Эти две особенности (сдвиги при неоправданно больших и малых давлениях) привели к выводу о криволинейной зависимости $\tau - \sigma$, а в сочетании с недопустимым предварительным уплотнением разными давлениями к выводу о том, что прочностные свойства грунтов лишены физического смысла [13, 14]. Что же тогда и для чего приводится в отчетах по инженерно-геологическим изысканиям? Какие расчеты и зачем выполняют проектировщики?

Из проведенного анализа с определением прочностных свойств песчаных грунтов, помимо выводов о необходимости проведения вновь масштабных исследований и поиска нового теоретического решения по несущей способности песков, следует вывод о необходимости разработки иной методики сдвиговых (и трехосных) испытаний, без которой разумного разрешения проблемы не наступит. Подобная проблема существует и с глинистыми (связными) грунтами [1].

По нашему убеждению необходимо:

1. определять прочностные свойства грунта естественного сложения, обеспечивая работу грунта только на сжатие, не позволяя проявляться поровому давлению и не изменяя плотность сложения, для чего испытания должны проводиться в диапазоне давлений, ограниченном исходным состоянием грунта;

2. использовать несущую способность грунта естественного сложения. Большего, без значительных и неравномерных осадок деформаций сооружения, возникновения аварийных ситуаций, грунт не позволит.

Для определения прочностных свойств грунтов естественного сложения, в том числе песчаных, имеется готовое теоретическое решение, являющееся *основной закономерностью механики грунтов,* известное как одно из нескольких выражений *условия предельного равновесия*, и устанавливающее соотношение между главными напряжениями в момент предельного равновесия грунта.

$$\sigma_1 = \sigma_2 \, tg^2(45 + \varphi/2) + 2c \, tg(45 + \varphi/2) \qquad (2),$$

Уравнение может быть записано в виде

$$\sigma_1 = \sigma_1 п + \sigma_{сж} \qquad (3),$$

в котором $\sigma_1 п$ – сопротивление состояния покоя, как линейная составляющая зависимости между напряжениями и деформациями и равносильная расчетному сопротивлению грунта, $\sigma_{сж}$ – сопротивление одноосному сжатию.

Из уравнений (2) и (3) вытекают следствия:

1. Все грунты, включая пески и гравелистые грунты, обязаны проявлять сцепление.

2. Предельное состояние грунтов описывается двумя кругами Мора (рис 1), из чего следует, что $\sigma_{2\,мак} = \sigma_{сж}$, что превращает выражение (3) в зависимость

$$\sigma_{1\,мак} = 2c \, tg^3(45 + \varphi/2) + \sigma_{сж} \qquad (4)$$

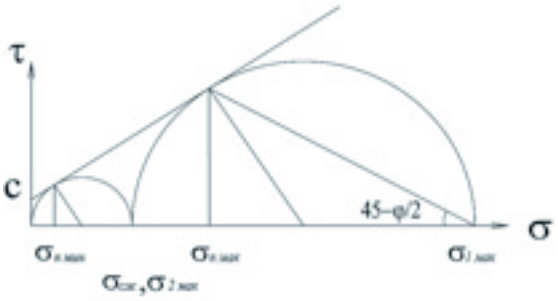


Рис. 1. К определению диапазона давлений при трехосных и сдвиговых испытаниях песков.

3. Трехосные испытания грунтов с целью определения прочностных свойств грунтов (в том числе, песчаных) естественного сложения должны проводиться в диапазоне боковых давлений $0 < \sigma_2 < \sigma_{сж}$.

4. Сдвиговые испытания грунтов естественного сложения должны проводиться в диапазоне нормальных давлений $\sigma_{n\,мин} < \sigma_n < \sigma_{nмах}$.

Из построений на рис. 1 могут быть выведены формулы для определения минимальных и максимальных значений нормальных давлений при сдвиговых испытаниях.

Минимальное давление $\sigma_{n\,мин}$

$$\sigma_{n\,мин} = \sigma_{сж}/2 - \sigma_{сж} \sin\varphi = \sigma_{сж}(1 - \sin\varphi)/2 \qquad (5а)$$

Учитывая, что $(1 - \sin\varphi)/2 = \mu$ - коэффициент Пуассона, то

$$\sigma_{n\,мин} = \mu\,\sigma_{сж} \qquad (5б)$$

Наконец,

$$\sigma_{n\,мин} = c\cos\varphi \qquad (5в)$$

Максимальное давление $\sigma_{nмах}$

$$\sigma_{n\,мах} = (\sigma_{сж}\,tg\,\varphi + c)\cos\varphi + \sigma_{сж} = \sigma_{сж}(1 + \sin\varphi) + c\cos\varphi \qquad (6)$$

Отсюда

$$\sigma_{n\,мак} = \sigma_{сж}(3 + \sin\varphi)/2 = (2 - \mu)\,\sigma_{сж} \qquad (6а)$$

Выражая через сцепление, имеем

$$\sigma_{n\,мак} = c\cos\varphi(3 + \sin\varphi)/(1 - \sin\varphi) = (2 - \mu)\,c\cos\varphi/\mu \qquad (6б)$$

В таблице 6 приводим значения коэффициентов пропорциональности в зависимостях минимальных и максимальных давлений при сдвиговых испытаниях от сцепления и сопротивления одноосному сжатию при изменении угла внутреннего трения песков от 30 до 45^0.

Таблица № 6

Значения минимальных $\boldsymbol{\sigma_{n\,мин}}$, и максимальных давлений $\boldsymbol{\sigma_{n\,мак}}$ как функций угла внутреннего трения **φ**, сцепления **c** и сопротивления одноосному сжатию $\boldsymbol{\sigma_{сж}}$

φ, град	σ/c			$\sigma/\sigma_{сж}$	
	$\sigma_{n\,мин}$	$\sigma_{n\,мак}$	$\sigma_{сж}$	$\sigma_{n\,мин}$	$\sigma_{n\,мах}$
30	0,87	6,06	3,46	0,25	1,75
35	0,82	6,87	3,84	0,21	1,79
40	0,77	7,81	4,29	0,18	1,82
45	0,71	8,95	4,83	0,15	1,85

Из таблицы 6 видно, что для определения прочностных свойств песков естественного сложения или исходного состояния сдвиговые испытания следует проводить в диапазоне от примерно предполагаемой величины сцепления (как можно ожидать, 0,1-0,4 кг/см^2) до 6-9 величин сцепления, т.е. 0,6-3,5 кг/см^2 в зависимости от плотности сложения песков.

Трехосные испытания должны проводиться в диапазоне боковых давлений от 0 до 3,5-5 величин сцепления, т.е. от 0 до 0,35 (рыхлый песок) до 2 кг/см^2 (плотный песок), что делает возможным использование вакуумного прибора при испытаниях воздушно-сухих песков, в частности, при предельно малом разряжении оценить значение $\sigma_{сж}$.

Ошибки ГОСТ 12248-2010 [2] очевидны:

1. значения нормальных давлений при сдвиге и боковых давлений при трехосных испытаниях не могут быть одинаковыми,
2. давления не согласованы с исходной плотностью сложения песков,
3. испытания проводятся с предварительным уплотнением разными нагрузками, т.е. испытываются пески разной плотности одного гранулометрического состава,
4. в процессе испытаний не исключается дальнейшее изменение состояния песков,
5. получаемые параметры не могут называться прочностными характеристиками песка.

Очевиден и вывод – методики определения прочностных свойств песков по ГОСТ 12248-2010, по крайней мере, вызывают серьезнейшие сомнения в правомерности применения.

Формула (4) позволяет определить предел пропорциональности σ_1п (расчетное сопротивление) и предел прочности $\sigma_{1\,мак}$ песчаного грунта, значения которых как функции угла внутреннего трения и сцепления приведены в таблице 7.

Таблица № 7

Значение предела пропорциональности $\boldsymbol{\sigma_1}$**п** и предел прочности $\boldsymbol{\sigma_{1\,мак}}$ как функций угла внутреннего трения **φ** и сцепления **c** песчаных грунтов.

φ, град	σ_1п/c	$\sigma_{1\,мак}$/c
30	10,39	13,85
35	14,18	18,02
40	19,74	24,03
45	28,13	32,96

Так, для рассмотренного выше примера (песок мелкий, e=0,5, φ ≈ 37-40^0, c = 0,30-0,35 кг/см^2), принимая σ_1п = ***R***, получим величину расчетного сопротивления ***R*** = 5-7 кг/см^2.

Безусловно, потребуется большая работа по сопоставлению предлагаемого подхода к определению расчетного сопротивления с результатами штамповых испытаний и данными статического зондирования. Штамповые испытания плотных песков, в т.ч. пылеватых, выявляют высокие значения предела пропорциональности, могущие достигать 10 кг/см^2, чего никогда не получить официальным расчетом.

К сожалению, содержащиеся в нормативных документах рекомендации по использованию результатов, в т.ч. результатов статического

Таблица № 8

Результаты определения механических свойст песчаных грунтов по Пособию к СНиП 2.02.01-83 [6].

Пособие к СНиП 2.02.01-83	**e**	**0,45**	**0,55**	**0,65**	**0,75**
п. 2.74, т. 26	φ, град	38	36	32	28
	E, кг/см^2	480	380	280	180
п. 2.35, т. 10	$q=f(e)$,кг/см^2	240	160	90	40
	k=E/q	2,0	2,4	3,1	4,5
п. 2.56	$E=3q$, кг/см^2	720	480	270	120
п. 2.63, т. 23, п.2.56	$q=f(\varphi)$,кг/см^2	180	120	50	15
	$E=3q$, кг/см^2	540	360	150	45

зондирования, появились без какого-либо обоснования и противоречивы.

Сегодня по таблице 10 Пособия к СНиП 2.021.01-83 [6] по величине лобового сопротивления q можно выйти на значение коэффициента пористости e, далее по таблице 26 для этого e выписать значение φ, c, E.

Можно по таблице 23 по величине лобового сопротивления независимо от вида песка оценить значение φ.

Наконец, можно по величине q назначить величину $E=3\,q$ (п.2.56 Пособия).

В таблице 8 приведены сводные результаты интерпретации статического зондирования для песков мелких по Пособию. В более поздних нормативных документах изменений не последовало.

Из табл.8 следует, что пользуясь разными официальными источниками можно получить для одного значения коэффициента пористости e (например, e=0,45 и e=0,75) разные значения лобового сопротивления – 240-180 и 40-15 кг/см^2, разные значения модуля деформации – 720-480 и 180-45 кг/см^2. Значение переходного коэффициента $k = E/q$ вместо заявленного 3 может составлять 4,5 - 2.

Аналогичная ситуация возникает при интерпретации результатов динамического зондирования. Значение переходного коэффициента тоже величина непостоянная и изменяется еще больше – от 9 до 2,3.

В итоге имеет место произвольная оценка механических свойств песчаных грунтов, приводящая к непредсказуемым проектным решениям и такому же непредсказуемому поведению сооружения при строительстве и эксплуатации.

Не могут получить развитие пенетрационные испытания песков без надежного определения исходного состояния и без увязки с прочностными свойствами, соответствующими этому состоянию.

Не лучше обстоят дела с определением несущей способности свай, погруженных в пески. Сравнивая СНиП II-Б.5-67 [10] и СП 50-102-2003 [12] на проектирование свайных фундаментов, нельзя не заметить, что десятилетиями остаются неизменными расчетная схема и таблицы к ней со значениями расчетных сопротивлений под нижним концом и по боковой поверхности сваи. Например, для песков пылеватых средней плотности лобовое сопротивление назначается равным 10-20 кг/см^2, с увеличением для песков плотного сложения вдвое. При том, что по статическому зондированию лобовые сопротивления могут достигать и 100 и 400 кг/см^2, по СП все равно возьмем 20-40 кг/см^2. Как следствие, сваи, погруженные в пески, по расчету не могут обладать наблюдаемой по испытаниям несущей способностью, с расхождением во много раз.

Далека от правильного понимания проблема влияния на грунты (песчаные и глинистые) взвешивающего действия воды, которая наряду с проблемой прочностных свойств песков зачастую приводит к невозможности строительства или принятию решений, отличных от ранее реализованных. По существующей точке зрения, в какой-то момент состояния грунта, до этого характеризуемый плотностью (близкой к 2,0 г/см^3), начинает испытывать взвешивающее действие воды с падением плотности до $\boldsymbol{\rho}_{sb} = \boldsymbol{\rho} - 1$ г/см^3, фактически до 1 г/см^3 и менее, что противоречит здравому смыслу и законам физики. Осадки сооружения в таком случае должны подчиняться закону Архимеда, чего в натуре не наблюдается.

Еще одна проблема связана с оценкой надежности уплотнения песчаных грунтов, используемых при возведении насыпи, устройстве песчаной подушки и подготовки в основании дорог и сооружений, обратной засыпке пазух фундаментов. В настоящее время уплотнение контролируется с помощью заданного коэффициента уплотнения, одного из трех – 0,98, 0,95, 0,92. Предполагается, что во время послойного уплотнения производят отбор в кольцо

песка для лабораторного определения плотности сложения, влажности, в итоге коэффициента уплотнения. Быстро исследование проведено быть не может, даже при наличии полевой грунтовой лаборатории. Замедляется процесс отсыпки при отсутствии гарантии, что уплотнение окажется качественным и однородным на всей отсыпаемой площадке.

Очевидно, что коэффициент уплотнения не может являться характеристикой качества и надежности проведенного уплотнения, потому что, оставаясь неопределенным по смыслу, не отвечает на первостепенный вопрос о несущей способности созданного песчаного основания. При существующем уровне знания следует отказаться от данного показателя за ненадобностью, заменив требуемым значением коэффициента пористости песка, за которым стоят плотность сложения, лобовое сопротивление при статическом и динамическом зондировании, расчетное сопротивление. Оперативный контроль уплотнения и, как следствие, достижения несущей способности песка необходимо вести непрерывно в процессе укладки методом динамического зондирования, выполняемого ручным комплектом самой строительной организацией.

Таковы основные проблемы, связанные с механическими свойствами песчаных грунтов.

Образцы песчаных грунтов ненарушенного сложения отобрать практически невозможно. Как следствие, механические свойства песков *назначаются* по нормативным документам, не пересматриваемым с 60-х годов. Пески оказались лишенными сцепления, а вместе с ним значительной части несущей способности. ГОСТ 12248-2010 предусматривает проведение консолидированно-дренированного испытания на срез и компрессионных испытаний песков, результаты которых не относятся к песку естественного сложения. Современная интерпретация данных статического зондирования песков несовершенна и противоречива. Расчет несущей способности свай по основной формуле СП 50-102-2003 [12] не применим к песчаным грунтам.

Решать заново проблему песков следует на официальном уровне, начиная с изучения на иной основе механических свойств песчаных грунтов. Предложена методика определения прочностных свойств песков естественного сложения. Начальной задачей становится отбор проб песков ненарушенного сложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов Е.Н.* О механических свойствах глинистых грунтов// Грунтоведение № 1, 2012, с. 64-71.
2. ГОСТ 12248-2010 «Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости», М., Стандартинформ. 2011. 78 с.
3. *Маслов Н.Н.* Инженерная геология. М. Госстройиздат, 1957. 373 с.
4. Оценка сцепления несвязных грунтов. Abschatzung der Kohasion nichtbindiger Lockergesteine Bilz P "Bauplan. - Bautechn" 1983. 37, № 7, 316-317 (нем).
5. *Польшин Д.Е., Синельщиков С.И.* Об углах внутреннего трения песчаных грунтов. Сборник трудов НИИ оснований и фундаментов № 21, М. Госстройиздат, 1953. с. 27-36.
6. Пособие по проектированию оснований зданий и сооружений (к СНиП 2.02.01-83) М. Стройиздат, 1986. 415 с.
7. СНиП II –Б. 1-62*. Основания зданий и сооружений. М. Стройиздат. 1964. 21 с.
8. СНиП II-15-74. Основания зданий и сооружений. М. Стройиздат. 1975. 63 с.
9. СНиП 2.02.01-83. Основания зданий и сооружений. М. Стройиздат. 1985. 40 с.
10. СНиП II-Б. 5-67. Свайные фундаменты. М. Стройиздат. 1968. 43 с.
11. СП 50-101-2004. Проектирование и устройство оснований и фундаментов зданий и сооружений. М. Госстрой России. 2005. 130 с.
12. СП 50-102-2003. Проектирование и устройство свайных фундаментов. М. Госстрой России. 2004. 81 с.
13. *Флорин В.Л.* Основы механики грунтов. Т. 1. М.-Л., Госстройиздат, 1959, 357 с.
14. *Цытович Н.А.* Механика грунтов. М. Высшая школа, 1983, 287 с.
15. *Черняк Э.Р., Гольдфельд И.З.* Взаимосвязь между результатами лабораторных и полевых испытаний песчаных грунтов на срез // Проектирование и инженерные изыскания № 6, 1983, с. 37-39.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ (ЖУРНАЛ «ГРУНТОВЕДЕНИЕ»)

Уважаемые авторы!

Если Вы — автор и намерены опубликовать свою статью в нашем журнале, Вам необходимо ознакомиться с «Правилами для авторов». При подготовке рукописи статьи к отправке в редакцию автору (соавторам) следует руководствоваться изложенными требованиями и условиями.

Верстка статьи, принятой к публикации, направляется автору (соавторам) для согласования (проверки) и визирования. Доработанный вариант направляется в редакцию вместе с начальной версией. Редколлегия сохраняет за собой право сокращать статьи и в случае необходимости подвергать их литературной правке.

Автор (соавторы) несут всю ответственность за научное содержание, достоверность сведений, используемых в статье, а также за сохранение государственной и коммерческой тайны.

Тематика публикаций в журнале «Грунтоведение»:

– теоретическое, генетическое и региональное грунтоведение;
– методы лабораторного исследования состава, строения и физико-механических свойств грунтов;
– техническая мелиорация грунтов;
– применения лабораторных методов исследования состава, строения и физико-механических свойств в смежных естественнонаучных и гуманитарных дисциплинах (почвоведение, гидробиология, археология);
– методика и методология инженерно-геологических изысканий;
– механика грунтов;

Авторы, направляющие статьи в журнал, должны соблюдать следующие правила:

1. В журнале публикуются статьи теоретического и методического характера, содержащие оригинальный материал исследований автора, соответствующий тематике издания.
2. Статьи представляются в редакцию в электронном виде (Word), размер шрифта 12 через два интервала, количество строк на листе – 29, поля слева 25 мм. Microsoft for Windows (версии 6.0) и старше. **Расширение .rtf** (Иванов-текст. rtf).
3. Объем статей, представляемых в журнал, как правило, не должен превышать 24 стр., включая список литературы. Текст, а также рисунки, фотографии представляются в виде отдельных файлов.
4. Начало статьи оформляется следующим образом: индекс статьи по универсальной десятичной классификации (УДК), название статьи, инициалы и фамилии авторов, полное название учреждений, в которых выполнялось исследование. Образец оформления:
5. В статье должны четко и сжато излагаться современное состояние вопроса, описание методики исследований и обсуждение полученных результатов. Заглавие статьи должно полностью отражать ее содержание. **Рекомендуется стандартизировать структуру статьи**, используя подзаголовки: Введение, Теоретический анализ, Методика, Экспериментальная часть, Результаты и их обсуждение, Заключение или Выводы, Список литературы.

В десятичных дробях — точки.

6. **Оформление иллюстраций должно соответствовать следующим требованиям.**

Каждый рисунок (черно-белый) должен быть представлен на отдельном файле. Фотографии (черно-белые) предоставляются в формате JPEG (Иванов-рис-1.jpg). Сканированные штриховые рисунки и полутоновые рисунки и фотографии должны иметь разрешение не менее 300 dpi (точек на дюйм).

Список подписей к рисункам прилагается на отдельном листе. В подрисуночных подписях не допускается воспроизведение небуквенных знаков (штриховка, кружки, треугольники и т. д.)

Место размещения рисунков и таблиц в тексте указывается ссылкой на них (рис. 1).

7. **Оформление формул:** все формулы должны быть воспроизведены в редакторе формул Microsoft for Windows.
8. **Оформление таблиц.** Таблицы нумеруются по порядку упоминания их в тексте арабскими цифрами. После номера должно следовать название таблицы. В тексте рукописи указывается место помещения таблицы (табл. 1). **Каждая таблица печатается на отдельной странице.**
9. **Оформление списка литературы.** Цитируемая литература приводится под заголовком СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ в конце статьи.

В списке литературы сначала приводятся ссылки на работы, опубликованные на русском языке **в алфавитном порядке фамилий авторов**. Далее приводится список цитируемых работ, опубликованных на других языках по принципу латинского алфавита. Работы одного и того же автора цитируются в хронологическом порядке независимо от наличия соавторов. После фамилии авторов следует указывать полное название статьи или книги на языке оригинала, выходные данные издания (год, том, номер, страницы).

Примеры:

1. *Ломтадзе В. Д.* Структурно-механические свойства глинистых пород, как показатель степени их литификации. // Доклады АН СССР, 1957, т. 113, № 6, с. 1344-1346.
2. *Осипов В. И.* Природа прочностных и деформационных свойств глинистых грунтов. М.: МГУ, 1979. 235 с.

Номера ссылок в тексте должны быть заключены в квадратные скобки.

Статьи отсылаются электронной почтой по адресу:

gruntovedenie@mail.ru, okhotin-grunt@mail.ru

К материалам, направляемым в редакцию, обязательно должна быть приложена авторская справка:

фамилия, имя, отчество, ученая степень, ученое звание, место работы, должность, точный почтовый адрес, телефон, факс, E-mail.

РЕДКОЛЛЕГИЯ

УДК 624.131.1

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

© 2012 г. И. И. Артемов*, Д. Ф. Орлов**

**«ЛенТИСИЗ, Набережная реки Фонтанки, 113 "А", Санкт-Петербург, 190031, Россия*
info@lentisiz.ru
***Санкт-Петербургский государственный университет,*
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034, Россия
geosoil@mail.ru

Далее следует краткая аннотация, в которой должны быть отражены основные результаты работы.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Бабкина Анастасия Евгеньевна – старший преподаватель кафедры грунтоведения и инженерной геологии Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург.

Богданов Евгений Николаевич – кандидат технических наук, главный геолог отдела инженерных изысканий ОАО «Трест геодезических работ и инженерных изысканий» («Трест ГРИИ»), Санкт-Петербург.

Дашко Регина Эдуардовна – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры гидрогеологии и инженерной геологии Национального минерально-сырьевого университета «Горный», Санкт-Петербург.

Зайончек Владимир Глебович – кандидат геолого-минералогических наук, доцент, заведующий кафедры грунтоведения и инженерной геологии геологического факультета Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург.

Иванов Иван Пенкович – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры гидрогеологии и инженерной геологии Национального минерально-сырьевого университета «Горный», Санкт-Петербург.

Корвет Надежда Григорьевна – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры грунтоведения и инженерной геологии Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург.

Осипов Виктор Иванович – доктор доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН, директор института геоэкологии им. Е.М.Сергеева РАН, Москва.

Поспехов Георгий Борисович – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры гидрогеологии и инженерной геологии Национального минерально-сырьевого университета «Горный», Санкт-Петербург.

Усов Вячеслав Александрович – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры грунтоведения и инженерной геологии Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург.

Сдано в набор: 18.11.2013. Подписано в печать: 09.12.2013. Формат бумаги: 60x88 1/8 Цифровая печать.
Тираж 100 экз.

Учредитель: Охотинское общество грунтоведов

Издатель: «Центр генетического грунтоведения»
190068, Санкт-Петербург, Лермонтовский пр., 7, лит. А

Отпечатано в типографии «СВЕН»