

А.Д.ФРОЛОВ

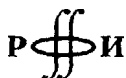
ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ И УПРУГИЕ СВОЙСТВА МЁРЗЛЫХ ПОРОД И ЛЬДОВ



А.Д.ФРОЛОВ

**ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ
И УПРУГИЕ СВОЙСТВА
МЁРЗЛЫХ ПОРОД И ЛЬДОВ**

ПУЩИНО • 1998



ИЗДАНИЕ ОСУЩЕСТВЛЕНО ПРИ ПОДДЕРЖКЕ
РОССИЙСКОГО ФОНДА ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОЕКТУ № 96-05-78144

Ф91

УДК 622.02:536.483:537

Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пущино. ОНТИ ПНЦ РАН. 1998. 515 с.

В книге описаны специфические особенности криогенных пород (льдов и мерзлых пород различного состава) как гетерогенных многофазных образований и проанализированы экспериментальные данные об их электрических и упругих свойствах. Особое внимание уделено выявлению закономерностей изменения этих свойств в зависимости от температуры криогенной породы, содержания в ней незамерзшей жидкой фазы, льдистости, литологии, частоты переменного электромагнитного поля и т.п. Рассмотрены взаимосвязи электрических, упругих, прочностных и других характеристик криогенных пород и показано преобладающее влияние на многие их физические свойства содержания жидкой фазы, льдистости и криогенной текстуры. Описаны физические основы электрометрических и акустических методов при исследовании и контроле состава и состояния криогенных пород, особенности распространения в них упругих и электромагнитных волн.

Книга представляет собой крупное обобщение в данной области физики криогенных пород и предназначена для научных и инженерно-технических работников – горняков, мерзлотоведов, инженеров-геологов, геофизиков, строителей и может быть полезна студентам горно-геологических и строительных специальностей.

ANATOLY D. FROLOV

**ELECTRIC AND ELASTIC
PROPERTIES OF FROZEN
EARTH MATERIALS**

Frolov A.D. Electric and Elastic Properties of Frozen Earth Materials. Pushchino. ONTI PSC RAS. 1998. 515 p.

In this book there are analysed and described the main features of frozen Earth materials (ices, snow, frozen soils and rocks of various compositions and structures) as heterogeneous multiphase formations. Many experimental data on their electric and elastic properties are presented and discussed. Particular emphasis are placed on the regularities of these properties changes as the functions of frozen material temperature, liquid phase contents, composition and dispersiveness of mineral matrices, salinity, frequency of electromagnetic fields etc. The interrelationships of electric, elastic, strength and other properties are considered and shown that the predominant effect upon this physical properties exert the liquid phase content and its spatial distribution, ice content and cryogenic structures and textures. The book covers the propagation characteristics of electromagnetic and stress waves, electroacoustic conversion and other phenomena in frozen Earth materials as well as electric and acoustic techniques for study and monitoring of their freezing kinetics, phase composition, temperatures of beginning and ending of freezing, strength, cryotexture and other fields, of application.

The book is a large generalization in this part of frozen Earth material physics and it intend for scientists and engineers in the field of geocryology, mining, engineer-geology, geophysics, glaciology, civil engineering etc. and also useful for the students of these profiles.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От автора	9
Введение	11
ГЛАВА I. Криогенные породы как многофазные поликристаллические среды	19
I.1. Общие сведения	19
I.2. Пространственная криогенная структура	26
I.3. Основные представления о фазовых превращениях воды и растворов	37
I.4. Жидкая фаза в криогенной среде	50
I.5. Специфика засоленных криогенных образований	70
I.6. Состав и строение (конституция) криогенных пород	83
ГЛАВА II. Электрическая и механическая релаксация гетерогенных сред в переменных полях	96
II.1. Исходные положения	96
II.2. Основные особенности гетерогенных многофазных сред	99
II.3. Параметры динамических электрических и механических свойств	102
II.4. Феноменологическая теория релаксации	108
II.5. Физическая модель мерзлой породы	118
ГЛАВА III. Электрические свойства	128
III.1. Физические основы	128
III.2. Электропроводность и поляризуемость в постоянном электрическом поле	142
III.3. Частотная дисперсия в переменных электромагнитных полях	157
III.4. Температурная зависимость	182
III.5. Зависимость от влажности и минерального состава	196
III.6. Характеристики процессов электрической релаксации	210
III.7. Засоленные криогенные породы	221
III.8. Двухфазные ледяные образования	262
ГЛАВА IV. Модули упругости	277
IV.1. Криогенные породы как упруго-вязкие среды	277

IV.2. Ледяные образования	289
IV.3. Мерзлые породы	301
IV.4. Засоленные и торфяные грунты	321
IV.5. О представительности динамических и статических модулей упругости мерзлых пород	328
ГЛАВА V. Методика и техника измерений	336
V.1. Подготовка образцов	336
V.2. Электрические свойства	342
V.3. Характеристики упругости	356
V.4. Электроакустический эффект	367
ГЛАВА VI. Физические основы электрических и сейсмоаку- стических методов исследования криогенных пород . . .	371
VI.1. Особенности распространения электромагнитных волн	371
VI.2. Закономерности распространения волн напряжений	396
VI.3. Взаимосвязи механических и электрических свойств	436
VI.4. Электроакустический эффект в мерзлой породе . . .	445
VI.5. Методы изучения кинетики промерзания и фазового состава	456
VI.6. Области применения и практическая значимость . .	480
Заключение	497
Значения наиболее часто встречающихся символов	499
Литература	501

CONTENTS

Foreword	9
Introduction	11
CHAPTER I. Cryogenic Materials as Multiphase Polycrystal Formations	19
I.1. General information	19
I.2. Spatial cryogenic structure	26
I.3. Water and solution phase transformations	37
I.4. Liquid phase in cryogenic media	50
I.5. Saline frozen earth materials particularities	70
I.6. Constitution of cryogenic formations	83
CHAPTER II. Electrical and Mechanical Relaxation of Heterogeneous Media in the Time Variable Fields	96
II.1. Founding principles	96
II.2. Heterogeneous multiphase media	99
II.3. Parametres of dynamic, electrical and mechanical properties	102
II.4. Phenomenological theory of relaxation	108
II.5. Physical model of frozen media	118
CHAPTER III. Electric Properties	128
III.1. Physical basises	128
III.2. Conductivity and polarizability	142
III.3. Frequency dispersion in time varying electromagnetic fields	157
III.4. Temperature dependencies	182
III.5. Mineral and water composition dependencies	196
III.6. Characteristics and parameters of electric relaxation phenomena	210
III.7. Saline cryogenic media	221
III.8. Two phase ice formations	262
CHAPTER IV. Moduli of Elasticity	277
IV.1. Cryogenic materials as elasto-viscous media	277
IV.2. Ice formations	289
IV.3. Frozen soils and rocks	301
IV.4. Saline and peat soils	321

IV.5. On the representativeness of dynamic and static moduli	328

CHAPTER V. Methods of Determining Electrical and Elastic Properties	336

V.1. Experimental preparation of frozen material samples	336
V.2. Electrical properties	342
V.3. Elastic properties	356
V.4. Electroacoustic effect	367

CHAPTER VI. Physical Bases of Electrometric and Seismic-Acoustic Techniques of Cryogenic Media Investigations	371

VI.1. Propagation characteristics of electromagnetic waves	371
VI.2. Regularities of stress waves propagation	396
VI.3. Interrelationships of mechanical and electrical properties	436
VI.4. Electroacoustic conversion in frozen soils	445
VI.5. Techniques to study of freezing kinetics and phase composition	456
VI.6. Main fields of application and practical significance	480

Conclusion	497

Nomenclature	499

Bibliography	501

Мерзлые породы и льды – неотъемлемые элементы природной среды, в которой мы живем. Для многих они представляются, с одной стороны, как нечто экзотическое, связанное лишь с полярными районами и высокими горами, а с другой – как что-то ординарное и не заслуживающее особого внимания, например, лед на реке и промерзшая почва зимой. Тем не менее более половины суши Земли покрыто этими образованиями, называемыми в последнее время обобщенно “криогенные породы”, интерес к которым со стороны ученых и инженеров возрастает.

Различные криогенные образования содержатся в природных условиях, по крайней мере в трех оболочках Земли: литосфере, гидросфере и атмосфере. Части этих оболочек являются составляющими *криосферы Земли*, основной признак которой – содержание воды в твердом состоянии, т.е. при температурах $t \leq 0^\circ\text{C}$. Границы криосферы Земли варьируют в соответствии с сезонными и более долговременными изменениями температуры.

Наука о криосфере Земли – *криология*. Ее главными объектами являются: атмосферные льды; наземное оледенение, снег, льды акваторий, изучаемые *гляциологией*; многолетняя и сезонная мерзлота, изучаемая *геокриологией* (*мерзловедением*). Таким образом, криология Земли объединяет эти две крупные науки.

Вопросы, рассматриваемые в настоящей книге, посвящены электрическим и упругим свойствам криогенных пород, т.е. практически всех криогенных образований, кроме атмосферного льда, и относятся к области науки, входящей в криологию Земли. Наибольшее внимание уделяется изучению мерзлых пород, которые в виде сплошных или прерывистых покровов занимают значительные части территорий России, Канады, США, стран Скандинавии и др.

Наука о мерзлых породах – мерзловедение, или геокриология сформировалась в России в конце 20-х гг. нашего столетия. Почти одновременно, благодаря усилиям русских ученых, а затем и ряда исследователей США и Канады в мерзловедении стало развиваться геофизическое направление. В последние десятилетия оно получило большое развитие и сформировалось в виде самостоятельной отрасли – *геофизики криолитозоны*, объединившей многие научные направления, в том числе и *физику криогенных пород*.

Опубликованная в 1976 г. книга “Электрические и упругие свойства криогенных пород” была первой попыткой обобщения результатов исследований в данной области. Настоящая книга как бы

второе издание, но выходит в свет более 20 лет спустя. Работа над книгой привела меня к необходимости переписать заново большую часть прежнего текста и существенно дополнить ее содержание не только в связи с развитием науки и появлением новых данных, но также из-за ряда изменившихся представлений и подходов в данной области. В итоге получилась, по существу, новая книга.

Надеюсь, что, как и первое издание, она будет интересна широкому кругу исследователей: геофизикам, мерзлотоведам, гляциологам, горнякам, инженерам-геологам, строителям, а также студентам горно-геологических, строительных и других специальностей, связанных с изучением и освоением обширных регионов криолитозоны и криосферы Земли в целом. Главная цель, которую я ставил перед собой: обосновать и изложить общий подход к пониманию природы и специфики электрических и упругих свойств криогенных пород и отразить современный уровень знания закономерностей их формирования, изменения и взаимосвязи. Ряд параграфов книги посвящен некоторым аспектам значимости этих свойств при решении прикладных задач.

Становление и развитие наших исследований электрических и упругих свойств криогенных образований оказалось возможным благодаря вниманию и поддержке моих учителей – известных ученых геофизиков и мерзлотоведов: А.И.Заборовского, В.А.Кудрявцева, Б.Н.Достовалова, А.Г.Тархова, память о которых навсегда останется в моей душе. Хочется сердечно поблагодарить моих учеников и коллег Б.В.Гусева, Ю.Д.Зыкова, С.Г.Семенову, И.В.Федюкина, Ю.Е.Слесаренко, А.С.Павлова и других, вместе с которыми мы плодотворно работали многие годы. Я благодарен С.С.Вялову, Б.А.Савельеву, А.А.Ананяну, А.Т.Акимову, В.П.Мельникову, Г.Я.Новику, Ю.И.Протасову, В.С.Ямшикову, М.Мэллору, В.Уиксу, П.Селлману, В.Таккеру, М.Аллару, М.Сегэну, Ж.Агирре-Пуенте, В.Гуду, Э.Брюну и многим другим за полезные и интересные научные дискуссии. Особую благодарность я хотел бы выразить моей жене Ольге, без огромной помощи и вдохновляющей поддержки которой я никогда не сумел бы завершить работу над рукописью и разобраться в море рисунков и литературных ссылок.

Издание книги оказалось возможным лишь при финансовой помощи РФФИ, за что я искренне благодарен.

Насколько все удалось – судить читателям, от которых автор готов с интересом и благодарностью принять любые предложения и критические замечания.

Москва, 1997 год

А.Фролов

Широкое распространение льдов и мерзлых пород обуславливает их значительное влияние на хозяйственную деятельность человека. Общая площадь многолетней мерзлоты – криолитозоны Земли – составляет около 25% суши, а в России она занимает примерно 65% территории, включая многие важнейшие горнорудные, нефтяные, угольные и другие районы разведки, разработки и добычи полезных ископаемых. Многолетняя мерзлота занимает более 50% территории Канады, и около 80% – Аляски. Она развита в Антарктиде и Гренландии, в странах Скандинавии, в ряде районов Китая, Монголии и даже на горе Килиманджаро в Африке. Единственный континент, где ее нет, – это Австралия. Еще шире распространена сезонная мерзлота, мощность которой обычно не превышает 2 м, но с ней связаны многие проблемы строительства и эксплуатации дорог, подземных коммуникаций и т.п. Сезонно-мерзлые грунты и почвы развиты в России и Канаде практически повсеместно и охватывают значительную часть территорий стран Европы, Северной Африки, США, Аргентины, Китая, Японии и т.д. (рис. 1). Широко распространены на Земле и ледяные образования: в первую очередь это многолетние ледники, затем подземные льды, льды водоемов (включая морские), снег. Общее количество природных льдов на Земле составляет около 30 млн. км³. Все вышеуказанное выдвигает изучение мерзлых пород и льдов в число важнейших мировых научно-практических проблем.

Мерзлые породы, лед, снег как феномен природы привлекают внимание человека на протяжении многих веков. Однако если снег, лед водоемов в холодное время года, ледники высоко в горах и т.п. воспринимались как естественное следствие климатических условий, то в отношении возникновения, эволюции и распространения мерзлых пород и подземных льдов длительное время не было ясности. Большой вклад в изучение мерзлых пород внесли русские ученые.

Еще М.В.Ломоносов в трактатах “О слоях земных” (1761 г.) сделал несколько теоретических предположений о природе образования “земли мерзлой”, о создании запасов холода и подземных льдов в толще Земли, о теплообмене между атмосферой и земной корой. Многие русские ученые – географы, горные инженеры и землепроходцы – в XVII–XIX вв. описывали отдельные проявления



Рис 1 Карта криогенных областей Земли по И.Я.Баранову 1 – многолетне
вы, 3 – зона кратковременного промерзания почвы

мерзлых пород, поверхностных и подземных льдов Сибири и ряда других районов России, а также Северной Америки.

Промышленное освоение северных районов и Сибири привело к значительному расширению исследований многолетнемерзлых пород в России во второй половине XIX и начале XX в. Развитие горного дела, строительство Транссибирской железнодорожной магистрали и крупных сооружений в Сибири показали необходимость всестороннего изучения мерзлых пород. Известные русские геологи и географы того времени – И.В.Мушкетов, В.А.Обручев, А.И.Воейков, В.И.Вернадский – в своих трудах уделяли мерзлым породам все большее внимание. Инициатором и вдохновителем планомерного развития комплексного изучения мерзлоты был выдающийся ученый М.И.Сумгин, под руководством которого возникла и развилась новая наука – **мерзлотоведение** – и сформировалась школа советских мерзлотоведов. По его инициативе в 1929 г. в Ака-



мерзлые породы и ледники; 2 – зона систематического сезонного промерзания поч-

демии наук СССР была образована Постоянная комиссия по изучению вечной мерзлоты под председательством академика В.А.Обручева, на базе которой в 1939 г. организован Институт мерзлотоведения АН СССР, ставший всесоюзным научным центром по исследованию мерзлоты. К 1940 г. в СССР издано три основополагающих труда, содержащих обобщенные данные о распространении и развитии мерзлых пород и льдов, закономерностях их формирования и поведения под нагрузкой. Это книги: “Общее мерзлотоведение” коллектива авторов во главе с М.И.Сумгиным, “Лед. Свойства, возникновение и исчезновение льда” Б.П.Вейнберга и “Основания механики мерзлых грунтов” Н.А.Цытовича и М.И.Сумгина.

К этому времени был также завершен первый этап опробования, адаптации и применения геофизических методов для изучения мерзлых толщ и льдов. Наибольшее развитие получили методы

электроразведки на постоянном и переменном токе (А.А.Петровский, А.Т.Акимов, Б.Н.Достовалов, Б.С.Эненштейн, Л.А.Добровольский, К.П.Козин и др.), а также были опробованы различные модификации сейсмических методов (Е.А.Коридалин, В.Ф.Бончковский, Ю.В.Ризниченко, Д.В.Левин, И.И.Гурвич и др.).

После Великой Отечественной войны мерзлотоведение (геокриология) в России продолжает быстро развиваться благодаря большой работе известных ученых в этой области: Н.А.Цытовича, В.А.Кудрявцева, П.Ф.Швецова, П.И.Мельникова, С.П.Качурина, Б.Н.Достовалова, Н.И.Толстихина, И.Я.Баранова, П.А.Шумского, Б.А.Савельева, С.С.Вялова, А.И.Попова и др.

Изучение специфики мерзлых пород и льдов необходимо при решении многих практических задач разведки и разработки месторождений полезных ископаемых, строительства промышленных, гидротехнических, гражданских и других объектов, коммуникаций, трубопроводов, подземных хранилищ сжиженных газов, проходке стволов шахт способом искусственного замораживания окружающих пород, борьбе с обмерзанием различных объектов и т.д. Весьма важное значение имеет решение задач геокриологии в процессе строительства и эксплуатации Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, железных дорог в Якутии, на полуострове Ямал и в других северных районах. Таким образом, достижения геокриологии вносят существенный вклад в развитие производительных сил и в индустриальное освоение огромных регионов.

Наряду с решением важнейших проблем регионального распространения и закономерностей формирования криогенных пород, тепловой мелиорации, инженерного, агробиологического мерзлото-ведения возникло направление исследования *физических свойств мерзлых пород и разработки физических методов их изучения.*

Следует отметить, что последнее направление, находящееся на стыке физики, химии, геофизики, петрофизики, геокриологии и гляциологии, к настоящему времени получило значительное развитие и включает в себя проблемы формирования физических свойств мерзлых пород и льдов в процессе их образования и эволюции. Экспериментальные и теоретические исследования в этой области позволили установить многие закономерности формирования и изменения фазового состава, различных физических (реологических, прочностных, упругих, тепловых, электрических и других) свойств, протекания физико-химических процессов и явлений в мерзлых средах в зависимости от их генезиса, состава, строения, температуры, напряженного состояния и т.п.

Таким образом, к настоящему времени заложены основы новой отрасли науки — *физики криогенных пород*, т.е. мерзлых пород и различных видов ледяных образований. Она является, с одной стороны, частью геофизики криолитозоны или шире — криосферы Земли, т.е. геокриологии и гляциологии, а с другой — частью физики горных пород и грунтов. Эта отрасль тесно связана с физикой

твёрдого тела, физической химией, физико-химической механикой и рядом других наук.

Значительные исследования в области физики криогенных пород, в особенности льдов, выполнены учеными России, США, Канады, Японии, Франции, Германии и других стран, интерес которых к физике криогенных пород возрастает, а фронт их изучения расширяется. Проводимые международные конференции по мерзлотоведению помогают в обмене информацией и планировании дальнейших исследований. К настоящему времени их состоялось семь: I – 1963 г. (Вашингтон), II – 1973 г. (Якутск), затем (через каждые пять лет): III – 1978 г. (Эдмонтон), IV – 1983 г. (Фэрбэнкс), V – 1988 г. (Трондхейм), VI – 1993 г. (Пекин), VII – 1998 г. (Канада).

Физика криогенных пород как отрасль науки, по-видимому, будет иметь все возрастающее число прикладных направлений, в особенности в области адаптации и применения известных и разработки новых геофизических методов и аппаратуры для изучения распространения, залегания, состояния, состава и свойств криогенных пород и происходящих в них процессов. Так, уже выполнены большие исследования по физическому обоснованию и практическому применению различных методов электроразведки при изучении распространения и залегания толщ мерзлых пород и льдов (А.Т.Акимов, Б.Н.Достовалов, В.В.Богородский, А.Н.Боголюбов, В.П.Добровольский, Ю.Я.Мачерет, В.П.Мельников, Ю.А.Ним, А.М.Снегирев, А.Д.Фролов, В.С.Якупов, Х.Кенен, М.Сегэн, П.Селлман, С.Аркон, П.Андрэ и др.); сейсмоакустических методов исследования строения, состава и состояния криогенных пород (А.Т.Акимов, В.В.Богородский, А.Д.Фролов, П.Н.Тютюнник, Ю.Д.Зыков, О.К.Воронков, Н.Н.Горяинов, О.В.Павлов, В.И.Джурик, А.Г.Скворцов, Ч.Каплар, Г.Мюллер, Ч.Бентли, Х.Кёнен, Е.Накано, П.Курфюрст, Д.Хантер и др.); физических методов изучения и контроля фазового состава и протекания физико-химических процессов в криогенных породах (Н.А.Цытович, З.А.Нерсесова, Б.Н.Достовалов, Б.А.Савельев, А.А.Ананян, В.Н.Квливицдзе, А.В.Краснушкин, Э.Д.Ершов, Б.В.Гусев, А.Д.Фролов, Л.В.Чистотинов, Д.Андерсон, В.Уикс, П.Хоекстра, А.Тайс, Э.Паундер, К.Фуджино, Н.Маено, Ж.Агирре-Пуенте, В.Амбах, А.Денот, Дж.Марион, С.Грант, М.Тиури и др.); термодинамики, тепловых свойств криогенных пород и теплового режима их толщ (В.А.Кудрявцев, А.А.Ананян, Б.А.Савельев, И.А.Зотиков, А.В.Павлов, Н.С.Иванов, В.Т.Балобаев, Э.Д.Ершов, С.Е.Гречищев, Л.Н.Хрусталева, Г.А.Перлыштейн, Р.И.Гаврильев, В.Н.Девяткин, Я.А.Кроник, Г.П.Бровка, Э.А.Бондарев, И.А.Комаров, В.Лунардینی, Дж. Зарлинг, С.Фукусако, К.Ченг, П.Вильямс, У.Патерсон, Т.Остеркамп и др.).

Весьма важным направлением физики криогенных пород является всестороннее исследование структуры и термодинамических условий формирования льда и снега, в том числе вблизи поверхностей твёрдых тел, и в связи с этим разработка физики когезии

и адгезии криогенных образований. Работы, выполненные в этом направлении (Б.А.Савельев, К.Ф.Войтковский, В.В.Лавров, В.Н.Голубев, И.А.Тютюнов, В.В.Рогов, В.И.Соломатин, В.Дрост-Хансен, Д.Андерсон, В.Уикс, З.Июшида, Т.Табата, Г.Вакахама, В.Гуд, Г.Гублер и др.), свидетельствуют о значительной сложности приконтактных явлений и структур, большом своеобразии формирования структуры снега и льда, особенно вблизи поверхности инородных твердых тел, а также морских и соленых льдов.

Одна из основных проблем физики криогенных пород – выяснение природы, строения и свойств воды в тонкодисперсных грунтах и ее фазовых переходов. Решение этой проблемы весьма сложно, так как прямых экспериментальных методов исследования связанной воды практически нет. В теоретических представлениях по данному вопросу нередко дается противоречивая интерпретация результатов косвенных экспериментов. Работы Б.В.Дерягина, Н.В.Чураева, В.Ф.Киселева, Б.Н.Достовалова, А.А.Ананяна, Н.А.Цытовича, Б.А.Савельева, И.А.Тютюнова, Р.И.Злочевской, В.Я.Антонченко, В.А.Королева, Д.Андерсона, П.Лоу, Дж.Мариона и других свидетельствуют о необходимости привлечения к решению данной проблемы новых физических методов и расширения целенаправленных комплексных экспериментов по изучению свойств и состояния воды и растворов в тонкодисперсных средах и криогенных породах.

Достижения физики криогенных пород и накопленные данные об их физических свойствах необходимо внедрять в практику горно-геологических, изыскательских, строительных и других работ, а также при экологических исследованиях в криолитозоне.

В связи с этим, на наш взгляд, целесообразно рассмотреть вопрос: что же следует относить к физическим свойствам? Понятие физическое свойство среды является одним из основных и широко применяемых, однако до настоящего времени нет достаточной строгости и единства в подходе к ответу на поставленный вопрос.

В соответствии с основными представлениями физики твердого тела, *физические свойства – это параметры, устанавливающие функциональную (причинно-следственную) связь между характеристиками воздействующего физического поля и реакцией (или влиянием) данного материала (среды) на это воздействие.* Примерами типичных физических свойств являются: *удельная электропроводность*, определяющая связь между напряженностью приложенного электрического поля и плотностью тока в данном материале; *диэлектрическая проницаемость*, устанавливающая соотношение между напряженностью приложенного электрического поля и электрическим смещением (индукцией) в материале; *теплоемкость*, характеризующая связь между приращением количества тепла и изменением температуры (внутренней энергии) данного тела; *плотность*, представляющая собой массовую характеристику единицы объема материала в поле гравитации; *модуль упругости*, дающий соотношение между де-

формацией и механическим напряжением в данном материале; коэффициент теплового расширения; магнитная восприимчивость (проницаемость); коэффициент вязкости; пьезоэлектрический модуль и т.п.

К сожалению, во многих работах по горно-геологическим наукам, гидротехнике, строительству и других к физическим свойствам наряду с вышеуказанными относят самые различные характеристики пород, например: влажность, засоленность, льдистость, выветренность, гранулометрический состав, набухаемость, водопроницаемость, просадочность, буримость, дробимость, скорость распространения упругих волн и т.д. Практическая значимость и необходимость определения упомянутых характеристик пород несомненны, но даже одно перечисление иллюстрирует их разнородность. Поэтому мы считаем необходимым акцентировать внимание исследователей и инженеров на целесообразности упорядочения применяемой терминологии и введении единых представлений о свойствах и характеристиках пород, выделяя их в более однородные группы. Например, можно выделять следующие группы свойств пород:

- 1) физические свойства;
- 2) характеристики состава;
- 3) характеристики строения и состояния;
- 4) физико-технические свойства;
- 5) характеристики технологических и других процессов.

В соответствии с этой классификацией к собственно физическим свойствам следует относить лишь те, которые согласуются с приведенными выше понятиями физики твердого тела. Вторая и третья группы достаточно ясны из названий. К четвертой группе, по-видимому, следует отнести инженерно-геологические, строительные и другие характеристики пород и грунтов; к пятой — характеристики, определяющие эффективность работы различных машин и механизмов при разрушении и испытании пород, параметры распространения упругих и электромагнитных волн, различных сигналов и др. Безусловно, между многими свойствами разных групп имеется взаимосвязь, так как все они в той или иной мере определяются строением, составом и состоянием среды как поликристаллической или коллоидной многофазной системы. Последнее является основой для разработки и применения различных физических методов с целью определения необходимых характеристик материалов, способов воздействия на них, направленного формирования их свойств, контроля состояния и его изменения в процессе того или иного воздействия.

Мы не претендуем на законченность предложенной классификации свойств пород и грунтов, но считаем целесообразным подчеркнуть различия между выделенными группами, так как каждая из них базируется на разном подходе к описанию объекта и учету механизмов процессов и явлений, происходящих в среде. Систематизация и упорядочение представлений о физических свойствах пород будут содействовать правильному решению проблемы уста-

новления взаимосвязи (функциональной или стохастической) между различными характеристиками пород, более строгой постановке экспериментов, более ясному пониманию целей и возможностей отдельных исследований, а также способов описания и практической значимости тех или иных свойств пород.

Настоящая монография посвящена вопросам, связанным с закономерностями формирования и изменения упругих и электрических свойств криогенных пород, т.е. с физическими основами сейсмоакустических и электрометрических методов исследования их состава, строения и состояния. Эти методы применяются при различных полевых и лабораторных исследованиях криогенных пород. Широкие перспективы применения этих методов открываются при создании средств и систем технологического, инспекционного, аварийного, экологического и других видов контроля за состоянием и изменением криогенных толщ в процессе строительства и эксплуатации горнотехнических, энергетических, промышленных и других объектов, т.е. различных видов геофизического мониторинга.

Весьма актуальным в настоящее время является обоснование и развитие эколого-геофизического мониторинга криолитозоны в связи с проблемами глобального изменения климата Земли и антропогенного прессинга. Имеющиеся данные свидетельствуют о высокой чувствительности физических свойств (в особенности упругих и электрических) мерзлых пород, льдов и снега к небольшим вариациям температуры, механических напряжений и других характеристик изменения состояния среды.

Специфику различных по составу криогенных пород и закономерности формирования их физических свойств в значительной мере обуславливают особенности протекания фазовых переходов жидкое-твердое состояние воды (раствора). В связи с этим в первой главе рассмотрены также основные представления об этих превращениях и сопровождающих их процессах.

Глава I

КРИОГЕННЫЕ ПОРОДЫ КАК МНОГОФАЗНЫЕ ПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СРЕДЫ

1.1. Общие сведения

Возможность существования воды на Земле сразу в трех состояниях: жидком, твердом и газообразном – обусловлена прежде всего расстоянием нашей планеты относительно Солнца, что обеспечивает соответствующий термический режим. Увеличение среднего расстояния до Солнца всего на 1% привело бы к падению температуры на поверхности Земли до -90°C и полному ее покрытию льдом и снегом. Приближение Земли к Солнцу на 5÷6% современного среднего расстояния вызвало бы сильное разогревание ее.

Другим важнейшим фактором, влияющим на тепловой баланс и климат Земли, является атмосфера и в первую очередь ее прозрачность (содержание пыли и других аэрозолей), а также концентрация CO_2 . Повышение в атмосфере содержания пыли приведет к глобальному похолоданию климата, так как возникает экранирование солнечной радиации. Причиной этого могут быть крупные вулканические извержения, прохождение нашей Галактики через пылевые межзвездные “облака”, а также гигантские пожары в случае ядерной войны. Повышение концентрации CO_2 в атмосфере в результате хозяйственной деятельности человечества увеличивает “парниковый эффект” и грозит в ближайшие десятилетия глобальным потеплением климата на Земле, что может привести к катастрофам, связанным с быстрым таянием ледников и “вечной мерзлоты”.

Следующие важнейшие факторы, определяющие тепловой режим на поверхности Земли, – ее отражательная способность (альбедо), излучательная способность как нагретого тела и расход тепла при испарении воды. Все эти характеристики существенно различны для основных видов поверхности: суши и воды. Но и в пределах каждого из них имеется большое многообразие в значениях трех вышеупомянутых характеристик. Так, например, наибольшее альбедо солнечной радиации у свежеснежного покрова – до 95%, среднее альбедо водных поверхностей ~10% и т.д. Величина радиаци-

онного теплового баланса имеет четко выраженную высотную и широтную зональность. Так, выше снеговой линии его годовая величина близка к нулю, в Центральной Арктике – чуть выше нуля, в Антарктиде – отрицательная, на экваторе – максимальная. Однако это лишь общие глобальные закономерности, от которых имеются значительные отклонения. В Северном полушарии самые холодные места соответствуют не Северному полюсу, а находятся гораздо южнее – в Центральной Якутии (Оймякон, Верхоянск). Здесь морозы зимой достигают $-65 \div -70^\circ\text{C}$, а среднегодовая температура около -16°C . Эти места – своеобразный полюс холода в Северном полушарии. Отрицательные температурные аномалии в Центральной Якутии достигают $-20 \div -25^\circ\text{C}$. Подобная отрицательная аномалия порядка -15°C имеется в Северной Америке с центром в районе Гудзонова залива. Отрицательная аномалия характерна и для Гренландии. Здесь температуры на $8-10^\circ\text{C}$ ниже средних широтных.

В Южном полушарии столь существенных аномалий нет, а полюс холода близок к Южному полюсу и находится в районе научной станции “Восток”, где температура воздуха зимой достигала -89°C (июль 1983 г.), а среднегодовая $-55,4^\circ\text{C}$. Максимальная температура, зарегистрированная в этом месте, была $-13,6^\circ\text{C}$ (январь 1974 г.). В целом Антарктида значительно холоднее Арктики, причина этого – отепляющее влияние Северного Ледовитого океана.

С океанами связаны значительные температурные аномалии ввиду их тепловой инерции, обусловленной большой теплоемкостью воды. В целом Мировой океан теплее суши на несколько градусов, среднегодовая температура его поверхности около $+17,5^\circ\text{C}$. Для Тихого океана температура $+19,4^\circ\text{C}$ – самая высокая, а для Северного Ледовитого океана $+0,75^\circ\text{C}$ – самая низкая.

С удалением от экватора к полюсу среднегодовые температуры воздуха понижаются в Северном полушарии на 46°C ($0,51^\circ\text{C}$ на градус широты), а в Южном полушарии на 62°C ($0,69^\circ\text{C}$ на градус широты). С увеличением широты возрастает периодическая сезонная (зима–лето) разница температур. Имеются и непериодические колебания температуры, связанные с циркуляцией атмосферы, которые особенно заметно проявляются в средних и высоких широтах. С этими колебаниями связаны похолодания и потепления, резко отличающиеся от длительных среднестатистических состояний климата в данном месте. Рассмотренное – лишь главные черты теплового режима Земли. Заметную роль в тепловом балансе вблизи поверхности Земли играет теплота фазовых переходов вода–лед–лед (снег)–пар и ряд других факторов, однако общая картина при этом сильно не меняется.

Таким образом, тепловой режим и климат таковы, что на Земле твердая фаза воды – лед – является неотъемлемым и постоянно существующим компонентом Природы. Он широко распространен в атмосфере, на поверхности Земли и в верхних слоях ее литосферы (в почвах, грунтах и скальных породах). Поэтому выделяют особую

оболочку Земли – криосферу, в которой существует лед. Криосфера Земли включает в себя части атмосферы, гидросферы и литосферы с нулевой или отрицательной температурой, которые динамичны во времени и пространстве в связи с тем, что лед находится часто в условиях вблизи температуры фазового перехода. По-видимому, криосфера существовала на протяжении всей геологической истории Земли, достигая максимального развития в периоды глобальных похолоданий, обуславливавших широкое распространение покровных оледенений и толщ мерзлых пород. Криосфера Земли оказывает существенное влияние на жизнь и деятельность человечества, и изучение ее специфики является весьма важной научной проблемой, имеющей множество инженерных, биологических, геологических, экологических, хозяйственных и других приложений. Наиболее значимой для хозяйственной деятельности человека частью криосферы Земли является криолитозона, т.е. верхняя часть литосферы, содержащая мерзлые породы и подземные льды, а также снег и лед на поверхности суши и воды. Все эти порожденные холодом земные материалы, несмотря на отличия, имеют много общих черт и особенностей как поликристаллические среды, содержащие лед, и могут рассматриваться с единых позиций как криогенные породы, т.е. особый вид геологических образований.

Криогенные породы – это природные образования, возникающие вследствие замерзания воды или водных растворов на поверхности Земли и в земной коре. Необходимым условием возникновения и эволюции криогенных пород при давлении, близком к атмосферному, является температура ниже 0°C от сотых долей градуса до нескольких градусов, в зависимости от состава и концентрации замерзающих растворов.

Отличительным признаком криогенных образований, обуславливающим их специфику, является наличие в них кристаллической (лед) и жидкой фаз H_2O , которая содержится главным образом в граничных зонах между частицами твердой фазы породы. Другие горные породы в подобном физическом состоянии, с частичным подплавлением одного (или нескольких) из породообразующих минералов, могут оказаться только в условиях высоких давлений и температур, которые имеют место в нижних частях земной коры и в верхней мантии.

Криогенные породы подразделяются на две основные группы:

- 1) **ледяные образования**, являющиеся часто практически мономинеральными породами: снег, фирн, льды ледников, ледяные покровы открытых акваторий, а также наледи и подземные льды;
- 2) **мерзлые горные породы**, содержащие лед как один из породообразующих минералов и представляющие собой полиминеральные, гетерогенные геологические образования.

Ледяные образования, возникающие и содержащиеся в атмосфере, не могут быть отнесены к криогенным породам до тех пор, пока они не станут составной частью земной коры.

Существует еще одна группа криогенных образований, которая

имеет большое практическое значение, однако по генетическим признакам ее отнести к криогенным породам все же нельзя. Это ледяные тела, возникающие при обледенении объектов и конструкций, созданных человеком: мачт, башен, линий электропередач, антенных систем, движущихся объектов (самолетов, судов и т.п.), а также ледогрунтовые образования, возникающие в результате обмерзания экскаваторов и других горных машин, смерзания отбитой породы в рудоспусках рудников, расположенных в северных и высокогорных районах. Строение, состав и свойства этих образований в значительной степени вызваны дополнительными термодинамическими условиями, связанными с конструктивными особенностями, режимом работы, динамикой движения обмерзающих объектов и другими факторами, усложняющими процесс их формирования. Эта группа криогенных образований представляет собой объект самостоятельных исследований [38–40, 98, 113, 141, 142 и др.].

Генезис, образование и эволюция криогенных пород могут быть рассмотрены с позиций общих геолого-петрографических закономерностей формирования горных пород.

Так, среди **мономинеральных ледяных образований** можно выделить по аналогии с остальными горными породами следующие основные типы:

- *конгеляционные льды*, образующиеся в результате замерзания воды и растворов, т.е. расплава H_2O (аналог магматических пород);

- *“осадочные” льды*, возникающие из парообразной и капельно-жидкой фаз, снег, град, иней и т.п.;

- *метаморфические льды*, например, ледниковые.

Выполнено значительное число работ, посвященных детальному геолого-петрографическому изучению и классификации ледяных образований. В первую очередь это работы Б.П.Вейнберга, П.А.Шумского, Б.А.Савельева, В.Н.Голубева и др. Каждый тип ледяных образований, выделенный по генетическому признаку, характеризуется своими структурно-текстурными особенностями, содержанием и распределением жидкой фазы, а следовательно, и физико-механическими свойствами при одинаковых термодинамических условиях. В пределах каждого типа выделяют ряд классов, видов и разновидностей льдов.

Среди ледяных образований по специфике строения и состава (а следовательно, и свойств) выделяются *морские льды*, содержащие незамерзший рассол. Изучению их петрографии, состава, динамики и других свойств посвящены многие исследования В.Уикса, Б.А.Савельева, У.Кингери, В.Л.Цурикова, Е.Паундера, Н.Черепанова, В.Таккера, А.Гоу, С.Эккли и др. [108, 121, 122, 170, 237, 255, 297 и др.].

Вторая группа криогенных пород – *мерзлые горные породы* – представляет собой наиболее важный объект при решении многих

горно-геологических, строительных и других практических задач в районах с суровым климатом.

Н.А.Цытович дает следующее определение, которое, хотя и нуждается в уточнении (см. п. 1.2), является общепринятым в мерзловедении: "Мерзлыми породами, грунтами, почвами называются влагосодержащие породы, грунты, почвы, имеющие отрицательную или нулевую температуру, в которых хотя бы часть воды перешла в кристаллическое состояние" [171].

Мерзлые горные породы классифицируют по времени существования на: кратковременномерзлые (часы, сутки), сезонно-мерзлые (месяцы) и многолетнемерзлые ("вечная мерзлота") и по их генезису. При этом выделяют следующие многолетнемерзлые породы:

- *сингенетические*, т.е. накапливавшиеся и промерзавшие в одно геологическое время;

- *эпигенетические* - промерзавшие после накопления и формирования толщи пород.

С генетическими типами, литологией, условиями залегания и температурным режимом тесно связаны структурно-текстурные особенности мерзлой породы и ее фазовый состав, являющиеся определяющими при изучении физико-механических свойств пород. Глубина промерзания зависит от ряда условий, в том числе и от длительности охлаждения. Поэтому мощность сезонно-мерзлых пород обычно составляет всего десятки сантиметров или первые метры, а мощность многолетнемерзлых пород достигает многих сотен метров, увеличиваясь с понижением среднегодовых температур. Сезонно-мерзлые породы обычно представляют собой непрерывные по вертикали слои, верхняя поверхность которых совпадает с земной поверхностью. Слой у поверхности Земли, который летом оттаивает, а зимой промерзает, часто называют *деятельным слоем*.

Верхняя граница многолетнемерзлых пород может находиться на различной глубине в зависимости от интенсивности сезонного и многолетнего оттаивания. В связи с этим выделяют *сливающиеся* и *неливающиеся* многолетнемерзлые толщи. В последнем случае верхняя граница мерзлой толщи залегает ниже подошвы слоя сезонного оттаивания и промерзания. Встречаются также *слоистые* многолетнемерзлые толщи, разделенные прослоями талых пород.

Следует отметить, что непрерывность мерзлых толщ по простиранию (зона *сплошной мерзлоты*) наблюдается только в северных районах (рис. 2), но и там под большими реками, озерами и в местах усиленной циркуляции подземных вод имеются участки с глубоким, стабильным во времени протаиванием - *талики*. Выделяют несквозные, сквозные и замкнутые талики, причем последние могут иметь как многолетнемерзлую подошву, так и кровлю. Встречается много таликов и негидрогенного происхождения, например, на водоразделах и склонах гор южной экспозиции, в карстовых массивах, в местах устойчивых снежных надувов, под ледниками и т.д. Известны талики, приуроченные к участкам возгорания углей и к сульфидным месторождениям, образовавшиеся за счет тепла

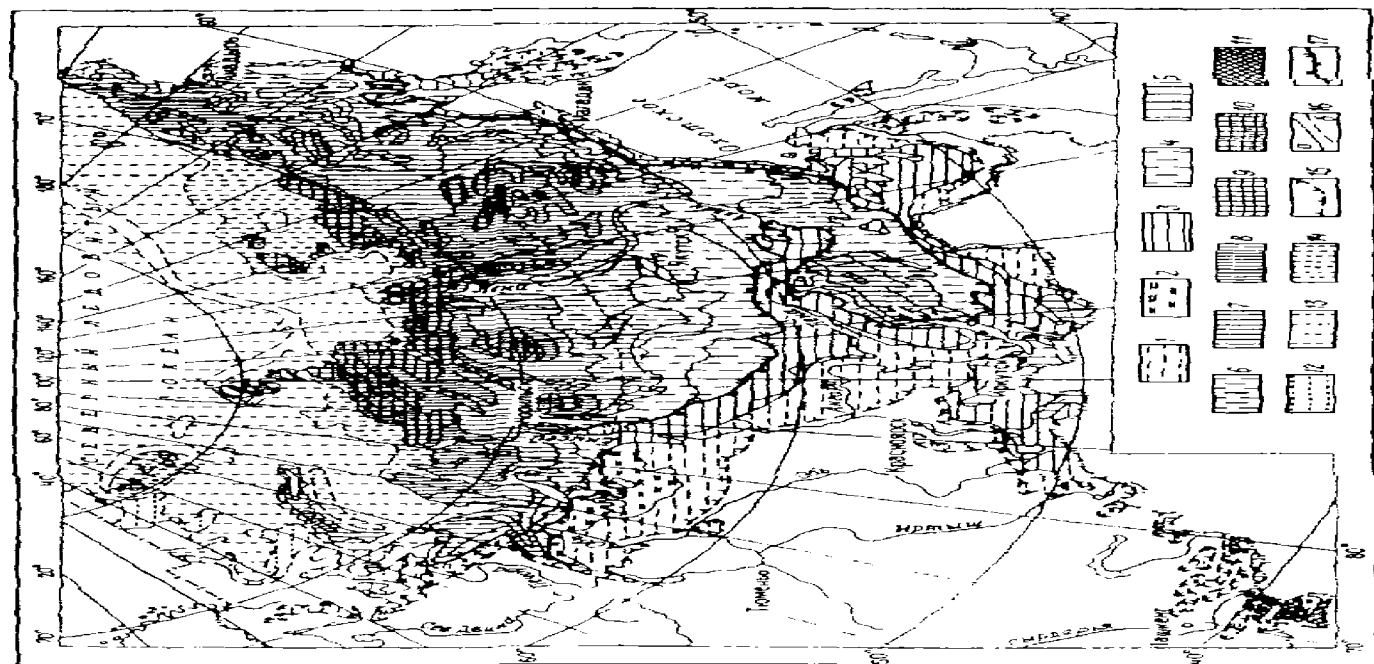


Рис. 2. Карта распространения и среднегодовых температур ($^{\circ}\text{C}$) криолитозоны бывшего СССР [К.А.Кондратьева, Э.Д.Ершов и др.].

Субарктическая и субгляциальная области. Распространение мерзлых пород в южной геокриологической зоне: 1 – редкоостровное (от $+2$ до $-0,5$); 2 – островное и массивно-островное (от $+2$ до -2); 3 – прерывистое (от $+0,5$ до -2). Северная геокриологическая зона со сплошным распространением мерзлых пород: 4 – от $-0,5$ до -3 ; 5 – от $-0,5$ до -5 ; 6 – от -2 до -5 ; 7 – от -4 до -9 ; 8 – от -7 до -9 ; 9 – от -9 до -11 ; 10 – > -11 ; 11 – от -1 до -13 . **Субмаринная область:** 12 – островное и прерывистое распространение пород с криопэгами (от $0,5$ до -2); 13–14 – сплошное распространение мерзлых пород с криопэгами (13: от $-0,5$ до -2 ; 14: от -1 до -3). Границы: 15 – южная граница распространения мерзлых пород; 16 – геотемпературных зон – субарктических (а) и субмаринных (б); 17 – северной и южной геокриологических зон

экзотермических реакций окисления, а также техногенные талики. Естественно, что количество, площадь и глубина таликов возрастают в направлении к южной границе распространения многолетнемерзлых пород, при этом постепенно наблюдается переход от зоны сплошной мерзлоты к прерывистой, а затем к зоне островной мерзлоты, т.е. к наличию отдельных мерзлых массивов – островов среди талых пород. Последнее в определенной мере осложняет установление южной границы многолетнемерзлых пород. Мощность многолетнемерзлой толщи в северных районах достигает $500\text{--}700$ м, а в отдельных местах – $1000\text{--}1500$ м (например, в Центральной Сибири).

Важнейшим параметром состояния мерзлых пород является их температура. В верхних слоях она испытывает колебательные изменения в течение года. На глубине подошвы слоя годовых колебаний ($\sim 15\text{--}20$ м) температура мерзлой толщи практически постоянна и ее величину считают среднегодовой температурой пород – $t_{\text{ср}}$. Величина $t_{\text{ср}}$ в области распространения многолетней мерзлоты находится обычно в диапазоне $0\text{--}-10^{\circ}\text{C}$. Например, в Воркуте $t_{\text{ср}} = -1\text{--}-1,5^{\circ}\text{C}$, в Мирном -6°C , в Айхале $-7,4^{\circ}\text{C}$ и т.д. Ниже подошвы годовых колебаний температура мерзлой толщи повышается (часто по закону, близкому к линейному), достигая 0°C у подошвы криолитозоны. Однако мощность мерзлой толщи не всегда совпадает с мощностью зоны отрицательных температур в верхней части земной коры и может быть меньше последней на десятки и сотни метров, если имеются породы, насыщенные минерализованными водами. В этих случаях под мерзлой толщей залегают криопэги, т.е. насыщенные растворами породы, не содержащие льда при отрицательной температуре.

Температурное поле в условиях мерзлой зоны часто находится в нестационарном состоянии, следствием чего является сильно растянутая геотермическая ступень. Установлено, например, что в районе г.Салехарда в интервале глубины $20\text{--}240$ м температура мерзлой толщи понижается всего от $-0,2$ до $-0,5^{\circ}\text{C}$. Подобные ситуации

зафиксированы и в других районах. Так, в недрах Сибирской платформы, в зоне наибольших мощностей мерзлой толщи, зарегистрированы температурные градиенты порядка $0,1 \div 0,5^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ и малые плотности теплового потока [82]. Таким образом, данные о распределении отрицательных температур по глубине не всегда позволяют определить мощность мерзлой толщи, что создает дополнительные сложности при изучении мерзлотно-геологических разрезов. Основные принципы и результаты мерзлотно-геологических исследований изложены в работах [58, 82, 91, 109 и др.].

Формирование криогенных пород, многообразие их форм и свойств, а также значительная изменчивость последних определяются главным образом условиями и кинетикой фазовых переходов вода-лед как при возникновении криогенных образований, так и в процессе их эволюции. Поэтому необходимо хотя бы кратко остановиться на особенностях этих фазовых переходов, а также на строении и составе криогенных пород, формирующихся при определенных термодинамических условиях. Ниже приводятся некоторые обобщенные сведения с учетом новейших результатов экспериментальных и теоретических исследований, причем основное внимание уделяется качественной, физической стороне процессов и явлений.

1.2. Пространственная криогенная структура

Криогенные породы — новые поликристаллические тела, возникающие в процессе замерзания воды и водных растворов (как в свободном объеме, так и в пористых, трещиноватых средах), должны характеризоваться своеобразным типом *пространственных структур*. Имеется большое число работ по структурно-петрографическим исследованиям льдов и мерзлых пород различного состава, в которых описано и классифицировано множество структурных и текстурных особенностей криогенных образований.

Результаты выполненных исследований свидетельствуют, что криогенные породы, за редким исключением, представляют собой весьма сложные многокомпонентные и многофазные физико-химические системы, формирующиеся в значительных интервалах вариаций термодинамических параметров их состояния. Взаимодействие компонентов и фаз в этих средах осуществляется посредством поверхностных (межповерхностных) сил различных видов (дипольные, ионные, ван-дер-ваальсовы, валентные и их комбинации), часто через сложные многослойные граничные переходные зоны, содержащие в общем случае жидкие, жидкообразные, твердообразные и твердые слои. Такого рода взаимодействия между элементами среды принято называть *структурными связями*. Различные по энергии (силе сцепления) структурные связи возникают и трансформируются в процессе образования криогенной породы и ее последующей эволюции. Причем важнейшим фактором, определяю-

щим формирование структурных связей, являются типы контактов, т.е. размеры, форма и состав областей сближения частиц среды. Большое многообразие криогенных пород обуславливает огромный объем информации о многочисленных деталях их строения, составе и свойствах, накопленный геокриологией и гляциологией [58–61, 80, 82, 91, 92, 109 и др.], который трудно освоить специалистам в смежных областях. Поэтому нам представляется необходимым развитие обобщенного подхода.

Формирование любой мерзлой породы или поликристаллического льда – это прежде всего процесс возникновения и развития новой пространственной криогенной структуры, обусловленной образованием и определенным распределением в объеме твердой фазы H_2O и в связи с этим новых контактов и структурных связей между частицами среды. В результате образуются природные гетерогенные и многофазные твердые среды (материалы) с новыми свойствами, которые определяются спецификой своей пространственной структуры.

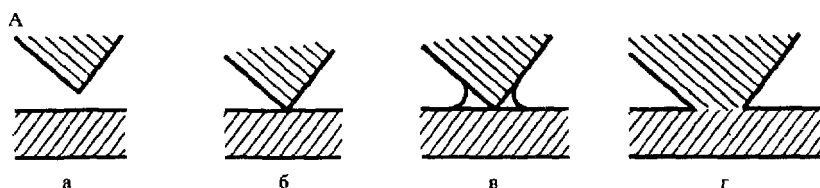
Для анализа и описания общих закономерностей формирования пространственных криогенных структур целесообразно и плодотворно воспользоваться основными положениями физико-химической механики, разработанной П.А.Резиндером и его школой [111, 181, 182]. С позиций этой науки любые реальные гетерогенные твердые тела представляют собой своеобразные коллоидные пространственные структуры, которые подразделяют на два основных типа: коагуляционные, возникающие при сцеплении частиц дисперсной среды через прослойки жидкой фазы; кристаллизационно-конденсационные, образующиеся в результате непосредственного срастания, спекания частиц (зерен, кристаллов и т.д.).

Установление “контакта”, проявляющегося в той или иной силе связи (сцепления) частиц среды, обусловлено многими силовыми взаимодействиями. Выделяют два основных типа контактов: коагуляционные и фазовые (рис. 3). В первом случае взаимодействие осуществляется на малой площади (“точечный” контакт) и, как правило, через прослойку жидкости различной толщины, структуры и состава (рис. 3а, б). Прочность таких контактов невелика и зависит от радиуса соприкасающихся частиц (или кривизны контактирующих участков поверхностей). Так, при $r \approx 1$ мкм сила сцепления коагуляционных контактов порядка 10^{-7} Н, а при $r \approx 10^3$ мкм – 10^{-4} Н. В частных случаях контактирующих поверхностей с постоянной кривизной системы точечных контактов могут быть аппроксимированы линейным или площадным ($r \rightarrow \infty$) коагуляционным контактом.

Для фазовых контактов (рис. 3г) характерны отсутствие жидкой промежуточной прослойки и значительно большая площадь, т.е. частичная коалесценция твердых частиц. Прочность фазовых контактов не зависит от размеров частиц, а определяется лишь характером их граничных слоев и площадью, на которой реализуются когезионные силы, достигающие $\sim 10^{-3}$ Н и более.

В трехфазных системах (твердые частицы-жидкость-газ) существенную роль играют силы капиллярного стягивания за счет менисков жидкости вблизи контактов твердых частиц (рис. 3, в). Следует подчеркнуть, что взаимодействие частиц на контакте, по своей сути, есть поверхностное явление, и это особенно важно для мерзлых пород, где граничные слои в системе лед-жидкая фаза-минеральная частица сложны и многообразны.

Возможен переход коагуляционных контактов в фазовые, например, при обезвоживании среды в процессе промерзания или сушки, при пластической деформации соприкасающихся частиц и удалении жидкой фазы из контактной зоны под воздействием механических напряжений, возникающих в процессе роста новой твердой фазы из порового раствора. При срастании кристаллов важной характе-



Б

По площади контакта	По энергии взаимодействия и природе контактов						
	Агрегационные (дальние коагуляционные)		Коагуляционные (ближние коагуляционные)		Сухие (безводные)		
	I	II	I	II	I	II	III
Точечные							
Площадные							
Объемные							



Рис. 3. Типы контактов в мерзлых породах. А — по П.А.Рибиндеру, Б — по Э.Д.Ершову, а — коагуляционные, б, в — точечные, г — фазовые; 1 — органо-минеральные частицы, 2 — лед; 3 — прочносвязанная вода, 4 — слабосвязанная вода, 5 — органо-минеральное цементирующее вещество, I-III — разновидности контактов (I — минеральные, II — минерально-ледовые, III — минерально-цементационные)

ристической является величина поверхностной энергии кристалл-раствор W_n . Экспериментально показано [182], что вероятность срастания больше, когда в образовании контакта участвуют быстрорастущие грани кристаллов с большей W_n . Очевидно, что в криогенных породах имеют место оба основных типа рассмотренных контактов в различных комбинациях.

В общем случае в криогенных образованиях возможны следующие варианты контактов: лед-минеральная частица, лед-лед, минеральная-минеральная частицы. Причем каждый из этих контактов может быть как коагуляционным двух видов (дальняя и ближняя коагуляция) с разной толщиной и составом жидких прослоек, так и фазовым с различными площадями контакта. Возможны ледовые и минерально-ледовые контакты промежуточного типа, а также случаи захвата отдельных (разделенных) минеральных частиц льдом. Последнее соответствует уже примесному (легированному) ледяному образованию (шпирю или базальному льду), в котором разобщенные минеральные частицы следует рассматривать как дефекты структуры. В зависимости от температуры, состава льда и минеральных частиц, содержания и распределения жидкой фазы на их поверхности раздела такие дефекты могут оказаться как упрочняющими, так и уменьшающими когезионную прочность ледяного тела (подобно ячейкам рассола). Ввиду разнообразия слоистых жидко-твердых граничных контактных зон в криогенных породах возникает гораздо более широкое, по сравнению с другими средами, распределение по силе сцепления как коагуляционных, так и фазовых контактов, что обуславливает большую специфику их прочности и других механических свойств. В мерзлых грунтах и породах выделяют еще и минерально-цементационные контакты [58, 59, 121]. Последние (рис. 3Б, III) формируются при выпадении из поровых растворов кристаллогидратов солей (в особенности труднорастворимых, с высокими эвтектическими температурами: мирабилит, кальцит и т.п.), а также при переходе солей кремнекислот, гумусовых и других органических соединений в цементирующие гели, что характерно для глинистых грунтов.

Итак, применение основных представлений физико-химической механики к криогенным породам привело нас к выводу [154, 158, 213], что при их формировании возникает новая *пространственная криогенная кристаллизационно-коагуляционная структура (ПККС)*.

Основными элементами ПККС в общем случае являются: а) зерна (кристаллы или их агрегаты) льда — “*ледяная матрица*”; б) зерна (частицы или их агрегаты) минерального скелета породы — “*минеральная матрица*”; в) межзерновые зоны, содержащие незамерзшую жидкую фазу, примеси, дефекты и граничные слои твердой фазы — “*матрица дефектов*”. Последняя матрица является наиболее изменчивым элементом ПККС.

На первый взгляд может показаться, что минеральная матрица является “пассивным” элементом, перешедшим из исходной среды,

по сравнению с двумя остальными, имеющими явно криогенное происхождение. Однако это не так. В процессе криогенеза минеральная матрица также претерпевает изменения: коагуляцию (агрегацию) и диспергирование частиц дисперсной среды или пристенного слоя трещин и пустот скальных пород. В результате изменяется пористость и распределение пор (трещин) по размерам и свойствам поверхности, что существенно влияет на замерзание жидкой фазы. Наиболее сильные изменения минеральной матрицы происходят при промерзании глинистых грунтов и пород, насыщенных растворами легко растворимых солей. Таким образом, все три матрицы ПКС отражают особенности процессов криогенеза и формирования новых элементов строения и состава, характерных для конкретной криогенной породы.

Пространственное распределение и количественное соотношение между тремя матрицами ПКС, а следовательно, различными видами контактов и структурных связей чрезвычайно разнообразны и зависят как от первичных условий генезиса конкретной криогенной породы, так и от характера ее эволюции в процессе дальнейшего промерзания. Так, например, для льдов минеральная матрица практически отсутствует, хотя некоторое содержание пылевых частиц отмечается даже во льдах Антарктиды. Кроме того, в пресных льдах роль межзерновых зон в формировании различных свойств льда значительна лишь при достаточно высоких температурах ($0 \div -5^\circ\text{C}$). В мерзлых скальных породах, наоборот, обычно преобладает влияние минеральной матрицы, занимающей большую часть объема и т.д. Тем не менее понятие ПКС имеет универсальное значение для любых криогенных образований.

Формирование и эволюцию криогенной породы и ее ПКС можно подразделить на следующие четыре основные стадии:

1. Возникновение зародышей и рост мелких разрозненных кристаллов льда представляет собой начальную, подготовительную стадию, на которой среда, например влажный грунт, еще остается дисперсной: новые криогенные контакты, граничные зоны и структурные связи лишь начинают формироваться и не играют существенной роли. При замерзании воды или растворов в свободных объемах на этой стадии также формируется своеобразная водно-ледяная дисперсная среда с теми же особенностями. Последнее подчеркивает единый характер дальнейшего развития криогенеза для льдов и мерзлых грунтов — преобразование дисперсных систем в криогенные породы с соответствующей ПКС. Отличие состоит лишь в том, что водно-ледяная дисперсная система по сравнению с минеральной (грунтовой) неустойчива и ее существование кратковременно.

Рассматриваемая стадия важна тем, что она представляет собой начальный процесс криогенеза, который обуславливает морфологию, размеры и состав первичных кристаллов льда, что, в свою очередь, определяется величиной, направлением и характером изменения градиента температуры, формой фронта и числом центров

кристаллизации, энергетическим состоянием и составом кристаллизующейся воды (раствора), концентрацией и типом примесей и т.д.

Наиболее благоприятным условием роста кристаллов льда является расположение их базисной плоскости по направлению теплового потока [121, 122]. Такие кристаллы формируются, как правило, более крупными и образуют, например на поверхности замерзания открытого водоема, слой с преимущественной ориентацией оптических осей параллельно этой поверхности. Существенное влияние на процесс кристаллизации в этом случае оказывает динамика поверхностных слоев акватории. В зависимости от значения и стабильности градиента температуры растущие кристаллы захватывают большее или меньшее число примесей в виде минеральных солей и газовых (обычно воздушных) включений.

При возникновении и росте зародышей кристаллов льда на (вблизи) поверхности какого-либо твердого тела значительное влияние, в особенности на начальной стадии формирования льда, будет оказывать кристаллохимическая структура и состав материала, степень его зернистости, состояние (чистота, шероховатость, распределение нескомпенсированных зарядов и т.п.) поверхности и т.д. [38, 39]. Для этой стадии характерна неодновременность зарождения кристаллов льда в скоплениях воды, находящихся вблизи поверхностей зерен минеральной матрицы грунта с разной степенью шероховатости и активации процесса кристаллизации. Это означает, что скопления поровой жидкой фазы находятся в различных энергетических состояниях, что обуславливает необходимость разной степени переохлаждения для начала кристаллизации льда. Ввиду невозможности детерминировать эти различия, процесс возникновения кристаллов льда в таком промерзающем грунте приходится рассматривать как вероятностный. Отсюда следует, что на начальной стадии нет фронта промерзания, а есть лишь объемная область кристаллизации, состоящая из многих дискретных зон. Эти особенности детально рассмотрены В.Н.Голубевым. Им выполнены оценки размеров критического минимального зародыша льда, условий его формирования в объеме воды и вблизи поверхности твердого тела. Предполагается, что первичная кристаллизация льда в последнем случае должна начинаться в диффузном слое — адсорбированной жидкой фазы. Установлено, что форма кристаллов льда вблизи поверхности твердого тела оказывается более изометричной. Ориентировка и упорядоченность оптических осей кристаллов меняются в зависимости от состава и шероховатости поверхности твердого тела, контактирующего со льдом. Отмечается возможность эпитаксиального воздействия поверхности твердого тела на кристаллизацию льда.

Таким образом, первая стадия формирования криогенных пород отличается значительным многообразием форм кристаллов льда, скоростей их роста, ориентировки, степени примесности и т.п. Это обуславливает специфику формирующихся новых криогенных ле-

довых и лед-минеральных контактов, а также строения, состава и свойств поверхностного либо граничного слоя льда.

II. Формирование "ледяной сетки" как жесткой пространственной структуры соответствует образованию в первичной среде (вода, раствор, влагосодержащая горная порода) устойчивой ПККС, что собственно является основным признаком криогенной породы, как гетерогенного твердого тела. Отсюда следует, что вышеприведенного (п. I.1) определения Н.А.Цытовича для мерзлых пород недостаточно, так как появление льда в виде зародышей и разрозненных мелких кристаллов во влажной пористой или трещиноватой породе еще не наделяет ее специфическими свойствами мерзлого состояния. Эти свойства возникают только вместе с формированием ПККС, необходимыми и достаточными признаками которой являются ее криогенные элементы: ледяная матрица и новые межзерновые граничные зоны. Таким образом, основным признаком любых криогенных пород — не просто факт возникновения кристаллов льда, а формирование устойчивой ПККС, новых типов контактов и структурных связей.

Очевидно, что формирование криогенной породы на данной стадии существенным образом зависит от условий протекания процесса льдообразования, который практически всегда в природных условиях является гетерогенным. Можно выделить следующие основные процессы образования устойчивой ПККС:

- 1) возникновение ледяного покрова на границе раздела вода (раствор)—воздух;
- 2) образование льда из жидкой фазы вблизи (и между) поверхностей твердых тел, в том числе в грунтах и горных породах;
- 3) обмерзание охлажденной поверхности отдельного твердого тела при попадании на нее переохлажденной воды (раствора);
- 4) формирование льда из снежно-фирновой толщи.

Покровные льды открытых водоемов и скоплений воды (растворов) характеризуются структурой первичного слоя льда, зависящей от степени переохлаждения воды, температурного градиента и его стабильности, концентрации растворенных солей, числа и степени дисперсности механических примесей, динамики поверхности водоемов, выпадения осадков в виде переохлажденных капель воды или снега и т.п. В первую очередь развиваются крупные игольчатые или дендритовые кристаллы, растущие как вдоль поверхности водоема, так и по нормали к ней, которые, смыкаясь, образуют остов ледяного покрова. Далее происходит укрупнение кристаллов остова и рост в его пустотах новых, более мелких кристаллов. Возникающий на поверхности водоема первичный сплошной слой поликристаллического льда характеризуется значительной разнородностью структурных характеристик (форма, размеры, ориентация осей кристаллов). Результаты детального петрографического изучения ледяных покровов пресноводных и морских водоемов содержатся в работах [39, 121, 122, 297 и др.].

В соответствии с основной направленностью данной книги наибольший интерес для нас представляет второй случай.

Структурно-петрографические исследования [38, 39, 123] показали, что размеры кристаллов в приконтактном слое около поверхности твердого тела возрастают с увеличением гидрофобности материала, с уменьшением его температуропроводности и концентрации активных центров на его поверхности. При равенстве этих условий число кристаллов в единице объема оказывается пропорционально переохлаждению раствора $(\Delta T)^{1/3}$, но при различном коэффициенте пропорциональности для разных материалов.

Следует отметить, что в промерзающем грунте процесс льдообразования наиболее сложен из всех возможных процессов фазовых переходов вода-лед. Жидкая фаза ("вода") в грунтах практически всегда представляет собой полиионный поровый раствор, находящийся под воздействием качественно различных активных поверхностей твердых частиц. Поэтому энергетическое состояние и структура жидкой фазы в грунте неоднородны и процесс ее кристаллизации должен происходить в несколько стадий в достаточно широком диапазоне температур. Можно выделить следующие основные факторы, определяющие протекание процессов формирования ПККС в грунтах: кристаллохимическая структура и морфология поверхностей зерен скелета породы; размеры зерен и распределение их по размерам; степень гетеропористости и распределение пор по размерам; режим (скорость) промерзания; состав и концентрация порового раствора; полное или частичное влагонасыщение пор.

Образующийся в грунте лед следует рассматривать, с одной стороны, как один из основных порообразующих минералов, а с другой, как цементирующее вещество, формирующее устойчивую ПККС. Степень монолитизации мерзлой дисперсной породы зависит от общего количества льда (льдистости породы), характера выделения льда (криогенной текстуры), площади и типов его контактов с частями скелета породы.

Разработана довольно подробная классификация структурно-текстурных особенностей мерзлых грунтов [58, 59, 82, 91, 121 и др.]. В главных чертах разновидности формирования ПККС в грунтах на этой стадии можно представить следующим образом.

А. Замерзание поровой влаги происходит без заметного массопереноса. В этом случае в мерзлой породе лед формируется в порах, заполненных жидкой фазой, ледяные шлиры (прослои, прожилки) не образуются, т.е. возникает массивная криогенная текстура с поровым льдом. При полном влагонасыщении пор промерзание породы приводит к образованию сплошной гетерогенной поликристаллической среды с дефектами в виде пленок и ячеек незамерзшего порового раствора в межзерновых граничных зонах. В случае промерзания дисперсных пород с неполным влагонасыщением пор выделяющийся лед можно рассматривать как цемент контактного или пленочного типа. При этом мерзлая порода ока-

зывается сложной пористой газонасыщенной средой. В обоих случаях физические свойства, в том числе и прочность мерзлой породы, находятся в большой зависимости от ее фазового состава, т.е. от содержания, состояния и объемного распределения жидкой фазы, а также от общей льдистости и мерзлотной текстуры.

Б. При замерзании имеет место миграция поровой влаги. В этом случае возникают прожилки и линзы льда в результате миграции влаги к фронту промерзания и образуются различные виды шлировых криогенных текстур.

При возникновении льда вблизи поверхности твердого тела в результате замерзания растворов солей или морской воды, в соответствии с установленными особенностями кристаллизации растворов (см. п. 1.3), также возникает ПККС из кристаллов практически пресного льда. В граничных межзерновых зонах этой структуры располагаются прослойки (ячейки) концентрированного раствора. При этом влияние поверхности твердого тела сказывается на толщине и расположении ячеек рассола. Кристаллооптические исследования соленых льдов показали, что основная масса рассола (примерно 95%) распределяется в межкристаллических прослойках, толщина которых в одном и том же ледяном образовании почти одинакова. В приконтактных слоях соленого льда это распределение, так же как и структура, оказывается иным и зависит от материала твердого тела и состояния его поверхности.

Экспериментальные и теоретические исследования прочности смерзания порового льда с частицами скелета породы показали, что в граничные зоны следует включать и приконтактные слои льда, которые по своему строению, составу и свойствам отличаются от объемного льда в зерне или шлере. В зависимости от строения и состава этих слоев изменяется соотношение между адгезионной и когезионной прочностью льда в мерзлой породе. Установлено также существенное влияние мелких неровностей (их формы, размеров, распределения по размерам) поверхности твердых тел, в том числе и зерен природных минералов, на формирование льда, структуру приконтактного слоя, а следовательно, и на прочность адгезии [38, 39, 123].

Обмерзание поверхностей крупных твердых тел и формирование льда из снежнофирновой толщи имеют важное значение при изучении естественного и искусственного обледенения различных объектов и динамики ледников. В этих случаях тоже возникает ПККС (без минеральной матрицы) с дефектами и примесями, концентрирующимися в межзерновых граничных зонах.

III. Развитие и консолидация ПККС за счет вымерзания жидкой фазы и метаморфизма кристаллов льда могут протекать как при постоянной температуре вследствие явлений последовательного действия, так и при понижении температуры после образования пространственной криогенной структуры.

Установлено, что ПККС даже при неизменных внешних условиях, с течением времени претерпевает заметные изменения: ме-

няются размеры (форма, ориентировка оптических осей) кристаллов льда, фазовый состав, характер распределения дефектов и т.д. Такая нестабильность криогенной породы обусловлена неоднородным распределением незамерзшей жидкой фазы по энергетическим состояниям, возникновением при промерзании градиентов концентрации, химического потенциала, механических напряжений и т.д. При фиксированных макротермодинамических условиях вышеуказанные градиенты будут релаксировать, т.е. процессы кристаллизации или плавления льда в криогенных образованиях должны происходить за достаточно длительный интервал времени. Эти явления пока детально не изучены, однако их наличие подтверждается экспериментальными данными о необходимости выдерживания образцов криогенных пород при фиксированной температуре для достижения квазиравновесного состояния [57, 154], о временном эффекте последствия температурных деформаций [179] и др. Изучены также структурные и фазовые изменения льдов и некоторых мерзлых грунтов, происходящие при фиксированной температуре в процессе их медленного деформирования, т.е. изменения ПККС в процессе ползучести [34, 146, и др.].

При понижении температуры после образования ПККС происходит значительно более интенсивное ее дальнейшее развитие. Так, для ледяных покровов акваторий и крупных ледяных образований у поверхностей твердых тел на этой стадии начинается и протекает процесс ортотропного роста льда, когда структура льда меняется в соответствии с законами геометрического отбора (т.е. с учетом влияния анизотропии скоростей роста кристаллов) [39, 121, 123]. Вследствие этого основными структурно-контролирующими факторами становятся условия тепло-массообмена у фронта промерзания. Как правило, лед, образующийся на этой стадии, является крупнозернистым, имеет столбчатую или удлиненно-призматическую структуру с преимущественной ориентировкой оптических осей кристаллов параллельно фронту промерзания. Содержание жидкой фазы в поликристаллической криогенной породе с понижением температуры уменьшается, в связи с чем ее ПККС консолидируется.

При развитии ПККС соленых и морских льдов имеют место сложные физико-химические процессы. В зависимости от солевого состава рассола и эвтектических температур растворов соответствующих солей при понижении температуры, помимо вымерзания воды и укрупнения пространственной "ледяной сетки", происходит образование нового компонента твердой фазы криогенной породы — выпадение из рассола кристаллогидратов соответствующих солей. Это приводит к дополнительному укреплению пространственной структуры за счет цементационных контактов, в связи с чем температурные зависимости, например, физико-механических свойств соленых, морских и пресных льдов оказываются различными по характеру. Детальное описание структур, текстур и генезиса различных ледяных образований изложено в работах [39, 121, 122, 297 и др.].

Остановимся подробнее на изменениях, происходящих при понижении температуры мерзлых песчано-глинистых грунтов.

В процессе промерзания грунта, т.е. перехода в твердую фазу все большей части поровой влаги, образующая ПККС претерпевает существенные изменения, связанные с перераспределением влияния контактов различного типа. Монолитность структуры в этом случае возрастает вследствие уменьшения открытой пористости, сжимаемости пор, а также толщины жидких прослоек между частицами породы не только из-за увеличения площади поверхности контактов твердой фазы, но и уменьшения концентрации ослабляющих дефектов структуры. Процессы упрочнения и монолитизации мерзлой породы, характеризующие изменение поверхностной энергии ее структуры, должны существенно зависеть от режима промораживания и температуры охлаждения. Следует еще раз отметить, что весьма существенную роль в развитии ПККС мерзлой породы играет характер начальной ее влажности — полное или частичное влагонасыщение (заполнение) пор.

Пространственная криогенная структура в процессе ее развития и консолидации при быстром охлаждении приходит в неоднородное напряженно-деформированное состояние за счет значительного различия в коэффициентах теплового расширения льда, незамерзшей воды и минерального скелета породы. Неравномерность изменения механических свойств и распределения напряжений в пространственной структуре зависят от соотношения между режимом замораживания порового раствора и деформативно-релаксационными свойствами структуры. Если замораживание влаги опережает деформации в некоторых участках, то в структуре возникают области концентрации механических напряжений и, как следствие, разрывы, микротрещины, а затем и макротрещины, приводящие к сильному понижению прочности, а иногда и к разрушению. С позиций физико-химической механики [111] прочность кристаллизационной структуры может в этом случае иметь экстремум, обусловленный напряженным состоянием и развитием “упрочняющих” микротрещин, тормозящих дальнейшее растрескивание, что согласуется с результатом косвенных экспериментов. Исследованиям вопросов термореологии и температурных деформаций мерзлых пород посвящены работы С.С.Вялова, С.Е.Гречишева, И.Н.Вотякова, Л.Т.Роман, Е.П.Шушериной и др.

IV. Эволюция ПККС, обусловленная изменением свойств кристаллов льда и других компонентов в условиях практического завершения фазовых переходов вода-лед. Ниже приведены ориентировочные температуры (°C) ряда поликристаллических криогенных пород, которые соответствуют этой стадии.

Пресноводный лед	<-5÷-10
Соленый (KCl) лед	<-15÷-20
Соленый (NaCl) лед	<-25÷-30
Морской лед	<-60÷-70

Мерзлый песок	<-20÷-25
Соленый (KCl) мерзлый песок	<-25÷-30
Соленый (NaCl) мерзлый песок	<-35÷-40
Мерзлый каолин	<-80÷-90
Мерзлый монтмориллонит	<-120÷-130

Эти данные получены по результатам анализа косвенных экспериментов, выполненных различными физическими методами (акустическим, диэлектрической и ядерно-магнитной спектроскопии, электроакустической конверсии и другими) и не полностью согласуются с данными калориметрических измерений, которые недостаточно чувствительны.

Как следует из приведенных оценок, большинство криогенных пород в природных условиях на Земле в процессе своего формирования не достигают четвертой стадии эволюции ПККС. Исключение составляют лед и мерзлый кварцевый песок без значительного содержания пылевых фракций. Однако в некоторых случаях, например, при создании подземных хранилищ сжиженного газа, температура ледопородной стенки может оказаться близкой к -100°C и ниже. Свойства криогенных пород при таких температурах изучены слабо, но можно считать, что их эволюция на этой стадии происходит в основном за счет изменений свойств кристаллов льда, отвердевших граничных зон, а также возникновения и развития трещиноватости, обусловленной термонапряжениями.

Таким образом, рассмотренные стадии формирования и эволюции ПККС криогенных пород позволяют в первом приближении представить с единых позиций специфику и многообразие их состояний, а следовательно, и основы изменчивости их физических свойств.

1.3. Основные представления о фазовых превращениях воды и растворов

Природные жидкости – это практически всегда растворы. Однако даже для чистых жидкостей до сих пор не создана достаточно полная физическая теория, подобная, например, кинетической теории газов или зонной теории твердого тела. Трудности при построении этой теории связаны со сложностью структуры жидкости, многообразием межатомных и межмолекулярных силовых взаимодействий и движений атомов, молекул и их комплексов.

Вода оказалась одной из наиболее сложных жидкостей, некоторые аномальные свойства которой до сих пор остаются загадкой для науки. В 1783 г. Т.Кавендиш и А.Лавуазье впервые установили, что вода не является химическим элементом, а состоит из водорода и кислорода. За прошедшие годы (более 215 лет) свойства воды исследовали многие ученые. Так, в 1931 г. был открыт дейтерий и тяжелая вода $^2\text{H}_2\text{O}$, а затем тритий и сверхтяжелая вода $^3\text{H}_2\text{O}$

(1951 г.). Если еще учесть изотопы кислорода, то становится ясно, что вода — это не просто $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, а смесь многих веществ. По массе вода обычно состоит из $\sim 11,19\%$ водорода и $\sim 88,81\%$ кислорода. Примеси тяжелой воды ничтожно малы. H_2O имеет аномально высокие температуры плавления и кипения по сравнению со сходными соединениями (гидридами) H_2S и H_2Se , молекулы которых значительно больше по массе, но при тех же условиях (P и t°) эти вещества могут быть только в газообразном состоянии. Температурный интервал существования жидкой фазы всех остальных гидридов VI группы таблицы Менделеева закономерно понижается с уменьшением массы молекулы. Для H_2S температура кипения около 60°C и для H_2O она должна бы быть около 75°C . При охлаждении воды ее плотность увеличивается, достигая 1 г/см^3 при $t = 4^\circ\text{C}$, затем немного уменьшается, а при кристаллизации изменяется скачком до $0,917 \text{ г/см}^3$ — плотность чистого массивного (без пор) льда.

Необычно широк температурный интервал жидкого состояния столь низкомолекулярного соединения, как H_2O . С учетом возможных температур переохлаждения (-40°C) и перегрева ($+200^\circ\text{C}$) этот интервал доходит до 240°C . Аномально высока теплоемкость воды, которая к тому же вдвое больше, чем у льда, что тоже необычно, так как для других веществ переход жидкость-кристалл почти не изменяет их теплоемкость. Электрические свойства воды также необычны и не только в связи с большой статической диэлектрической проницаемостью $\epsilon_s \approx 80$ и частотной дисперсией ϵ , но и пространственной дисперсией ϵ (в пространственно переменных полях). Последнее свидетельствует о том, что вода есть нелокально поляризующаяся среда.

Одной из наиболее полно разработанных теорий жидкого состояния вещества была кинетическая теория Я.И.Френкеля [148], но и она не объясняет многих физико-химических свойств жидкости. Согласно основной концепции современной теории, жидкость имеет определенную структуру, что сближает ее с кристаллами, а не с газами, как считали ранее. Однако до настоящего времени нет достоверных и общепринятых моделей структуры жидкости. Наиболее развитой является статистическая теория простых жидкостей [11, 66 и др.], т.е. состоящих из частиц со сферически симметричным потенциалом взаимодействия. Эта теория рассматривает структуру и физические свойства жидкости, применяя набор функций распределения, определяющих положения групп частиц в них, т.е. ближний порядок. При этом основную роль играет радиальная функция распределения, характеризующая зависимость средней плотности вероятности нахождения молекул от расстояний r до центральной (данной) молекулы (рис. 4). Основная задача статистической теории жидкостей заключается в нахождении этой функции распределения и сопоставления результатов расчета с экспериментом.

Радиальную функцию распределения можно определить на ос-

новании результатов экспериментов по рассеянию рентгеновских лучей или нейтронов, а также вычислительного эксперимента. В кристаллической среде функция распределения является серией острых пиков примерно одинаковой амплитуды, что отражает дальний порядок пространственной структуры. В жидкости же ярко выражен лишь первый пик на расстоянии одного молекулярного диаметра, поскольку вероятность нахождения ближайших соседей в контакте с данной молекулой весьма велика. Последующие максимумы, например, второй, третий, соответствующие второй и третьей оболочкам данной молекулы, становятся более широкими и малой амплитуды, что отражает уменьшающуюся вероятность упорядочения расположения молекул. Далее примерно четырех молекулярных диаметров радиальная функция полностью затухает (см. рис. 4), т.е. плотность расположения молекул становится близкой к средней плотности для данной жидкости. Конкретный вид радиальной функции распределения зависит от полного потенциала межмолекулярного взаимодействия, выбор которого при вычислительном эксперименте является наиболее трудной задачей.

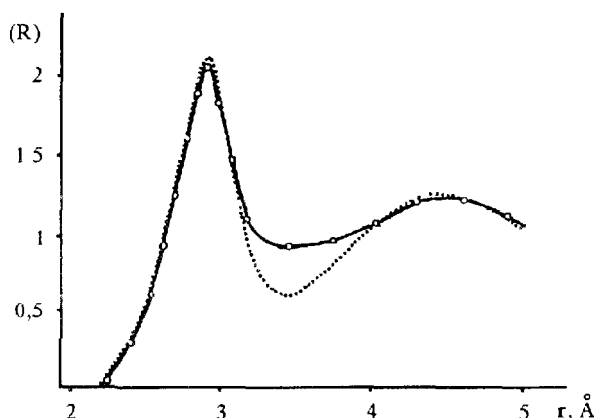


Рис 4 Радиальная функция распределения воды при 25°C

Одна из характеристик ближнего порядка — координационное число. По результатам вычислительного эксперимента [11] с различными потенциалами взаимодействия для воды его величина находится между 4 и 5, а по данным экспериментальных исследований оно равно 4. Таким образом, различные модели воды неплохо воспроизводят ее рыхлую структуру. Оценки числа водородных связей на одну молекулу воды, выполненные различными методами, дают величины не менее 1,6, на основе чего сделан вывод о том, что структуру воды следует рассматривать как макроскопически равномерную и случайную сетку водородных связей, которая заполняет весь объем, включая лишь небольшое число изолирован-

ных кластеров. Конечно, эта сетка не статична, а подвергается спонтанной перестройке в связи с тепловым движением. Результаты компьютерных экспериментов, выполненных методом Монте-Карло и методом молекулярной динамики, не подтверждают [11, 134] прежние представления о компактных кластерах, которые "плавают" в воде, не имеющей водородных связей, а также модели воды в виде льдоподобной решетки со многими пустотами. Континуальная модель воды с непрерывным статистическим распределением ОН-групп по энергиям водородных связей подтверждается и современными данными ИК спектроскопии.

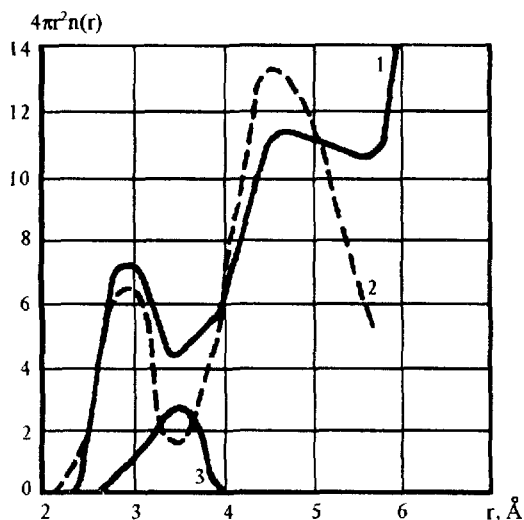


Рис 5 Сравнение радиального распределения молекул воды (1) при температуре 1,5°C и льда (2), 3 — разность между 1 и 2 или избыток плотности молекул в воде по сравнению со льдом

На рис. 5 приведен один из примеров сопоставления радиального распределения молекул воды (1) и льда (2). Максимумы кривой получены в результате расчета временных корреляционных функций с помощью ЭВМ и свидетельствуют, что картина теплового движения молекул в жидкости соответствует в общих чертах представлениям о колебании частиц в основном около центров равновесия, с редкими перескоками в новые состояния. Однако эти центры равновесия не закреплены в пространстве, а мигрируют с течением времени. Непрерывные переходы частиц жидкости из одного энергетического состояния в другое обуславливают самодиффузию жидкости и ее текучесть. Предполагается, что время колебаний молекулы около центра равновесия изменяется в зависимости от температуры T (по шкале Кельвина) по закону

$$\tau \approx \tau_0 e^{\frac{W_a}{kT}}, \quad (I.1)$$

а коэффициент самодиффузии в жидкости – по закону

$$D \approx \frac{l^2}{6\tau_0} \cdot e^{-\frac{W_a}{kT}}, \quad (I.2)$$

где τ_0 – коэффициент, характеризующий период колебаний около центра равновесия; W_a – энергия активации, необходимая для перескока молекулы в новое состояние равновесия; k – постоянная Больцмана; l – среднее минимальное расстояние между центрами равновесия.

Из формул (I.1) и (I.2) следует, что с понижением температуры “степень оседлости” молекул жидкости растёт (τ – растёт, а D – уменьшается).

Однако вода не может быть отнесена к простым жидкостям, так как ее молекулы в обычных условиях не являются частицами со сферически симметричным потенциалом взаимодействия. Установлено, что молекулу воды по ее строению, с позиций теории молекулярных орбиталей, следует отнести к “угловым” трехатомным гетеронуклеарным молекулам. В молекуле воды имеется восемь

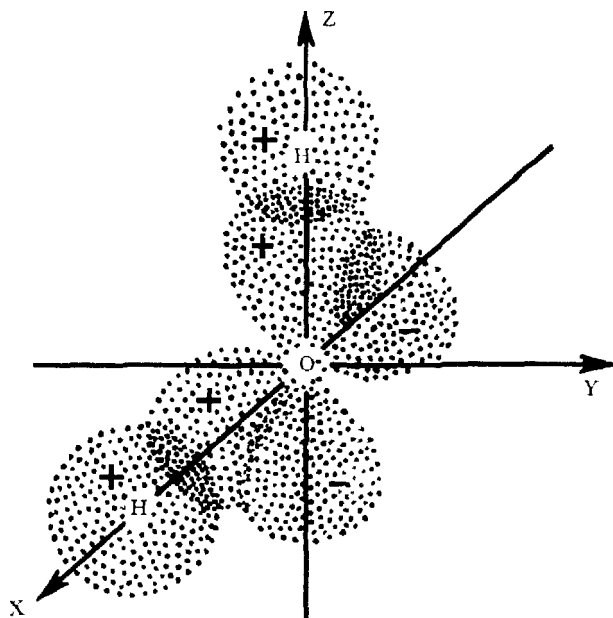


Рис 6 Схема образования связи в молекуле H_2O с участием только 2р-орбиталей атома кислорода

валентных электронов: по одному ($1s^1$) от каждого атома водорода и шесть ($2s^2, 2p^4$) — от атома кислорода. При нахождении молекулярной орбитали, определяющей характер химической связи и структуры H_2O , получается, что молекула H_2O в основном состоянии имеет две σ -связи, обеспечиваемые четырьмя электронами, которые обобществлены между атомами водорода и кислорода. Остальные четыре электрона атома кислорода, составляющие две пары, оказываются неподеленными. Все электроны спарены, и молекулы H_2O диамагнитны, что соответствует экспериментальным данным. Если бы в образовании σ -связей принимали участие только $2p$ -орбитали атома кислорода, то можно было бы ожидать, что валентный угол молекулы воды равен 90° (рис. 6). Но эксперимент показывает, что валентный угол в молекуле водяного пара равен 105° . Объяснить это расхождение можно тем, что в образовании молекулярной орбитали H_2O и σ -связей принимает участие и $2s$ -орбиталь атома кислорода (рис. 7,а).

В конечном счете атомы водорода, остающиеся после обобществления электронов с некоторым избытком положительного заряда, испытывают дополнительное отталкивание, что увеличивает валентный угол до 105° . В молекуле H_2S , сходной с молекулой H_2O , атомы серы крупнее, поэтому можно считать, что атомы водорода находятся в ней несколько дальше друг от друга, а следовательно, и их взаимодействие (взаимное отталкивание) слабее. Действительно, валентный угол H_2S равен 92° . Для молекулы H_2Se этот угол близок 90° , так как атомы Se еще крупнее и связь в этой молекуле близка к чистой p - s связи. Подобным образом можно объяснить строение другого ряда сходных молекул: NH_3 ; PH_3 ; AsH_3 , в которых атомы водорода соответственно располагаются под углами, более близкими к 90° (от 107° до 92°).

Возможно и другое объяснение. Объединяя атомные $2s$ -, $2p_x$ -, $2p_y$ -, $2p_z$ -орбитали, можно получить четыре эквивалентные "гибридные" sp^3 -орбитали атома кислорода, которые направлены к углам правильного тетраэдра (рис. 7,б) и полностью пригодны для образования четырех локализованных σ -связей с $1s$ -орбиталями четырех атомов водорода. В этом случае валентный угол должен быть равен углу в правильном тетраэдре, т.е. $109^\circ 28'$. Такое строение имеет, например, молекула метана (CH_4). Однако в молекуле воды имеются всего два атома водорода, и поэтому при тетраэдрической модели лишь две sp^3 -орбитали кислорода участвуют в образовании двух σ -связей, а две sp^3 содержат неподеленные пары электронов (рис. 7,в). Отклонение валентного угла H_2O от тетраэдрического (105° вместо $109^\circ 28'$) рассматривается как следствие электрической неэквивалентности связывающих и несвязывающих пар электронов на гибридных sp^3 -орбиталях кислорода.

Ввиду большего заряда атома кислорода обобществленные электроны σ -связей молекулы H_2O движутся медленнее, т.е. находятся больше времени в области атома кислорода, чем вблизи ядер атомов водорода. Благодаря этому атомы водорода приобретают некоторые

избыточные положительные заряды, а соответствующий им атом кислорода – отрицательный заряд. Дипольный момент молекулы H_2O является векторной суммой дипольных моментов связей с дипольным моментом неподеленных электронов. Согласно экспериментальным данным [66], дипольный момент молекулы H_2O равен $0,61 \cdot 10^{-29}$ Кл·м (1,844 Д). С позиций тетраэдрической модели, как

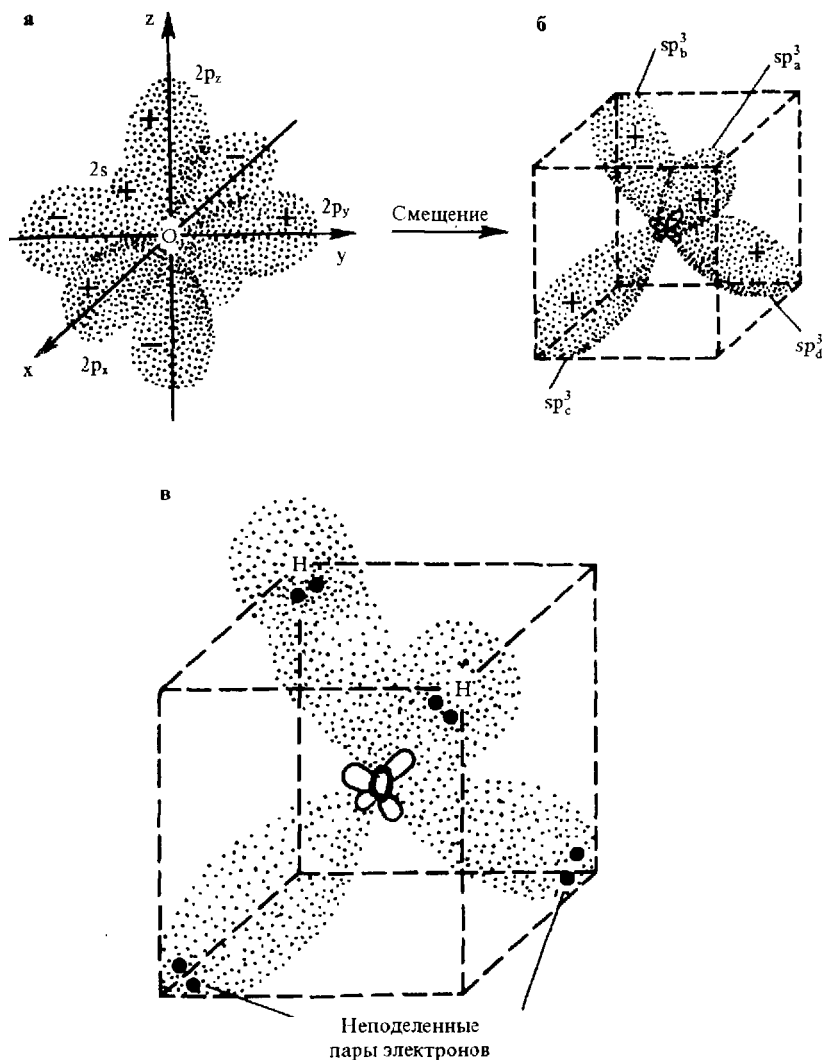


Рис. 7. Образование гибридных sp^3 -орбиталей атома кислорода и строение молекулы H_2O

показал Н.Бьеррум, избыточные заряды в вершинах тетраэдра для обеспечения такого дипольного момента должны быть равны $\pm 0,171 e$ (e – заряд электрона) при длине связи $0,99 \text{ \AA}$. Следует отметить, что тетраэдрическая модель молекулы H_2O лучше соответствует льду, в котором валентный угол составляет $109^\circ 30'$, что практически совпадает с правильным тетраэдром.

В случае, когда молекулы H_2O достаточно конденсированы, как, например, в жидком состоянии, может происходить их объединение посредством водородных связей в группы или ассоциации (кластеры). Благодаря достаточно интенсивному тепловому движению, эти ассоциации молекул непрерывно дробятся и преобразуются. Однако при понижении температуры до точки замерзания тепловое движение значительно ослабляется и молекулы воды объединяются в крупные стабильные кластеры – кристаллы льда.

Молекулы H_2O в кристалле льда, как было установлено на основании рентгеноструктурного анализа, образуют гексагональную слоистую структуру. При этом в пределах слоя каждая из них связана с тремя молекулами данного слоя и с одной молекулой соседнего слоя. Координационное число для молекулы льда равно 4, а расстояние между центрами ближайших молекул составляет $2,76 \text{ \AA}$. Таким образом, структура кристалла льда весьма рыхлая с наличием пустот между молекулами (рис. 8). Этим объясняется меньшая плотность H_2O в твердой фазе (лед), чем в жидкой.

Однако рентгеноструктурный анализ позволил установить строение кристалла льда по расположению только атомов кислорода, ядра которых достаточно хорошо рассеивают рентгеновское излучение. Что касается протонов (ядер водорода), то расположение их не удастся выявить по рассеянию рентгеновских лучей. Согласно гипотезе Бернала-Фаулера, каждая пара соседних молекул в кристалле льда должна иметь водородную связь, однако и эта гипотеза

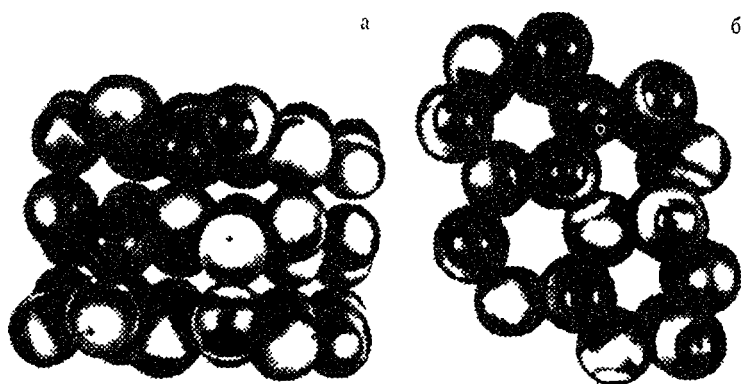


Рис 8 Модель структуры льда а – вид сбоку, б – вид сверху

допускает множество различных ориентаций молекул. Возник вопрос, обладает ли лед, как большинство других кристаллов, вполне фиксированной структурой решетки, т.е. определенной повторяющейся элементарной ячейкой? Если нет, то какова же все-таки степень упорядоченности его структуры? Ответ на этот вопрос удалось получить из определения остаточной энтропии льда при низких температурах. Эксперименты по измерению теплоемкости льда при низких температурах показали, что для кристаллов льда характерно некоторое значение остаточной энтропии, которая, по последним данным, определяется термодинамической вероятностью $r \approx 1,54$. Это соответствует в среднем $\sim 1,5$ возможным различным ориентациям на одну молекулу, т.е. примерно одна половина молекул в кристалле льда расположена вполне определенно, а другая может иметь две равновероятные возможности ориентации по отношению к соседним молекулам.

Таким образом, у кристаллической решетки льда нет определенной строго фиксированной повторяющейся элементарной ячейки.

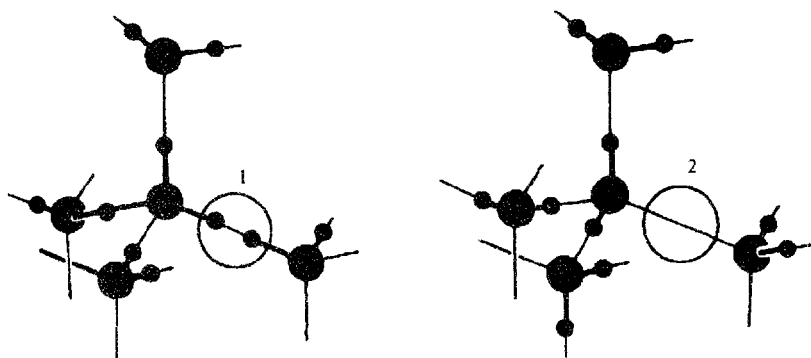


Рис. 9. Схема дефектов Бьеррума в кристаллической решетке льда 1 — D-дефект, 2 — L-дефект

Возможность различной ориентации молекул в кристалле льда была объяснена Н.Бьеррумом путем введения двух типов дефектов решетки льда, нарушающих правила Бернала-Фаулера (рис. 9): D-дефекта 1, когда два протона соседних молекул направлены друг к другу ("удвоенная" — doppel — водородная связь), и L-дефекта 2, когда между соседними молекулами нет протонов ("пустая" — leer — водородная связь). Миграция таких дефектов по кристаллу, т.е. возможность изменения ориентации молекул, позволяет объяснить многие свойства льда и, в частности, поляризацию его в электрическом поле. Несмотря на противоречия, касающиеся в особенности энергетических условий образования D-дефектов, гипотеза Бьеррума оказалась полезной.

С помощью меченых радиоактивных изотопов, вводимых в молекулы H_2O , установлено, что не протоны, а целые молекулы могут перемещаться в междоузлиях (пустотах) структуры льда, причем скорость их перемещения оказалась такой же, которая предполагалась ранее для протонов. Дальнейшие исследования показали, что во льду при температуре вблизи точки плавления молекула "перепрыгивает" со своего места в междоузлие решетки примерно через одну микросекунду и перемещается при этом в среднем на расстояние, равное восьми радиусам молекулы.

Таким образом, в кристалле льда на молекулярном уровне упорядоченность расположения атомов нарушается из-за множества различных отклонений, а мигрирующие молекулы и дефекты заряжают решетку и создают избыточные заряды. Все это обуславливает, например, сравнительно малую жесткость и высокую пластичность льда, а также многие его аномальные по сравнению с другими кристаллическими веществами свойства. Такими свойствами являются: высокая теплоемкость и скрытая теплота плавления, температурные зависимости плотности, сжимаемости, теплопроводности и др.

Отметим, что, помимо естественного льда (т.е. льда, образующегося при условиях, близких нормальным), называемого лед-I, существует еще несколько видов (лед-II-XII) твердой фазы H_2O , которые можно получить искусственно при очень высоких давлениях (примерно $2 \cdot 10^3$ МПа); они отличаются типом решеток, плотность их больше, чем у льда-I [66, 210, 232, 278]. Кроме того, при температуре -80°C и нормальном давлении образуется лед с кубической решеткой типа алмаза. Существует также и аморфная стеклообразная модификация H_2O . Однако в криогенных породах в основном возможен лишь лед-I, и в дальнейшем под понятием *лед* мы будем иметь в виду именно эту модификацию.

Плавление и кристаллизация льда [121, 210, 232]. При плавлении льда наблюдается:

- разрыв сравнительно небольшой части водородных связей (около 10%-15%); энергия диссоциации (разрыва) водородной связи составляет примерно 6 ккал/моль;

- появление значительного числа свободных молекул, внедряющихся в пустоты решетки льда, что обуславливает увеличение плотности, координационного числа и общее уменьшение объема вещества за счет формирования сетки водородных связей, характерной для жидкой воды;

- тепловое движение, приводящее к непрерывному дроблению и "полимеризации" мгновенных ассоциаций молекул, которые следует рассматривать как статистические образования.

При фиксированных термодинамических условиях, возможно, существует определенный статистический пространственный каркас ассоциатов, имеющих статистическое распределение по размерам.

При понижении температуры воды до точки кристаллизации

спонтанная перестройка сетки водородных связей прекращается и жидкость кристаллизуется, т.е. возникает новая, гораздо более устойчивая в пространстве и во времени сеть водородных связей между молекулами H_2O . Установлено, что процесс кристаллизации начинается в дискретных локальных областях — зародышах кристаллов. Существуют две теории роста кристаллов: а) гомогенная, в соответствии с которой зародыши кристаллов возникают как следствие флуктуаций нестabilityности однородности вещества; б) гетерогенная, согласно которой центрами кристаллизации являются имеющиеся в расплаве (жидкости) инородные частицы. Обе эти теории подтверждены экспериментально. Эксперименты также показывают [11, 66], что рост кристаллов льда происходит не непрерывно вследствие отложения на их гранях отдельных молекул, а скачками за счет присоединения ассоциатов. Это является, по-видимому, свидетельством того, что в жидкости вблизи растущего кристалла формируются ассоциации молекул с "ледяной решеткой".

В природной воде всегда содержатся растворенные соли, что оказывает существенное влияние на процессы ее замерзания и кристаллизации льда. Взаимодействие ионов солей с молекулами воды (гидратация) эквивалентно повышению температуры жидкости или понижению потенциальных барьеров между молекулами, что приводит к понижению температуры замерзания и к усложнению процесса кристаллизации. Ионы различного знака и размера по-разному изменяют энергетическое состояние молекул растворителя. Различают положительную и отрицательную гидратации. С учетом этого уравнение (I.1) для раствора может быть записано в виде

$$\tau = \tau_0 e^{\frac{W \pm \Delta W_i}{kT}}, \quad (I.3)$$

(где W_i — энергия гидратации) т.е. подвижность частиц в растворе может быть больше или меньше, чем в растворителе. Кроме изменения трансляционного движения ("ближняя гидратация"), наличие ионов солей оказывает поляризующее действие на молекулы воды, изменяя их потенциальную энергию ("дальняя гидратация").

В процессе охлаждения раствора происходит раздельное формирование решеток льда и каждой из солей. При этом происходит расслаивание раствора (расплава), причем соли вытесняются к периферии области роста зародыша, а затем и кристалла льда. Вокруг кристалла образуются как бы "клетки" из пленок (ячеек) раствора повышенной концентрации. Поверхность фронта кристаллизации льда становится ячеистой (вместо плоской). Установлено, что изменение подвижности молекул воды в растворе и температуры фазового перехода наиболее сильно сказывается на стадии возникновения зародышей льда, а преобразование формы фронта кристаллизации и формирование прослоек и ячеек рассола — на стадии

роста сформировавшихся зародышей. Процессы выпадения кристаллогидратов солей и миграция рассола определяют уже отвердевание поликристаллического ледяного образования и их можно отнести к своеобразному метаморфизму льда. Концентрация раствора существенно влияет на скорость возникновения и роста зародышей кристаллов льда, а следовательно, и на морфологию и размеры растущих зерен льда. Так, для раствора NaCl, замораживаемого при различных степенях переохлаждения (ΔT), получены данные, свидетельствующие о закономерном возрастании числа кристаллов льда в единице объема (т.е. об уменьшении размеров возникающих кристаллов) при увеличении концентрации раствора.

На рис. 10 приведены результаты экспериментов, выполненных В.Н.Голубевым [147], согласно которым, относительно быстрый рост кристаллов происходит до формирования концентрационных зон, после чего — продолжается с некоторой установившейся скоростью v_c . Так как по мере возникновения и роста кристаллов

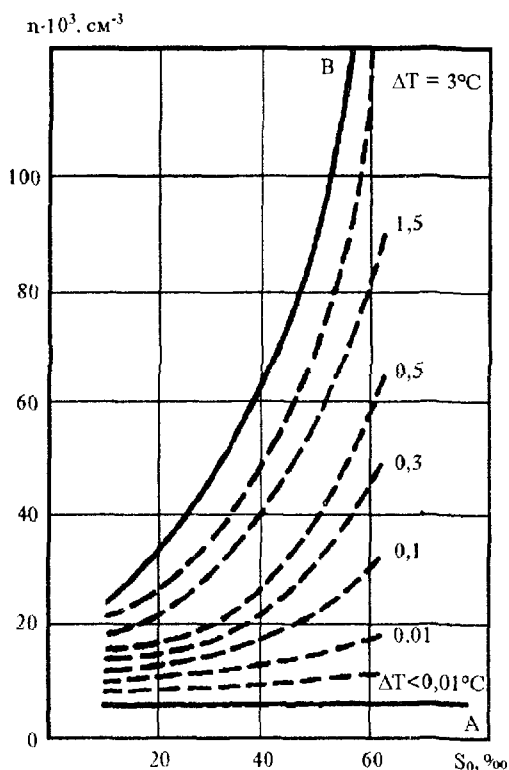


Рис. 10. Изменение числа кристаллов n в единице объема льда в зависимости от солёности воды S_0 при ее различном переохлаждении (ΔT). А и В — предельные значения

центрация незамерзшей части раствора возрастает, скорость установившегося роста кристаллов v_i понижается, а скорость возникновения зародышей новых кристаллов при $\Delta T = \text{const}$ увеличивается. Тогда во льду, образовавшемся из раствора большей солености, число кристаллов в единице объема n должно увеличиваться, а размер среднего кристалла — уменьшаться, причем только за счет изменения v_i объем среднего кристалла во льдах разной солености должен изменяться пропорционально S_0^{-3} , где S_0 — начальная концентрация раствора.

При малом переохлаждении раствора и, следовательно, малой скорости роста кристаллов возрастание n при увеличении S_0 носит почти линейный характер (см. рис. 10), соответствующий зависимости скорости возникновения центров кристаллизации от температуры фазового перехода. По мере увеличения ΔT зависимость n от S_0 становится более сильной, приобретая степенной характер. Показатель степени ее при S_0 изменяется от 1,5 до 3 при увеличении ΔT от 0,2 до 3°C. Это свидетельствует о том, что при увеличении ΔT все большее значение в качестве структурно-контролирующего фактора приобретает процесс формирования зон повышенной концентрации и, как следствие этого, скорость установившегося роста кристаллов v_i . Рост кристаллов прекращается, когда зоны повышенной концентрации, формирующиеся около отдельных кристаллов, сомкнутся, а концентрация раствора внутри этих зон достигнет величины S_p , равновесной со льдом при данной температуре. При этом образуется двухфазная система, состоящая из кристаллов практически пресного льда и концентрированного раствора солей (рассола), т.е.

$$V_0 \rho_0 = V_l \rho_l + V_p \rho_p, \quad (1.4)$$

где ρ_0 , ρ_l и ρ_p — плотность, соответственно, исходного раствора, льда и рассола; V_0 , V_l и V_p — объемы исходного раствора, льда и рассола, причем

$$V_p = \frac{S_0}{\rho_p S_p}. \quad (1.5)$$

Так как объем зон концентрации и содержание солей внутри них меняются относительно слабо, толщина межкристаллических прослоек рассола в одном и том же ледяном теле должна быть приблизительно одинаковой, т.е. практически весь рассол должен более или менее равномерно распределяться в межзерновых граничных зонах. Кристаллооптические исследования показали, что лишь 5–10% рассола концентрируется в ячейках, располагающихся в основном на контакте трех-четырех кристаллов, тогда как остальные 90–95% рассола равномерно распределяются в межкристаллических прослойках, причем различие в толщине прослоек обычно не превышает 10% [39, 147].

Итак, каждый кристалл льда, образовавшегося из раствора солей, окружен граничными зонами, содержащими кристаллогидраты солей или незамерзший рассол, т.е. средой с более низкой точкой плавления, чем у льда. Некоторое количество солей захватывается растущим кристаллом льда в виде мелких пузырьков рассола или ионов. При этом, чем больше скорость кристаллизации (больше градиент температуры), тем больше примесей захватывается кристаллом. Плавление такого льда, естественно, происходит при температуре несколько ниже 0°C , так как связи в нем значительно ослаблены. Примеси влияют и на физические свойства самих кристаллов.

1.4. Жидкая фаза в криогенной среде

В природных условиях в поликристаллических криогенных породах практически всегда содержится то или иное количество жидкой фазы, часто называемой "незамерзшей водой". Но эта "вода" фактически является раствором электролитов, который находится еще под воздействием электрического поля активной поверхности твердой части породы. Вследствие этого условия кристаллизации воды сильно изменяются, фазовый переход оказывается растянутым в значительном интервале температур. При этом определяющим по-видимому, является влияние поверхности твердых матриц ПККС (включая лед), степени ее развития, состава и состояния а также ионного состава и концентрации порового раствора. На поверхности раздела жидкой и твердой фаз возникает двойной электрический слой, в пределах которого особенно сильно меняется структура порового раствора электролита. Характер и механизм взаимодействия воды с твердой поверхностью различных минералов, составляющих криогенные породы, еще недостаточно изучены.

Если исключить из рассмотрения конституционную и кристаллизационную воду, которая входит в состав некоторых минералов и часто называется химически связанной, незамерзшая вода в криогенных породах является физически связанной, т.е. адсорбированной твердой поверхностью.

Содержание и объемное распределение незамерзшей жидкой фазы и льда в значительной мере определяют все важные физические и физико-технические свойства криогенных пород. Согласно принципу равновесного состояния, сформулированному Н.А.Цытовичем [171], в криогенной породе практически всегда содержится незамерзшая вода, находящаяся при фиксированных параметрах состояния в равновесии со льдом. Это не переохлажденная вода, измененная жидкая фаза, которая кристаллизуется в лед при более низкой температуре, либо остается в аморфном состоянии. Проблема существования и вымерзания незамерзшей воды интенсивно изучается уже более 50 лет, однако до настоящего времени не существует единой, хорошо разработанной и надежной количественной физи-

ческой модели. Имеется много работ, посвященных различным гипотезам о структуре и энергетическом состоянии адсорбированной воды в пористых средах, например: о растянутой или "развязанной" воде [54, 82], о слоях незамерзшей воды, находящихся в жидкокристаллическом состоянии, о жидкой фазе со значительно искаженной структурой [7, 10]. Обширная библиография по этим вопросам приводится в обзорах и монографиях [47, 60, 79, 82, 192, 193, 211].

За последние 20–25 лет выполнены многочисленные экспериментальные исследования по изучению температурной зависимости содержания незамерзшей воды в различных мерзлых грунтах и соленых льдах. Помимо известного в различных разновидностях калориметрического метода определения содержания жидкой фазы, большое развитие получило применение и ряда других методов: ЯМР – *ядерно-магнитный резонанс* [73, 86, 192, 269], ДТА – *дифференциальный термальный анализ* [193], *криоскопический*, *контактный* и *сублимационный* [57–60], ТДР – *тайм-домен рефлектометрия* – измерение времени распространения радиоимпульса в образце грунта [165, 282], *диэлектрический* (емкостной) [42, 154, 176] и др. В странах Запада наиболее распространены методы ЯМР и ТДР, а также диэлектрический, а в России – криоскопический, контактный, ЯМР и частично диэлектрический. Однако любой из этих методов обладает как достоинствами, так и недостатками, ограничивающими его применение. Так, существенным ограничением метода ЯМР является сильное влияние парамагнитных примесей, которые всегда имеются в мерзлых грунтах; высокочастотные электромагнитные методы (ТДР, диэлектрический и др.) легко реализуемы и высокопроизводительны, но их разрешающая способность и надежность недостаточны при объемном содержании жидкой фазы менее 3%. Низкочастотный (частоты ~1 кГц) диэлектрический метод гораздо более чувствителен к малым содержаниям воды [154, 165], но пока не нашел широкого применения.

Наиболее универсальные калориметрические методы трудоемки и обладают недостаточной разрешающей способностью из-за допущений, что теплота фазового перехода и теплоемкость связанной и свободной воды одинаковы. Есть свои ограничения и у других способов.

Однако к настоящему времени экспериментально твердо установлено, что замерзание воды в пористых, трещиноватых грунтах происходит в некотором диапазоне отрицательных температур. При каждой из фиксированных температур этого диапазона для данного грунта характерно содержание определенного количества незамерзшей воды. Известно, что это количество возрастает с увеличением площади и удельной активности твердой поверхности порового пространства, степени гетерогенности среды, концентрации и ионного состава порового раствора, а также с уменьшением валентности ионов. При прочих равных условиях количество незамерзшей воды

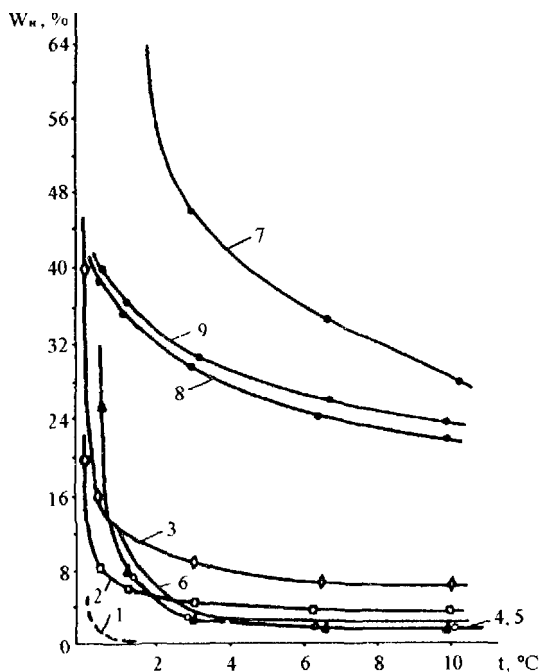


Рис. 11. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры в грунтах различного состава [60]: 1 – песок; 2 – супесь; 3 – суглинок тяжелый полиминеральный; 4 – Na-каолин; 5 – Ca-каолин; 6 – Fe-каолин; 7 – Na-бентонит; 8 – Ca-бентонит; 9 – Fe-бентонит

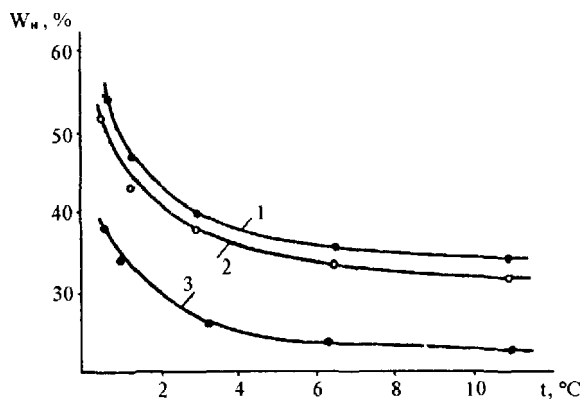


Рис. 12. Содержание незамерзшей воды в Fe^{3+} - (1), Ca^{2+} - (2) и K^+ - (3) формах мерзлого аскангеля (по А.А.Ананяну)

должно зависеть и от воздействия на среду различных физических полей, например, поля упругих напряжений, внешнего электромагнитного поля, потоков ионизирующих излучений и т.п.

Понижение температуры приводит обычно к уменьшению количества незамерзшей воды и к изменению ее состава и свойств, а при любом повышении отрицательной температуры мерзлой породы содержащийся в ней лед частично тает. Эксперименты [121, 228 и др.] указывают на наличие некоторого гистерезиса количества незамерзшей воды в дисперсных грунтах при их замораживании и оттаивании.

Определение содержания незамерзшей воды разными способами привело к сходным результатам. Примеры температурной зависимости содержания жидкой фазы в различных криогенных породах приведены на рис. 11–13. Обобщение подобных данных по мерзлым песчано-глинистым грунтам позволило Д.Андерсону и А.Тайсу [192] получить следующую эмпирическую формулу:

$$W_n = a |t^0 C|^b, \quad (1.6)$$

которая хорошо соответствует экспериментам и ее можно применять для инженерных оценок. Однако коэффициенты “а” и “в”

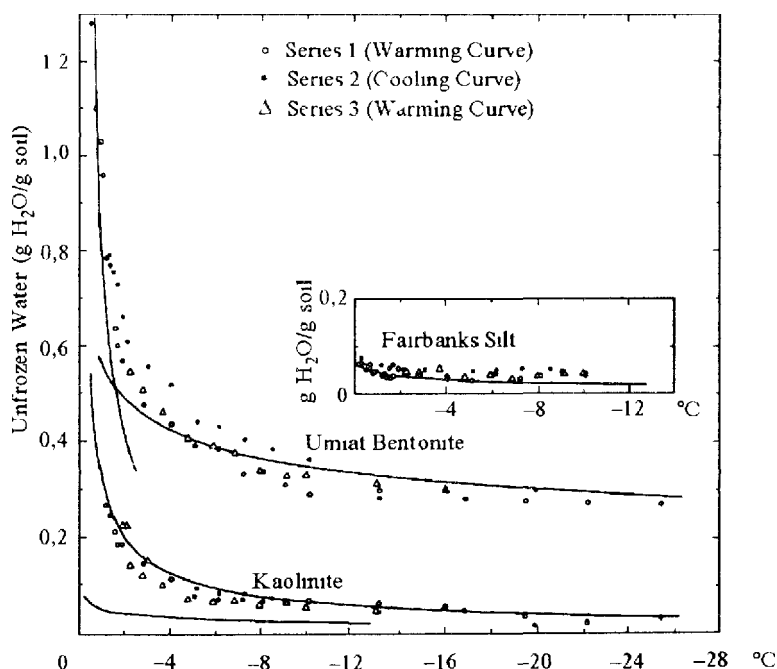


Рис. 13. Содержание незамерзшей воды в зависимости от температуры, определенное методом ЯМР [269] Сплошные линии – определения с помощью изотермического калориметра

оказались существенно разными для грунтов с различным составом и характером полидисперсности минеральной матрицы и требуют специального определения. Причины этого не проанализированы, так как в большинстве экспериментальных работ нет детальных данных о минеральном и гранулометрическом составе грунтов и об адсорбционной активности поверхностей частиц их минеральной матрицы. Тем не менее общая закономерность прослеживается достаточно четко, причем значительного влияния на нее льдистости или криотекстуры мерзлого грунта не выявлено. Для засоленных криогенных пород и в особенности для морских льдов такая аппроксимация гораздо хуже соответствует экспериментальным данным. Предложены и некоторые другие расчетные способы оценки содержания в грунте незамерзшей воды. Например, П.Хоекстра и Р.Кион на основании анализа термодинамики воды в мерзлых грунтах различного состава установили близкую к линейной связь между содержанием незамерзшей воды и глинистого материала в грунтах, т.е. его удельной поверхностью:

$$W_n = \alpha \cdot 10^{-3} \cdot \gamma \text{ [г]}, \quad (1.7)$$

где γ — содержание глинистого материала в грунте, %; α — коэффициент, зависящий от температуры (например, при $t = -1^\circ\text{C}$ $\alpha \approx 5$, при $t = -5^\circ\text{C}$ $\alpha \approx 3,5$ и т.д.).

Однако исследования Ю.П.Акимова и Э.Д.Ершова [5, 60] свидетельствуют о недостаточности учета только величины удельной поверхности (содержания физической глины) грунта. Согласно их данным, во многих глинистых грунтах весьма существенно влияние на содержание незамерзшей воды активности ионно-обменных свойств и степени гетеропористости минеральной матрицы (см. п. 1.6), т.е. формула (1.7) может использоваться для инженерных оценок лишь при отсутствии или слабом проявлении этих факторов.

Предложен целый ряд расчетных способов и формул для оценки содержания жидкой фазы в соленых льдах, однако, за исключением льдов из водных растворов определенных солей, они также дают результаты с различной степенью приближения, так как трудно учесть влияние различных ионов друг на друга, а также примесных зерен льда на процесс вымерзания рассола. Для льдов из морской воды детальный анализ подобных формул был выполнен В.Л.Цуриковым [170].

Рассматривая кинетику фазовых изменений в криогенных породах, можно выделить [171] следующие температурные интервалы с различной интенсивностью изменения содержания жидкой фазы:

- значительных фазовых превращений (изменение количества незамерзшей воды более 1% на 1°C). Количество незамерзшей воды больше максимальной молекулярной влагоемкости;

- малых фазовых превращений (изменения от 0,1 до 1% на 1°C). Количество незамерзшей воды считается в пределах от максималь-

ной молекулярной влагоемкости до максимальной гигроскопической влажности породы;

— практически замерзшего состояния (изменения — менее 0,1% на 1°C). Это состояние сопоставляется с максимальной гигроскопической влажностью породы.

Указанное характерно для мерзлых пород любого состава, но ширина соответствующего температурного интервала и его положение на шкале температур различны для пород с разной ПКС (см. рис. 11–13).

Теперь рассмотрим некоторые подходы и современные представления, позволяющие хотя бы качественно разобраться в причинах экспериментально установленных зависимостей и особенностей содержания и состояния незамерзшей воды.

Характерные особенности жидкости в ограниченных скоплениях (доменах). Внутри однородной объемной фазы жидкости при ее макроскопическом описании в отсутствие внешних силовых полей сумма сил равна нулю. Точки (элементы) объемной фазы характеризуются только плотностями составляющих ее компонентов, плотностями энергии (полной и свободной) и величинами энтропии. При контакте двух разных объемных фаз вещества в переходной граничной зоне, в отличие от объема, имеется поле электрических, молекулярных и других сил, затухающее при углублении в каждую из смежных фаз. Эти силы называют *поверхностными силами* [46], и они обуславливают большую специфику строения и свойств контактирующих фаз в приграничных зонах. Применительно к нашей теме это граничные слои (объемы) жидкости вблизи поверхностей твердых тел и между ними.

Структурирующее влияние ограничивающих поверхностей распространяется в глубь жидкой фазы и является дальнедействующим. Этот эффект наиболее заметен для лиофильных ограничивающих поверхностей при взаимодействии с ними полярных жидкостей, например, воды.

Известно, что при контакте твердого тела с жидкостью (растворами) на поверхности первого возникает адсорбционный “монослой” наиболее прочно связанных молекул (ионов), а затем — граничная фаза жидкости, отличающаяся по своим свойствам от объемной (свободной) фазы. Адсорбционный “монослой” по своей структуре уже практически не жидкость, он существенно неоднороден в соответствии с распределением различных активных центров на поверхности твердого тела, т.е. поверхностных атомов и их групп, способных к образованию водородных связей с молекулами воды, а также ионов, в том числе и адсорбционных. Поэтому, когда говорят о жидкой фазе в ограниченных объемах, то следует понимать ту ее часть, которая находится в поле дальнедействующих поверхностных сил снаружи адсорбционного “монослоя”. Понятие “поле поверхностных сил” обобщает многие виды индивидуальных и коллективных взаимодействий молекул и ионов.

Согласно классификации Б.В.Дерягина, можно выделить три группы поверхностных сил:

а) электрические (ионные) и молекулярные (дисперсионные, ван-дер-ваальсовы) взаимодействия;

б) расклинивающее давление, т.е. дополнительное по сравнению с объемной фазой давление в тонкой жидкой прослойке между ограничивающими поверхностями;

в) структурные силы или структурная составляющая расклинивающего давления, связанные с перестройкой структуры жидкости в тонкой прослойке (поре, капилляре).

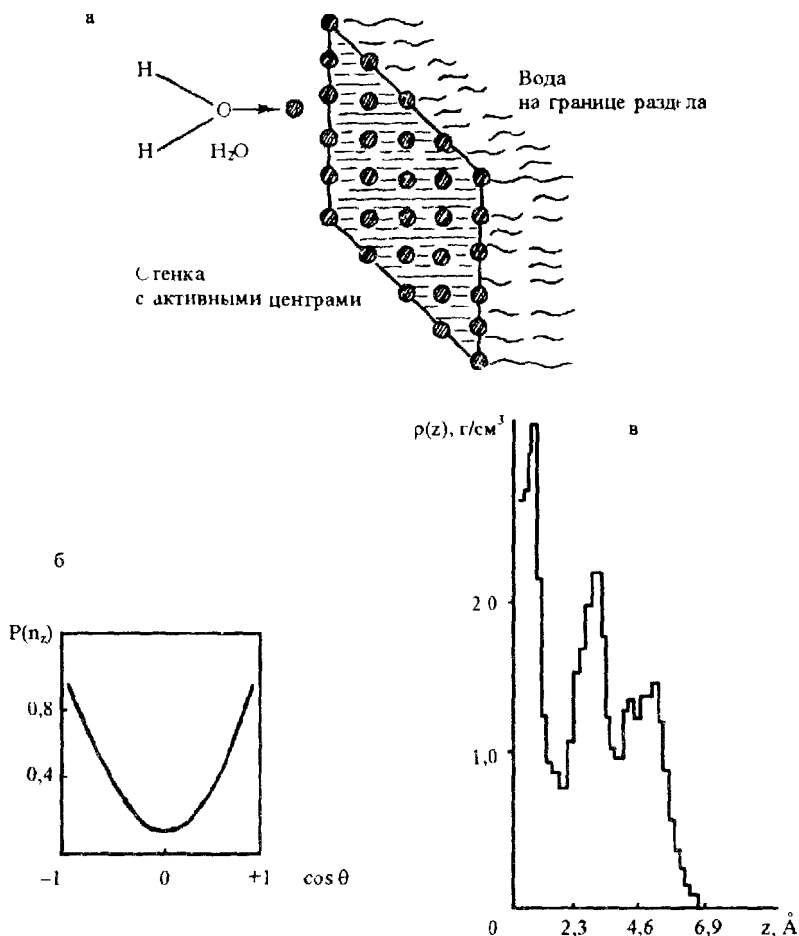


Рис 14 Влияние активных центров поверхности на молекулярно-статистические свойства прилегающих слоев воды. а — модель активной поверхности, б — функция распределения вероятностей для различных ориентаций молекул воды, в — локальная плотность молекул воды у поверхности с активными центрами

В монографии [46] дается подробный анализ каждой из этих групп, а также изложены теоретические и экспериментальные достижения в области исследования поверхностных сил.

Итак, в отличие от свободной объемной фазы, жидкость в ограниченных скоплениях (в капиллярах, щелях, порах, ячейках и т.п.) существенно неоднородна и имеет иную по сравнению с объемной фазой структуру. Поле поверхности твердого тела обуславливает ярко выраженную слоистую структуру прилегающей жидкости. Выполненные модельные исследования методом Монте-Карло [11] показали (рис. 14) резко выраженные осцилляции плотности воды по нормали к ограничивающей поверхности, затухающие с расстоянием. При этом возникают квазидвумерные структуры молекул воды (вместо тетраэдрических), располагающиеся параллельно ограничивающим поверхностям. Такая деформация водородных связей (по сравнению с объемной фазой) указывает на возникновение упорядоченности молекул вблизи поверхности, т.е. на возрастание роли энтропии системы. Для воды в ограниченных скоплениях характерны три вида дополнительной упорядоченности:

- а) *пространственная* — локальные изменения плотности;
- б) *ориентационная* — расположение молекул преимущественно в плоскостях, параллельных ограничивающей поверхности;
- в) *энергетическая* — водородные связи молекул внутри слоя характеризуются большей энергией, чем между слоями. Таким образом, вода в ограниченных скоплениях приобретает сложное строение, образуя структуры, подобные жидким кристаллам. Важным следствием этих структурных особенностей является пониженная температура замерзания воды в ограниченных объемах. Причем это не метастабильные состояния переохлажденных слоев воды, а термодинамически равновесные, поскольку они могут существовать в контакте со льдом при температуре значительно ниже 0°C . Изменение свойств воды в ограниченных скоплениях обусловлено в первую очередь перестройкой водородных связей, а не непосредственным внешним воздействием, т.е. вода в этом случае является, по существу, иной жидкой фазой (фазами), чем в свободном состоянии в объеме. Наиболее прочные водородные связи между молекулами этой фазы направлены преимущественно параллельно ограничивающим поверхностям (рис. 15). Кроме того, вблизи любой границы раздела фаз происходит изменение величины дипольных моментов молекул воды. Они имеют наименьшее значение в объемной воде, возрастая с увеличением степени искажения ее структуры.

В этих условиях вполне возможны и кооперативные эффекты, когда достаточно большая группа связанных молекул (кластер, домен) реагирует на внешние воздействия как единое целое. Так, большие эффективные дипольные моменты доменов в приповерхностных слоях воды могут обеспечить чувствительность граничных фаз к слабым импульсам электромагнитных полей, что сближает

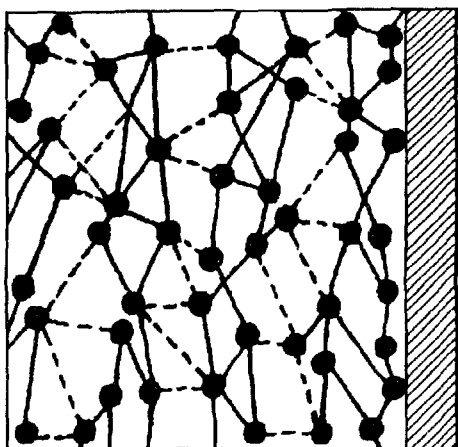


Рис 15 Схема расположения молекул воды вблизи поверхности твердого тела

• — молекулы воды, — — сильные связи, - - - — слабые

их с жидкими кристаллами. Отмечается также и анизотропия подвижности молекул воды в тонких пленках (доменах). Коэффициент самодиффузии вдоль ограничивающей поверхности примерно в 50 раз больше, чем для объемной фазы воды при одной и той же температуре, а движение молекул в перпендикулярном направлении существенно затруднено.

Толщина граничных объемов (слоев) жидкости с квазжидкокристаллической структурой, распространяющихся в глубь жидкой фазы, может меняться примерно от 10 до $10^4 \text{ \AA}$. При этом толщина слоев с устойчивой информационной структурой может достигать многих сотен ангстрем. На больших толщинах формируется переходный слой (или слои) с менее устойчивой, но измененной структурой. Структурирующее дальное действие усиливается с понижением температуры и увеличением гидрофильности ограничивающей поверхности. Вода в граничных фазах обладает гораздо меньшей растворяющей способностью, чем объемная, и имеет избирательность по отношению к внедряющимся ионам. Существенная разница имеется для физических и других свойств этих фаз воды. Так, например, в граничных фазах воды, по-видимому, понижены статическая и высокочастотная диэлектрические проницаемости и удельная электропроводность, искажена их частотная дисперсия. Отмечается также повышенная вязкость в порах и капиллярах радиусом $< 0,5 \text{ мкм}$. Правда, многие исследователи отмечают повышенную поверхностную электропроводность, что, возможно, связано с большей подвижностью протонов ядер водорода вдоль ограничивающей поверхности в связи с образованием устойчивых цепочечных водородных связей (преимущественно

но в монослоях воды), служащих “каналами” (рис. 16) протонной электропроводности.

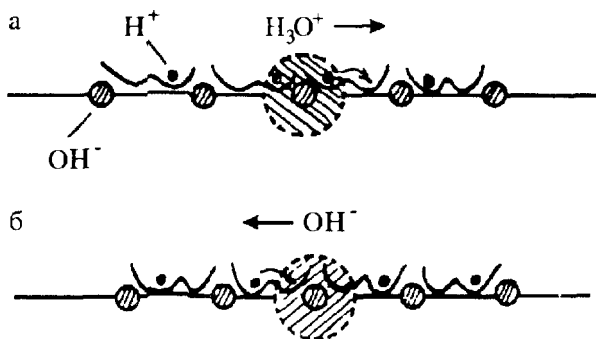


Рис 16 Схемы перемещений водорода а – гидроксония H_3O^+ и б – гидроксила OH^- из одной потенциальной ямы в другую по цепи молекул, соединенных водородными связями

Качественно новый эффект, связанный с существованием граничных фаз, происходит при их перекрытии в тонких порах и капиллярах. В этом случае изменение толщины прослойки граничной фазы будет сопряжено с перестройкой структуры жидкости, т.е. с изменением энтропии, а следовательно, и свободной энергии Гиббса G в системе. Последнее обуславливает появление сил отталкивания или притяжения (в зависимости от знака производной $\partial G/\partial h$, где h – толщина прослойки), названных Б.В.Дерягиным [46] структурной составляющей расклинивающего давления жидкости или структурными силами.

Отталкивание соответствует сильному взаимодействию молекул жидкости с ограничивающей поверхностью (стенкой), превышающему межмолекулярное взаимодействие (плотность воды у поверхности будет повышена), а притяжение – обратной ситуации, с понижением плотности жидкости у поверхности.

Таким образом, воду в ограниченных скоплениях вблизи и между поверхностями твердых тел следует рассматривать как иную жидкую фазу H_2O с существенно другой структурой и свойствами, чем в свободном объеме, что в особенности проявляется в процессах замерзания. В грунтоведении имеется ряд работ, посвященных критериям выделения различных форм связанной воды и их классификации [67, 79 и др.]. В одной из последних В.А.Королев и Р.И.Злочевская [79] попытались унифицировать классификацию связанной воды в грунтах, базируясь на величине так называемого всасывающего давления поровой влаги P , и его зависимости от весовой влажности. Согласно их данным, различные формы (категории) связанной воды могут быть выделены по некоторым харак-

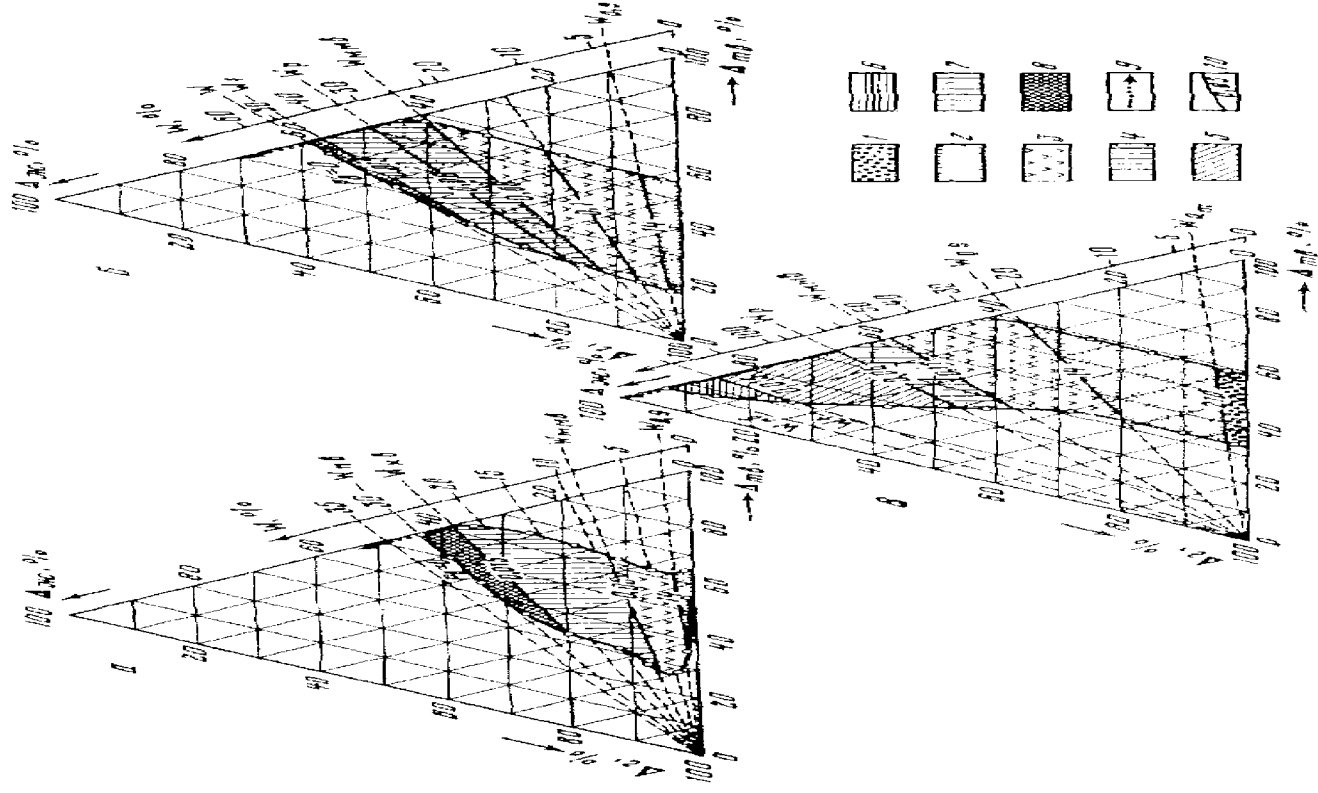


Рис 17 Фазовые диаграммы содержания различных категорий влаги а – в чистом средне-мелкозернистом песке, б – в каолинистовой глине, в – в монтмориллонитовой глине, области влаги. 1 – мономолекулярной адсорбции, 2 – полимолекулярной адсорбции, 3 – капиллярно-конденсированной или стыковой влаги, 4 – полимолекулярной и осмотически поглощенной из раствора, 5 – осмотической и капиллярно-стыковой влаги, 6 – капиллярной и механически захваченной структурой геля, 7 – капиллярной, 8 – капиллярной и механически зажатой, 9 – область свободной воды, 10 – изотермы давления влаги P_v (в МПа) при температуре 20°C, Δ_t , $\Delta_{ж}$ и $\Delta_{тв}$ – объемное содержание газовой, жидкой и твердой фаз грунта

терным значениям P_v , изменяющегося от ~210 МПа (для условного монослоя) до 0 – свободная вода. Оказалось возможным представить распределение связанной воды в различных грунтах в виде фазовых диаграмм (рис. 17). Эта классификация безусловно заслуживает внимания, так как она весьма наглядна, основана на унифицированном критерии и позволяет научно обоснованно прогнозировать изменение свойств различных влажных грунтов в зависимости от наличия в них определенных фаз связанной воды. Однако для мерзлых пород приведенная схема – лишь полезная качественная картина, так как не учитывает влияния льда на перераспределение фаз связанной воды и не дает ответа на вопрос о фазах незамерзшей воды, которые могут существенно отличаться от первых. Кроме того, классификация не рассматривает структурную составляющую расклинивающего давления, а следовательно, и соответствующую фазу связанной воды.

Поскольку в настоящее время еще нет достаточно полных данных об особенностях связанной и незамерзшей воды, остановимся на некоторых обобщенных феноменологических представлениях. Рассмотрим сначала модель незамерзшей воды, считая, что ее скопления представляют собой двойные электрические слои (ДЭС) вблизи поверхностей твердой фазы криогенной породы. Эти представления достаточно обоснованы, так как толщина диффузной части двойного слоя, а также ее изменение в зависимости от температуры, концентрации ионов качественно соответствуют аналогичным свойствам адсорбированной воды [45, 118, 126]. В то же время такая модель вполне применима для интерпретации и анализа экспериментальных данных по изучению электрических, упругих и других свойств криогенных пород.

На границе двух фаз с разным типом электропроводности обычно возникает пространственное скопление избыточных зарядов различного знака, т.е. образуется ДЭС, обуславливающий соответствующий скачок потенциала. Для однородного слоя этот скачок определяется соотношением

$$\text{grad } \psi = \frac{1}{\epsilon_0} \bar{p}, \quad (1.8)$$

где $\bar{p}$ — дипольный момент единицы поверхности границы раздела фаз.

На границе раздела твердой и жидкой фаз (порового электролита) образование ДЭС может происходить по двум путям. Первый путь — посредством адсорбции ионов из раствора поверхностью твердого тела, имеющей избыточный заряд (активные центры). При этом обычно адсорбируются ионы, близкие по параметрам к ионам кристаллической решетки твердого тела, а если таких ионов в растворе нет, то имеет место избирательная адсорбция ионов большей валентности и меньшего радиуса. Эти ионы и дипольные молекулы образуют у поверхности твердого тела адсорбционный слой. Установлено, что адсорбционная способность окислов существенно зависит от степени поверхностной и объемной гидратации, а также от степени дисперсности адсорбирующего вещества. Эти факторы главным образом обуславливают более высокую адсорбционную способность скелета глинистых пород по сравнению с песчаными. Важным является определение типов центров адсорбции и взаимное влияние между ними и адсорбируемыми молекулами, однако такого рода исследования сложны и многие вопросы природы адсорбции до сих пор остаются дискуссионными. Второй путь — посредством диссоциации поверхностных молекул твердого тела, т.е. частичное растворение его. Так, например, метакремниевая кислота H_2SiO_3 может отдавать в раствор ион водорода, в результате чего у поверхности твердого тела появляется избыточный отрицательный заряд, а в растворе, вблизи поверхности, — избыточный положительный заряд, т.е. возникает ДЭС.

Важное значение имеет строение двойного электрического слоя. В первом приближении оно может быть описано с позиций модели Гуи-Чэпмена-Штерна, согласно которой предполагается наличие у поверхности твердого тела очень тонкого (толщиной в несколько ангстрем) прослоя жестко связанных частиц ("слой Гемгольца" или "слой Штерна") и более мощной диффузной части двойного слоя с распределенными в ней избыточными зарядами одного знака ("слой Гуи"). На рис. 18 представлена схема такой двухкомпонентной модели двойного электрического слоя и падение потенциала в его пределах. Толщина диффузной части — d_2 возрастает с увеличением средней энергии теплового движения (температуры), с уменьшением концентрации раствора, заряда ионов и с уменьшением общего скачка потенциала твердое тело—раствор.

Если принять, что концентрация анионов и катионов в растворе в пределах плотной части ДЭС неизменна, то изменение потенциала в пределах этой части будет близко к линейному. В диффузной части концентрация ионов изменится по нелинейному закону, а следовательно, и падение потенциала должно быть нелинейным. Однако рассмотренная схема не учитывает специфической адсорбции ионов поверхностью твердого тела за счет сил неэлектростатического взаимодействия.

Кроме того, при более детальном изучении строения ДЭС необ-

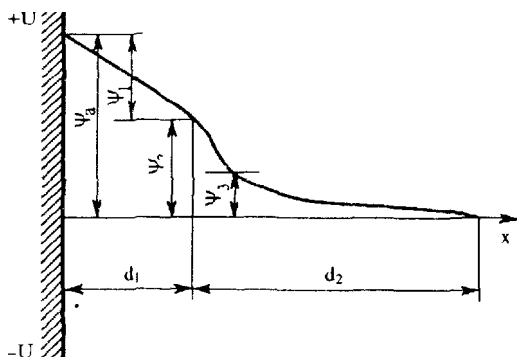


Рис 18 Упрощенная схема двойного электрического слоя ψ_a – общее падение (скачок) потенциала твердое тело – раствор (адсорбционный потенциал), ψ_1 – падение потенциала в жесткой части, ψ_2 – в диффузной части, ψ_3 – в подвижной части ДЭС, (ζ – потенциал) d_1 – толщина жесткой части, d_2 – толщина диффузной части

ходим учет и таких факторов, как конечный объем, занимаемый ионами внутри диффузного слоя, и влияние этого фактора на их взаимодействие; поляризация частиц, образование ионных пар; влияние “ионных атмосфер” на взаимодействие ионов и т.п. Экспериментальное и теоретическое исследование этих проблем связано с большими трудностями. Несмотря на значительное число работ в этой области, до настоящего времени нет достаточно полной теории ДЭС. Однако, несомненно, что двухкомпонентная классическая модель Гуи-Штерна – лишь первое приближение к действительности.

В настоящее время развиты теории ДЭС с учетом дискретного строения специфически адсорбированного заряда и статистического распределения ионов в диффузной области [45, 126], из которых следует, что характеристики ДЭС должны существенно отличаться от осредненных, которые получаются из постулирования двух фиксированных плоскостей адсорбции. Классическая теория оказывается достаточно справедливой только для очень малых концентраций раствора и при отсутствии специфической адсорбции. Плотную часть ДЭС следует рассматривать как содержащую, по крайней мере, три плоскости раздела: твердое тело (с координатой x_0), плоскость специфически адсорбированных ионов (x_1) и граничная поверхность с диффузной частью (x_2), что схематично показано на рис. 19. Специфическая адсорбция может существенно изменить распределение потенциала, при этом в случае большой адсорбции знаки потенциалов ψ_a и ψ_2 могут быть противоположными. Возможен случай, когда в результате специфической адсорбции суммарный заряд в плотной части ДЭС, например, заряд анионов, окажется больше отрицательного заряда поверхности твердого тела.

Тогда эта поверхность будет находиться под более высоким потенциалом. Его распределение (рис. 20,1) будет таким же, как и при положительном знаке заряда поверхности твердого тела.

Рассмотренные примеры свидетельствуют о возможных существенных изменениях распределения потенциала в ДЭС в зависимости от качественных и количественных характеристик специфической адсорбции.

Эффект дискретности адсорбированного заряда, а следовательно, и изменения потенциала в плоскостях $x = \text{const}$ (см. рис. 19) должны влиять на многие физические свойства плотной

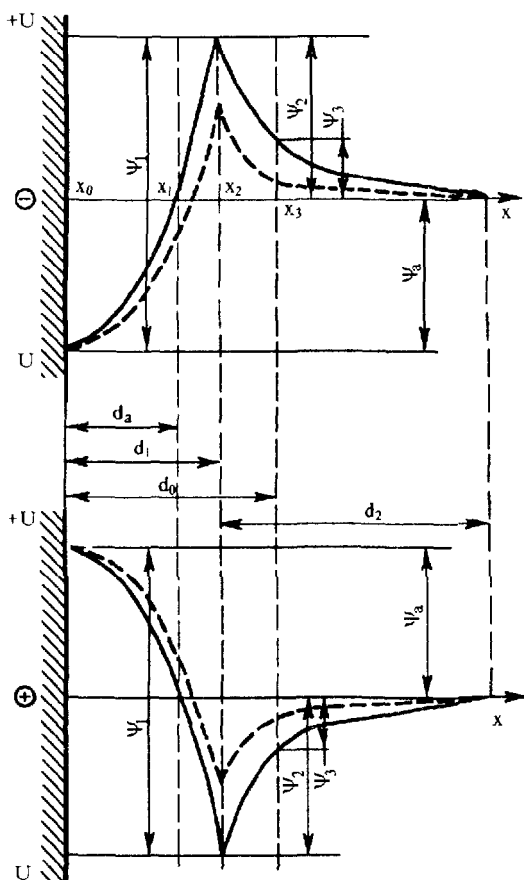


Рис 19 Схема строения ДЭС с учетом специфической адсорбции при различном знаке заряда поверхности твердого тела: d_a – расстояние до плоскости максимального приближения специфически адсорбированных ионов; d_0 – расстояние до плоскости максимального приближения неадсорбированных ионов; остальные обозначения те же, что и на рис. 18

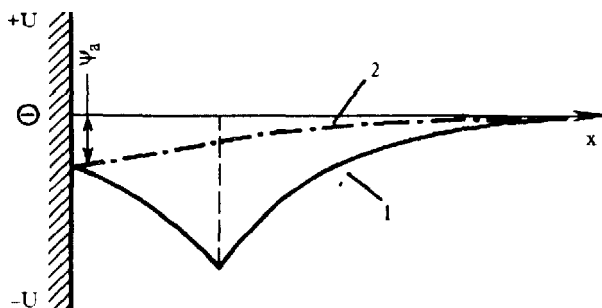


Рис. 20. Распределение потенциала в двойном электрическом слое: 1 - при специфической адсорбции; 2 - без специфической адсорбции

и диффузной части слоя. Например, должна меняться ориентация дипольных молекул растворителя, от чего существенно зависит эффективная диэлектрическая проницаемость (поляризуемость) плотного слоя, а следовательно, и дифференциальная емкость. Неэквивалентность плоскостей $x = \text{const}$, т.е. слоистое неоднородное строение ДЭС, должна влиять на скорость электрохимических реакций вблизи границы раздела фаз и на работу адсорбции поверхностно-активных ионов. Установлено различное влияние электрического поля адсорбированных ионов на основные характеристики двойного слоя при разном типе поверхностей раздела фаз. Предполагается, что для ионов каждой соли характерна своя "упаковка" в двойном слое и свои вносимые искажения в распределение потенциала в зависимости от соотношения радиусов аниона и катиона. Теоретические расчеты распределения потенциала в ДЭС из-за его сложного строения весьма громоздки [45] и практически всегда приближены ввиду ряда упрощающих допущений. Существующие теории ДЭС, несмотря на сложность расчетов, по существу являются качественными, так как не позволяют количественно учесть: а) зависимость ϵ воды от изменения ее структуры и содержания ионов; б) структурную составляющую расклинивающего давления; в) специфическую адсорбцию ионов.

При рассмотрении влияния ДЭС на электрокинетические свойства капиллярных систем основное значение придается ζ -потенциалу. При этом показано (без учета специфической адсорбции), что в тонком капилляре потенциал и концентрация ионов убывают с удалением от поверхности твердого тела значительно медленнее, чем в случае одиночной стенки. С ростом ζ -потенциала скорость убывания увеличивается и при достаточно больших его значениях тонкие капилляры содержат в подвижном растворе лишь ионы одного знака, оказываясь аналогичными непроницаемым мембранам для ионов другого знака.

В мерзлой породе ситуация еще больше усложняется, так как

появляется новая твердая фаза – лед, т.е. возникают поры, капилляры (границные зоны) с двойными электрическими слоями между различными по природе поверхностями раздела: лед–минеральная частица, лед–газ, лед–лед.

Количественные соотношения между этими типами пор, а также их размеры и форма могут варьировать в мерзлых породах в широких пределах в зависимости от процессов формирования криогенной структуры, текстуры и температуры породы.

Строение и свойства ДЭС на границе силикат–электролит характеризуются отрицательным знаком ζ -потенциала и определяются составом и концентрацией порового раствора, а также степенью дисперсности (гранулометрией) грунта. В мерзлой породе, в порах типа минеральная частица–минеральная частица они будут примерно такими же, как и в талой.

Изучение двойного слоя на границе со льдом показало, что возникающий скачок потенциала является сложной функцией состава и концентрации электролита и может быть как отрицательным, так и положительным. В качестве примера на рис. 21 показана зависимость полного адсорбционного потенциала у поверхности раздела лед–раствор по данным [261]. Как видно из рисунка, его значение и знак в большой степени зависят от состава и концентрации электролита. Результаты экспериментов, выполненных с различными электролитами, свидетельствуют, что знак адсорбционного потенциала в двойном слое лед–раствор часто может быть положительным (табл. 1). Конечно, требуется дальнейшее изучение ДЭС на границе лед–электролит, однако

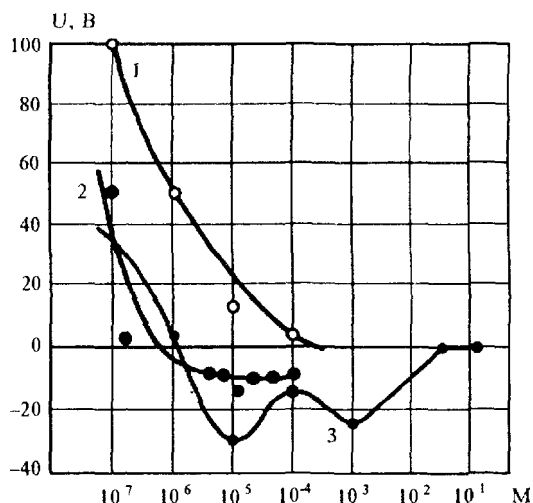


Рис. 21 Зависимость Ψ_a лед–раствор от состава и концентрации электролита
1 – NH_4Cl , 2 – LiCl , 3 – KCl , М – молярная концентрация электролита

приведенные данные позволяют заключить, что появление в породе льда может заметно изменить состояние жидкой фазы и электрохимическую активность пор, а следовательно, и поляризуемость, а также диэлектрическую проницаемость мерзлого грунта по сравнению с талым.

Таблица 1

Электролит	Концентрация		Электролит	Концентрация	
	высокая	низкая ($<10^{-5}$ М)		высокая	низкая ($<10^{-5}$ М)
Чистая вода	+	+	KMnO ₄	(~0)	+
NH ₄ Cl	+	+	K ₂ Cr ₂ O ₇	0	+
NaCl	-	+	HCl	0	+
KCl	-	+	HNO ₃	0	+
LiCl	-	+	NaOH	(~0)	+
NaI	-	+	C ₂ H ₅ OH	0	+
CaCl ₂	-	+	Фенол- фталеин	0	+
MgCl ₂	-	+			

Кратко остановимся и на термодинамическом подходе описания состояния жидкой фазы в грунте. Для влагосодержащих лористых систем удобным является химический потенциал, который можно записать следующим образом:

$$\mu = \left(\frac{\partial U}{\partial N} \right)_{P,T} - T \left(\frac{\partial S}{\partial N} \right)_{P,T} + P \left(\frac{\partial V}{\partial N} \right)_{P,T}. \quad (I.9)$$

Производные внутренней энергии U , энтропии S и объема V по числу частиц N характеризуют парциальные удельные значения этих величин, т.е.

$$\mu = U_{p,t} - TS_{p,t} + PV_{p,t}, \quad (I.10)$$

что соответствует парциальной энергии Гиббса.

Рассмотрим физический смысл каждого из слагаемых формулы (I.10). Первое - это парциальная внутренняя энергия, зависящая от температуры, взаимодействия молекул компонентов системы и от дальнего действия влияния поверхностных сил твердых матриц системы. Второе слагаемое определяется парциальной энтропией системы и температурой, причем величина $S_{p,t}$ зависит от кинетической энергии молекул и степени упорядоченности их расположения при заданных энергии и числе частиц, что характеризует энтропийно связанную воду. Сумма этих слагаемых $U_{p,t} - TS_{p,t} = F_{p,t}$ есть парциальная свободная энергия системы. Третье сла-

гаемое определяет вклад в химический потенциал гидростатического давления в связанной воде, которое должно уравниваться либо силами поверхностного натяжения на границе раздела фаз, либо упругой реакцией твердой фазы, либо внешними потенциальными полями (электрическим, магнитным, гравитационным). Причем $U_{p,i} + PV_{p,i} = H_{p,i}$ есть парциальная энтальпия связанной воды, которая часто близка по величине к парциальной внутренней энергии, так как вкладом PV можно во многих случаях пренебречь.

Теоретический расчет химического потенциала системы возможен лишь в некоторых простых случаях, например, для сильно разбавленных водных растворов неэлектролитов. В случае растворов электролитов теория сильно осложняется, так как необходимо учитывать степень диссоциации молекул, гидратацию и взаимное притяжение ионов и т.п. Воду с пониженным химическим потенциалом за счет растворенных в ней веществ называют *осмотически связанной*. В этом случае изменение μ обусловлено в основном $S_{p,i}$, т.е. это энтропийно связанная вода. Другим, относительно простым, видом связанной воды является *капиллярно-связанная* вода, для которой химический потенциал отличается от свободной воды лишь за счет добавочного гидростатического давления, обусловленного межфазным поверхностным натяжением и кривизной поверхностей раздела фаз.

Гораздо более сложен учет влияния на химический потенциал воды (в ограниченных скоплениях) полей дальнедействующих поверхностных сил твердой матрицы пористой среды. На основе модели двойного электрического слоя Б.В. Дерягиным было введено понятие расклинивающего давления, т.е. сил, возникающих между двумя плоскопараллельными заряженными поверхностями твердого тела через жидкую прослойку, величина которых обратно пропорциональна квадрату толщины прослойки. Однако отмеченное выше сильное искажение структуры и слоистость граничной жидкой фазы привели к необходимости учета еще и структурной составляющей расклинивающего давления, экспериментальное изучение и теория которой развиты гораздо слабее. Тем не менее в основе рассмотрения термодинамического равновесия различных фаз лежит принцип равенства их химических потенциалов. В нашем случае это должно быть равенство химических потенциалов льда и незамерзшей воды. И хотя возможен и имеется в каждом конкретном криогенном материале ряд отличающихся фаз связанной и незамерзшей воды, что обусловлено особенностями ПККС, рассмотрим хотя бы качественно фазовое равновесие вода-лед.

Известно, что давление насыщенного пара над поверхностью льда (P_n) ниже, чем над поверхностью переохлажденной свободной воды (P_v) при фиксированной отрицательной температуре, т.е. химический потенциал льда меньше на

$$\Delta\mu_n = RT \ln \frac{P_n}{P_v}. \quad (I.11)$$

Используя соотношения классической термодинамики, можно получить [24]:

$$\Delta\mu_n = -\frac{L(T_0 - T)}{T_0} + T \int_{T_0}^T \frac{(C_n - C_n)}{T^2} dT, \quad (I.12)$$

где T_0 и T – температуры замерзания свободной и связанной воды; C_n , C_n – теплоемкости воды и льда; L – теплота фазового перехода при 0°C .

В интервале температур 273–243К второе слагаемое в формуле (I.12) дает вклад не более 10% и тогда для практических оценок:

$$\Delta\mu_n \approx -L \frac{T_0 - T}{T_0}. \quad (I.13)$$

Во влажной дисперсной среде химический потенциал поровой жидкости ниже, чем у свободной воды, и является в основном функцией влажности. В мерзлом состоянии это будет функция от содержания незамерзшей воды

$$\Delta\mu_n = f(W_n).$$

В состоянии термодинамического равновесия в криогенном материале должно быть равенство:

$$\Delta\mu_n = \Delta\mu_n. \quad (I.14)$$

На основании (I.10, I.13), учитывая гидростатическое давление, можно записать:

$$-L \frac{T_0 - T}{T_0} + PV_n = \Delta U - T\Delta S + PV_n, \quad (I.15)$$

где ΔU и ΔS – изменения парциальной внутренней энергии и энтропии незамерзшей воды по отношению к свободной; P – гидростатическое давление.

Из (I.15) получаем общее выражение для температуры фазового перехода незамерзшей воды в лед:

$$T = \frac{\Delta U + L + P(V_n - V_n)}{L + T_0\Delta S} \cdot T_0. \quad (I.16)$$

Анализ формулы (I.16) показывает ее определенную универсальность. Так, для водного раствора, т.е. когда воду можно считать чисто энтропийно связанной:

$$\Delta U = 0; \Delta S = -R \ln(1 - Z); P = 0,$$

где Z – мольная доля растворенных веществ. При этих условиях из (I.16) получаем известную формулу для расчета начала замерзания растворов:

$$\frac{T - T_0}{T} = \frac{RT_0}{L} \cdot \ln(1 - Z). \quad (\text{I.17})$$

Если же $\Delta S = 0$ и $P = 0$, т.е. связанность воды чисто энергетическая, имеем:

$$\frac{T - T_0}{T_0} = \frac{\Delta U}{L}. \quad (\text{I.18})$$

При наличии чисто капиллярно-связанной воды, отличающейся от свободной лишь гидростатическим давлением, формула (I.16) дает выражение для T (т.е. снижение температуры замерзания) то же, что получается и из уравнения Клапейрона-Клаузиуса. Развитие термодинамического подхода [Г.П.Бровка, И.А.Комаров] позволяет получить выражения для оценок не только температуры начала замерзания, но и W_n при понижении температуры грунта.

Таким образом, существующие подходы описания незамерзшей воды позволяют составить в основном качественные представления. Отсутствие теории жидкого состояния обуславливает невозможность дать количественно точные предсказания структуры граничных слоев жидкой фазы. Нет также ясного и достоверного ответа на вопрос о характере перехода между граничной и объемной фазами воды и т.д. Тем не менее понимание природы незамерзшей воды и ее роли в формировании различных физических свойств мерзлых грунтов значительно продвинулось. Слоистость и анизотропия свойств граничных фаз, в том числе и незамерзшей воды, которые в соответствии с континуальной моделью воды отличаются не “степенью связанности”, а степенью и характером изменения структуры, т.е. сетки, водородных связей, – далеко не полный перечень достижений последних лет.

I.5. Специфика засоленных криогенных образований

Засоленные (т.е. содержащие значительное количество хорошо растворимых солей) криогенные образования существенно отличаются от пресных как по кинетике замерзания (таяния), так и по фазовому составу, а следовательно, и по большинству физических свойств. Основные типы засоленных криогенных сред: а) соленые и морские поликристаллические льды; б) соленые мерзлые грунты и почвы. Каждая из этих групп обладает своей спецификой, что мы и рассмотрим ниже. Вначале остановимся на их некоторых общих чертах.

При замерзании этих сред формирование льда происходит из раствора, который нельзя отнести к сильно разбавленному, т.е. из

раствора с концентрацией, большей чем $\sim 0,5 \cdot 10^{-2}$ моль/л, что составляет для многих ионных составов $1 \pm 0,5\%$. Начиная примерно с этих концентраций и при более высоких, замерзание раствора как в объеме, так и в пористой среде приобретает особенности, характерные для формирования ПККС поликристаллического соленого льда с ячейками незамерзшего рассола как в межзерновых зонах, так и в межпакетных (межплоскостных) пространствах кристаллитов. Причем сами кристаллы льда оказываются также в той или иной степени примесными, т.е. содержат как точечные дефекты замещения, так и макредефекты в виде пузырьков рассола. При достаточно низких температурах такие льды могут содержать в граничных зонах и кристаллогидраты солей. Граничные зоны и примесный лед характеризуются более низкой температурой плавления по сравнению с чистым льдом, а также обуславливают отличия в физических свойствах среды (тепловых, электрических, механических и др.).

Соленый лед как криогенное образование объединяет любые льды, возникающие на поверхности акваторий различных растворов: моря и океаны, озера и пруды сточных вод химических предприятий и обогатительных фабрик, природных минеральных вод и т.п. Конечно, наиболее широко распространенной разновидностью этих образований являются *морские льды*.

В зависимости от солёности воды и термодинамических условий у поверхности морских акваторий ледяной покров формируется при температурах около -2°C . Кристаллы морских льдов значительно меньше пресноводных, и размеры их увеличиваются от поверхности покрова вниз. Последнее связано с уменьшением скорости роста кристаллов, обусловленным замедлением удаления теплоты кристаллизации при образовании верхнего слоя льда. В этом слое форма кристаллов часто пластинчатая, а затем на глубине нескольких десятков сантиметров наблюдается переход к столбчатым кристаллам.

Детальному петрографическому изучению и анализу морских льдов различных акваторий посвящены исследования Б.А.Савельева, В.Уикса, А.Гоу, Е.Паундера, В.Таккера и др. [108, 121, 122, 237, 297], где приводятся данные о вертикальных разрезах ледяных покровов различного возраста, размерах, форме и ориентировке оптических осей кристаллов, и многие другие данные о строении и составе морских льдов, их свойствах и классификации. При формировании покровов соленого льда весьма существенен эффект вытекания незамерзшего рассола, который наиболее заметен при температурах, близких к началу замерзания данного раствора. Обеднение соленого льда рассолом за счет вытекания сильно изменяет его физические свойства, особенно возрастает при этом вязкость и когезионная прочность льда. Таким образом, имеет место существенное различие в составе и свойствах молодого (нилас), однолетнего и паковых многолетних морских льдов. Кроме вытекания рассола, многолетний лед периодически претерпевает силь-

ные изменения в результате таяния его сверху и нарастания снизу. Верхняя часть, толщиной порядка 50–70 см, представляет собой деятельный слой, в котором совершаются процессы объемного таяния, усиленной миграции рассола, повторного замерзания, перекристаллизации и т.п.

Не рассматривая многие характерные детали строения морского льда, в соответствии с темой нашей книги остановимся лишь на его фазовом составе и солёности как главных факторах, определяющих электрические и упругие свойства. Обобщенные данные приводятся В.Л.Цуриковым [170], который сопоставил и подробно проанализировал результаты известных работ Т.Э.Гиттермана, К.Нельсона и Т.Томпсона, П.Швертфегера и многих других, а также различные методы и расчетные формулы для оценки вышеупомянутых главных факторов. Температурные зависимости содержания рассола и его солёности в морском льду приведены на рис. 22, 23. В общих чертах изменение содержания жидкой фазы в морском льду с понижением его температуры сходно с таковым для других, в особенности глинистых, криогенных образований. Специфичным является гораздо более высокое ее содержание и несколько иная закономерность вымерзания при понижении температуры. Солёность незамерзшего рассола непрерывно возрастает, по крайней мере в интервале до -22°C (эвтектическая температура раствора NaCl). Ячейки незамерзшего рассола формируются в межзерновых граничных зонах, и при понижении температуры их степень дискретности возрастает. Имеется довольно сложное и многообразное изменение солёности и солевого состава морских льдов по толщине и во времени [122, 297 и др.]. Температура практически полного замерзания морского льда порядка $-60\pm 7^{\circ}\text{C}$, что соответствует четвертой стадии эволюции его ПККС. Отмеченные выше специфические черты характерны и для солёных льдов из растворов других составов с учетом их эвтектических температур.

Солёные мерзлые грунты. К этой группе мерзлых песчано-глинистых грунтов относятся такие, у которых исходная концентрация и ионный состав насыщающего порового раствора оказывают значительное, либо преобладающее влияние на формирование ПККС. Закономерности замерзания растворов в гетерогенной пористо-капиллярной среде сложны и еще недостаточно изучены. Однако известно, что они сильно зависят от адсорбционных и ионно-обменных свойств минеральной матрицы, исходной концентрации и состава насыщающего порового раствора, режима промерзания и т.п.

Взаимодействие минеральной матрицы с растворами приводит к процессам коагуляции и диспергирования частиц, т.е. к значительным изменениям структуры порового пространства среды [58, 60]. Также установлено, что понижение температуры и возрастание концентрации порового раствора приводят к увеличению его поверхностного натяжения, ухудшению смачиваемости и, как следствие, к возможности распада толстых пленок жидкой фазы в пористой среде на линзы или капли (домены). Последнее получило

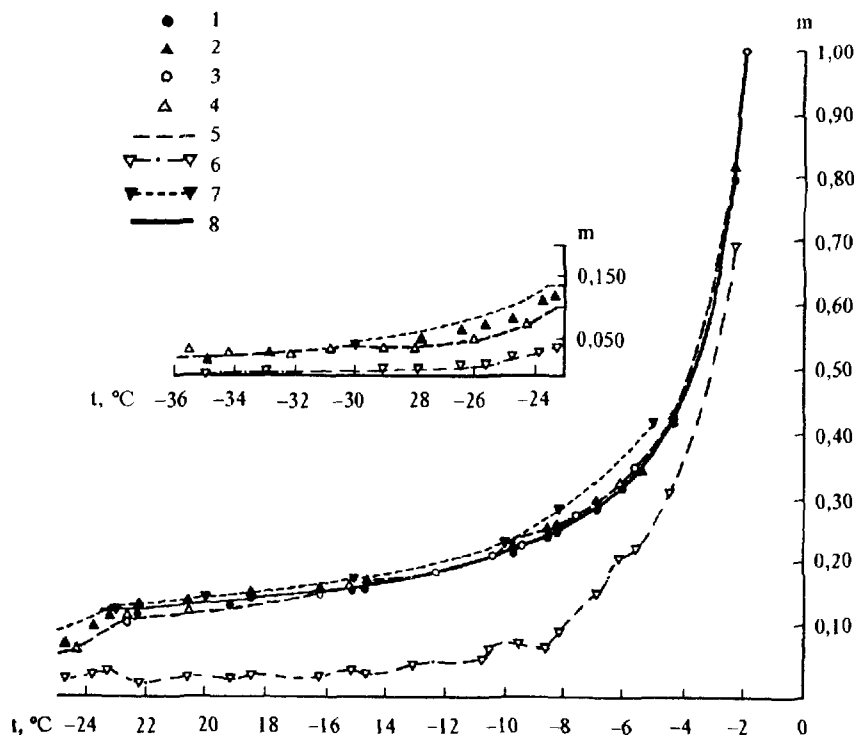


Рис. 22 Изменения с температурой относительной массы жидкой фазы во льду (г рассола на 1 г льда) 1-4, 7, 8 - результаты вычислений по различным формулам, 5 и 6 - экспериментальные данные

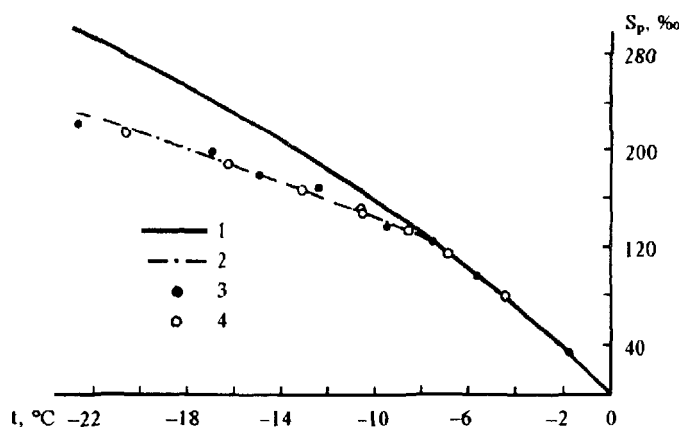


Рис. 23. Сопоставление экспериментальных и рассчитанных значений солёности рассола: 1, 2 - расчетные данные, 3, 4 - результаты эксперимента

определенное подтверждение в модельных экспериментах [204, 294] по замораживанию системы алюминиевых шариков, насыщавшейся дистиллированной водой и растворами. В первом случае повсеместно наблюдались формирования льда, полностью обволакивающие каждый шарик, а при насыщении раствором — вокруг шариков формировались дискретные (неплошные) ледяные образования. Все это сильно осложняет теоретическое описание и прямое экспериментальное изучение процессов замерзания зернистых, пористых сред, насыщенных растворами, поэтому возрастает значимость анализа результатов косвенных исследований соленых мерзлых грунтов. Для выявления характерных особенностей кинетики промерзания засоленных грунтов приходится анализировать и сопоставлять результаты разрозненных косвенных экспериментов, опираясь лишь на сходство минеральной матрицы изучавшихся грунтов, исходную концентрацию насыщающих их растворов и температуру.

Основные эксперименты с засоленными грунтами выполнены в следующих направлениях:

а) определение температурч начала замерзания и изменения общего содержания незамерзшей жидкой фазы в мерзлом грунте при различных исходных концентрациях и составах поровых растворов [60, 96, 189, 228, 247, 288 и др.];

б) изучение влияния засоленности на изменение электрических, тепловых, акустических и некоторых других свойств мерзлых грунтов с понижением их температуры [70, 144, 214, 216];

в) изучение влияния засоленности на физико-химические процессы в мерзлых грунтах: формирование криотекстур [59, 61, 168], перенос ионов [101, 271], электроакустическая конверсия [103, 104] и др.;

г) изучение изменчивости деформационных и прочностных свойств засоленных мерзлых грунтов и льдогрунтовых комплексов [26, 185 и др.].

И хотя имеющиеся к настоящему времени экспериментальные данные далеко не полны, их анализ и обобщение позволяют акцентировать внимание на следующих основных особенностях засоленных мерзлых грунтов.

Критическая исходная концентрация порового раствора. Если льды принято относить к пресным, когда их соленость не более $\sim 0,5\%$ ($\sim (0,3+0,5) \cdot 10^{-2}$ моль/л), то для нахождения величины граничной или критической исходной концентрации $C_{кр}$ насыщающих поровых растворов, разделяющей пресные и соленые мерзлые грунты, требуются специальные определения и исследования. Особенно важна зависимость этой величины от ионного состава порового раствора и от ионно-обменных свойств минеральной матрицы мерзлого грунта. Имеющиеся данные косвенных экспериментов получены для различных грунтовых матриц при разных влажностях и составах поровых растворов. Наибольший объем экспериментов с солеными мерзлыми грунтами выполнен с насыщением

их растворами NaCl , реже KCl , CaCl_2 и некоторых других. Лишь отдельные авторы ставили целью определение критической исходной концентрации порового раствора грунта [104, 106, 144, 164, 214–217], а в большинстве работ засоленность изучавшихся грунтов задавалась без учета этого. Анализ и обобщение имеющихся данных все же позволяет сделать ряд заключений:

- Критическая концентрация должна увеличиваться с повышением степени дисперсности и глинистости грунта, содержания в нем монтмориллонита, органических веществ, а также при изменении состава засоления от хлоридного к карбонатному и сульфатно-кальциевому.

- Значение $C_{кр}$ должно быть связано с обменной ионной емкостью грунтовой матрицы. Если исходное эквивалентное содержание ионов порового раствора меньше обменной емкости скелета грунта, то они взаимодействуют в основном с поверхностями частиц минеральной матрицы и слабо влияют на равновесие лед–жидкая фаза в мерзлом грунте. Такой грунт можно считать практически незасоленным.

- Для мерзлых засоленных кварцевых песков, согласно целенаправленным экспериментам, выполненным методами низкочастотной диэлектрической спектроскопии [144, 159, 163, 214–216] и электроакустической конверсии энергии [103, 104, 273], получена величина $C_{кр} = (0,5 \pm 1) \cdot 10^{-2}$ моль/л. При этом для различного ионного состава насыщающих растворов: KCl , NaCl , MgCl_2 заметных отличий в значениях $C_{кр}$ не установлено.

- Для мерзлых глинистых грунтов, на основе экспериментов по формированию криотекстур и по изучению прочностных характеристик [59, 106, 164, 168], по определениям количества жидкой фазы и др., величина $C_{кр}$ при насыщении грунтов раствором NaCl примерно составляет (моль/л): супесь $\sim (1 \pm 2) \cdot 10^{-2}$; каолин $\sim (2-4) \cdot 10^{-2}$; суглинок $\sim (0,5 \pm 2) \cdot 10^{-1}$; бентонит $\sim 0,5$. Влияние ионного состава поровых растворов на $C_{кр}$ для глинистых грунтов практически не исследовано.

Указанные значения $C_{кр}$ определены с разной степенью достоверности, но общая закономерность изменения ее величины (рис. 24) объективно отражает реальную ситуацию. Отметим, что наименьшие значения $C_{кр} \sim 10^{-3} \div 10^{-2}$ моль/л, установленные для кварцевых песков и для льдов, имеют вполне определенное физико-химическое обоснование [45, 126]. Этой концентрации соответствует явление изоэлектропроводности насыщенных дисперсных сред, начало возрастания энергии активации вязкого течения сорбционного слоя раствора, для нее справедлив предельный закон Дебая-Гюккеля-Онзагера, устанавливающий связь коэффициента активности с ионной силой растворов. Начиная с этих концентраций, становятся заметными явления сольватации и ассоциации ионов в растворах сильных электролитов и т.д.

В глинистых грунтах значительное влияние на структуру и энергетическое состояние порового раствора оказывают свойства поверх-

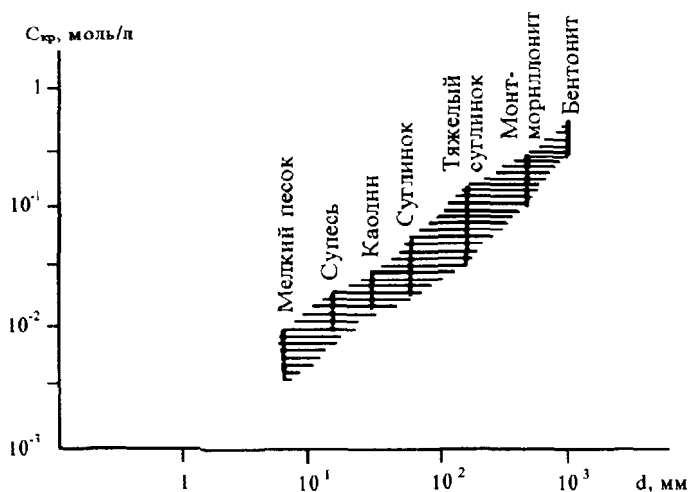


Рис. 24 Исходная критическая концентрация порового раствора для грунтов различной дисперсности

ностей частиц и состав минеральной матрицы, а также гетерогенность среды [5], что усложняет процесс формирования ПККС при замерзании и приводит к возрастанию $C_{кр}$.

Особенности фазового состава. В последнее время выполнен ряд исследований, существенно увеличивших количество информации об особенностях фазового состава (незамерзшая жидкая фаза, лед) засоленных мерзлых грунтов и его зависимости от температуры и солености. Основные результаты сводятся к следующему:

1. При исходной концентрации порового раствора $C \geq C_{кр}$ мерзлый засоленный грунт характеризуется значительно большим содержанием незамерзшей жидкой фазы, чем такой же, но незасоленный (рис. 25, 26). Увеличение степени засоленности обуславливает практически линейное возрастание содержания незамерзшей жидкой фазы на фиксированной температуре для мерзлого состояния грунта. Эти особенности установлены как для поровых растворов NaCl, морской соли, KCl, так и для некоторых других.

2. Количество жидкой фазы зависит от ионного состава порового раствора и возрастает в ряду: $Na_2CO_3 - Na_2SO_4 - NaNO_3 - KCl - NaCl$. Это возрастание неравномерно: например, для первого звена ряда оно составляет 10÷15%, а в случае преобладания NaCl в поровом растворе содержание жидкой фазы в том же мерзлом грунте может возрасти более чем в 2 раза по сравнению с карбонатным и сульфатным засолением (рис. 27 [60]).

3. Повышение концентрации поровых растворов или изменение их состава в соответствии с вышеуказанным рядом солей изменяет соотношение различных состояний поровой влаги в мерзлом грунте.

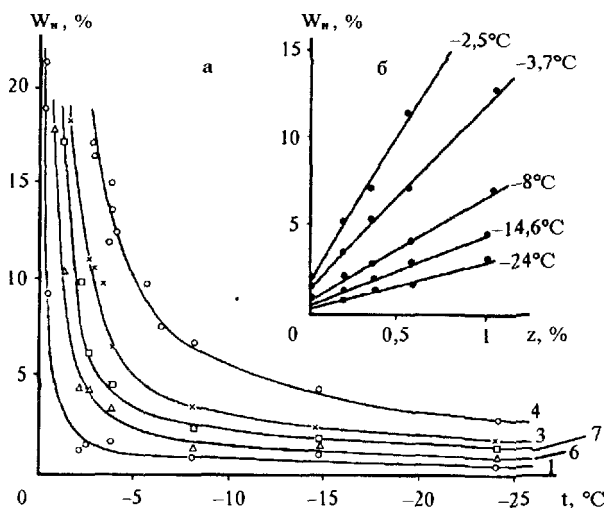


Рис 25.

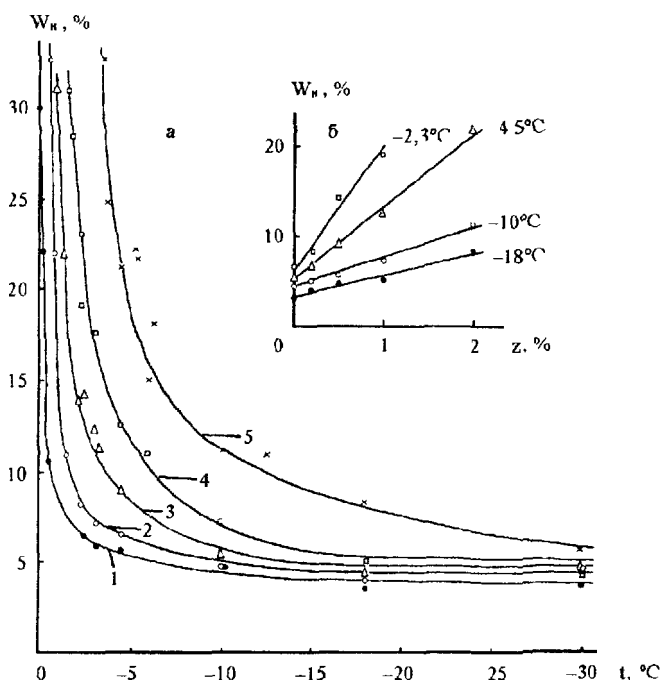


Рис. 25, 26. Содержание незамерзшей жидкой фазы в зависимости от температуры (а) и засоленности (б) мерзлых супеси (рис. 25) и суглинка (рис. 26). Засоленность z (масса морской соли к массе сухого грунта в %): 1 - 0; 2 - 0,2; 3 - 0,5; 4 - 1; 5 - 2; 6 - 0,15; 7 - 0,3; [96]

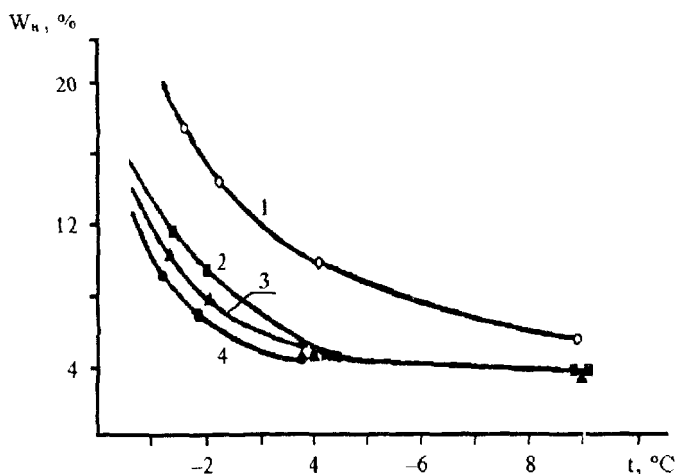


Рис 27 Зависимость содержания незамерзшей жидкой фазы от температуры в суглинке, засоленном различными солями ($z=0,5\%$) 1 – NaCl , 2 – NaNO_3 , 3 – Na_2CO_3 , 4 – Na_2SO_4

Основная тенденция – уменьшение толщины диффузной части двойных слоев, т.е. ослабление влияния поверхностей частиц минеральной матрицы грунта на структуру и энергетическое состояние жидкой фазы и, как следствие, снижение роли пленочной жидкости и переход все большей ее части в домены (ячейки) “объемного” порового раствора. Степень дискретности этих доменов возрастает с понижением t° . В результате для мерзлого засоленного грунта значительно изменяются: миграция влаги к фронту промерзания и характер формирования криотекстур, электро- и термоосмос, электропроводность и поляризуемость, электромеханическое преобразование энергии, тепловые и механические свойства и др.

4. При большой засоленности грунта (для кварцевого песка и каолина $C \geq 10^{-1}$ моль/л, для тяжелых суглинков и глин $C \geq 0,5 \div 1$ моль/л) влияние минеральной матрицы практически исчезает и при этом разные мерзлые песчано-глинистые грунты приобретают сходные криотекстуры, электропроводность и т.д., а количество жидкой фазы в них определяется лишь равновесной концентрацией насыщающего порового раствора. Отметим, что засоленность мерзлых грунтов в естественном залегании нередко превышает концентрации поровых растворов 1 моль/л, например: в прибрежных районах Чукотки, Центральной Сибири и др.

Так, при насыщении грунтов раствором NaCl с концентраций $C \geq 10^{-1}$ моль/л (3–5 г/л) удельные электропроводности мерзлого песка, супеси, легкого суглинки и каолина оказались одинаковы при фиксированных концентрации и температуре (см. п. III.7). О переходе при высокой засоленности незамерзшего порового раствора в “объемное” состояние свидетельствуют и результаты

экспериментов по изучению термодиффузии в мерзлых грунтах [101], которые ясно показывают изменение на противоположное (а именно в сторону вектора градиента температуры) направление переноса ионов в мерзлом песке, насыщенном раствором KCl с концентрацией $C > 10^{-1}$ моль/л.

5. Существенные изменения претерпевает и ледяная матрица мерзлого засоленного грунта. При возрастании исходной концентрации порового раствора формируется все более примесный и мелко кристаллический соленый лед, содержащий рассол как в межзерновых зонах, так и внутри кристаллов льда. Образование соленого льда изменяет структуру и состояние приконтактных слоев жидкой фазы, а следовательно оказывает влияние и на процесс ее вымерзания. Кроме того пузырьки рассола, содержащиеся в кристаллах и агрегатах ледяной матрицы соленого порового и сегрегационного льдов, являются отдельным видом жидкой фазы среды с более низкой температурой замерзания, что также вносит отличия по сравнению с незасоленным грунтом, в котором ее нет.

Кинетика промерзания. В отличие от незасоленного кинетика промерзания в соленом грунте имеет ряд характерных черт.

Во-первых, в соответствии с исходной концентрацией и составом насыщающего грунт раствора температура начала замерзания соленого грунта смещается на величину ΔT ниже 0°C . При этом установлено хорошее соответствие теории растворов. Исследование

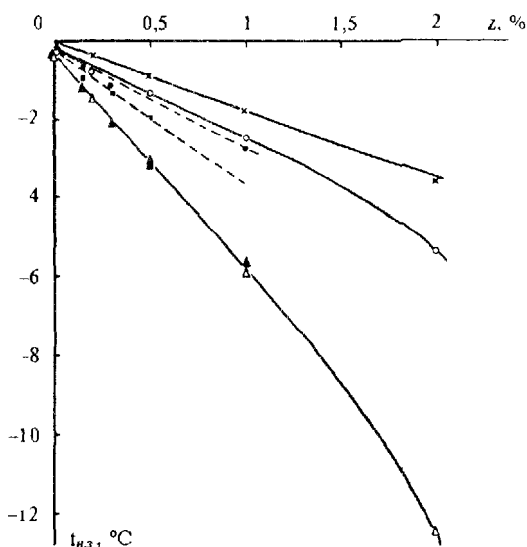


Рис. 28 Смещение начала температуры оттаивания (замерзания) мерзлых засоленных морской солью грунтов при различных суммарных влажностях (%) по И.А.Комарову: Δ - 11; $\circ$ - 22; $\times$ - 32 (суглинок); Δ - 10, $\blacksquare$ - 15, $\bullet$ - 18 (супесь)

влияния ионного состава насыщающих растворов на ΔT показало, что степень понижения температуры начала замерзания при заданной концентрации порового раствора соответствует вышеупомянутому ряду солей (рис. 28).

Во-вторых, ширина температурного интервала фазовых изменений в засоленном грунте также находится в зависимости от исходной концентрации и состава порового раствора. Так, в мерзлых кварцевых песках [144, 214, 215] при концентрации поровых растворов $C \geq 10^{-1}$ моль/л фазовые изменения происходят вплоть до температур примерно на $10-15^\circ\text{C}$ ниже эвтектической для раствора соответствующего ионного состава. При этих температурах электрические свойства засоленного песка становятся аналогичными незасоленному (п. III.7). Такая тенденция подтверждается также экспериментами по изучению изменения количества незамерзшей жидкой фазы [299], хотя интерпретация результатов авторами требует дополнительного обоснования. По нашему мнению, установленное продолжение заметных фазовых изменений при температурах ниже t_z (рис. 29) обусловлено высокой степенью объемной дискретизации, а следовательно, искажением структуры незамерзшего порового раствора, в том числе, и его включений (пузырьков) в соленом поровом льду.

В-третьих, интенсивность фазовых изменений различна в пределах выделенного интервала температур. Так, при $C \approx 10^{-1}$ моль/л наиболее интенсивные фазовые изменения в засоленном песке происходят в начале замерзания и вблизи эвтектической температуры насыщающего раствора. В случае малого засоления $C \approx 10^{-2}$ моль/л имеет место только первый максимум и фазовые изменения практически завершаются до $t = -10^\circ\text{C}$. Для больших концентраций $C \geq 1$ моль/л интенсивность фазовых изменений плавно нарастает от температуры начала замерзания, т.е. первый максимум не на-

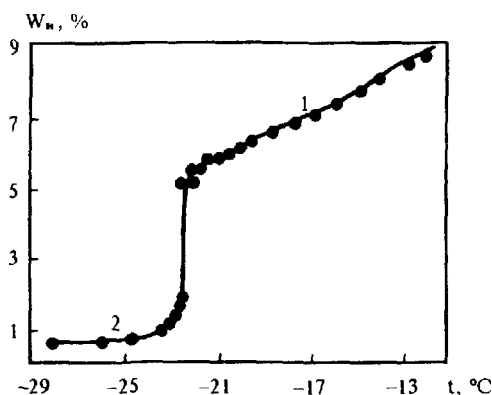


Рис. 29. Температурная зависимость содержания жидкой фазы в соленом песке с начальной концентрацией насыщающего раствора (NaCl) 150 г/л

блюдается. При больших исходных концентрациях формирующийся соленый (примесный) поровый лед, граничащий с рассолом возрастающей концентрации, по-видимому, обуславливает специфику последующих фазовых изменений, которую необходимо исследовать.

Специфика ПККС. Формирующаяся в мерзлых засоленных грунтах ПККС также имеет свои существенные отличия. Это связано как с формированием матрицы соленого льда, так и с процессами диспергирования и коагуляции частиц минеральной матрицы и повышением степени гетерогенности и дискретности объемного распределения незамерзшего рассола в мерзлом грунте. Поровый лед в соленом грунте гораздо более мелкокристаллический, чем в несоленом, причем с возрастанием исходной концентрации порового раствора размеры формирующихся кристаллов уменьшаются.

Результаты специальных экспериментальных работ [38–40, 123] по изучению особенностей строения и свойств приконтактного льда, формирующегося из растворов солей, показывают, что образование льда из граничных слоев поровых растворов для песка, суглинка и монтмориллонита сопровождается дифференциацией солей: примерно 25+30% солей переходит в формирующийся (при $t = -10^\circ\text{C}$) соленый лед из раствора NaCl ($C \sim 10^{-2}$ моль/л) и около 50+55% из растворов MgSO_4 и FeCl_3 такой же концентрации. Интересно, что при формировании льда из тех же растворов на поверхности металла соленость льда, как правило, оказывалась значительно выше: $\sim$ в 2,5 раза (NaCl) и на 20+25% (MgSO_4 , FeCl_3). При более низкой температуре замерзания формирующийся лед оказывается более соленым. К сожалению, почти нет данных о влиянии концентрации и состава исходного порового раствора на дифференциацию солей в промерзающем грунте.

Размеры кристаллов льда в приконтактном слое уменьшаются с переходом от пресной воды к поровому раствору (независимо от его ионного состава) и с понижением температуры замерзания, что связано с уменьшением (ограничением) области роста отдельных кристаллов. Некоторая аномалия получена для монтмориллонита, когда из дистиллированной воды формировались на контакте более мелкие кристаллы, чем из раствора. Б.А.Савельев [123] объясняет это подавлением катионами растворов активных центров поверхности частиц монтмориллонита, т.е. уменьшением центров кристаллизации в единице объема. Однако описанные результаты по существу отражают лишь единичные эксперименты, которые необходимо воспроизвести в достаточно широком интервале исходных концентраций, составов растворов и минеральных матриц грунтов.

В зависимости от типа катионов раствора объем кристаллов приконтактного льда изменяется в следующем ряду: $V^{\text{Na}^+} > V^{\text{Mg}^{2+}} > V^{\text{Fe}^{3+}}$, т.е. повышение валентности основного катиона исходного раствора ведет к уменьшению среднего размера кристаллов льда. Ориентировка главных осей кристаллов в приконтактном слое близка к поясной, какой-либо явной закономерности пока не установлено. Форма зе-

рен (кристаллов) в большинстве случаев извилистая, остроконечная, редко – округлая.

Прочность контакта лед–скелет породы сильно зависит от концентрации и состава исходного порового раствора и минерального типа скелета грунта. Так, согласно данным В.В.Разумова, приведенным в [123], при температуре замерзания -10°C наибольшая прочность смерзания со льдом (на сдвиг вдоль минеральной матрицы) наблюдается у монтмориллонита и песка, а при температуре замерзания -20°C – у песка. Причем в случае песка сдвиг происходит в основном по льду (когезионная деформация), а в монтмориллоните – по границе раздела (адгезионный разрыв). Из этих опытов следует, что в зависимости от катионного состава и степени разнородности многослойной системы граничных фаз незамерзшей жидкости и льда может преобладать либо адгезионная, либо когезионная прочность, либо возможен смешанный адгезионно-когезионный механизм разрушения при сдвиговых нагрузках.

В целом ледяная матрица ПККС соленых грунтов формируется из кристаллов и поровых агрегатов соленого (примесного) льда, что снижает температуру плавления и оказывает значительное влияние на многие физические свойства этой матрицы и мерзлого грунта в целом.

Минеральная матрица ПККС соленого мерзлого грунта тоже претерпевает характерные изменения. Физико-химические процессы, связанные с засолением грунта, вызывают коагуляцию глинистых и диспергирование песчаных частиц с накоплением пылеватых фракций. В результате изменяется гранулометрический состав и показатели пластичности влагосодержащего грунта. При этом изменяются спектры распределения пор по радиусам, т.е. характер гетеропористости материала, что оказывает влияние на температурную зависимость содержания жидкой фазы [5]. Изменение микроагрегатного состава существенно зависит и от обменных ионов. Например, насыщение ионами Fe^{3+} монтмориллонитовой глины приводит к образованию агрегатов соответствующих по размерам песчаной фракции. Снижение валентности обменных ионов увеличивает дисперсность минеральной матрицы и повышает роль ультрамикропор в распределении жидкой фазы.

Третий элемент ПККС – межзерновые зоны в засоленных мерзлых грунтах – отличаются высоким содержанием жидкой фазы. Причем с понижением температуры происходит не только заметное уменьшение содержания незамерзшего раствора, но и возрастание степени его гетерогенности и дискретизации распределения в объеме, что обычно не регистрируется известными способами определения содержания жидкой фазы. Наличие эффекта дискретизации косвенно подтверждается результатами наших экспериментов [144, 163, 214]. Согласно полученным данным, в мерзлом засоленном кварцевом песке (при $C = 10^{-1}$ моль/л) возникают два максимума дискретизации незамерзшей жидкости при температурах: начала выделения льда и вблизи эвтектики насыщаю-

шего раствора. Даже при высоких соленостях поровых растворов грунта ($C \approx 1+2$ моль/л), когда содержание незамерзшей жидкой фазы велико и сквозная проницаемость мерзлого песка сохраняется вплоть до t_3 , возрастание степени дискретизации жидкой фазы имеет место. Однако ввиду малой интенсивности льдообразования в начале температурного интервала замерзания первый экстремум в этом случае не регистрируется, а степень дискретизации плавно возрастает во всем температурном интервале фазовых изменений. Подобные эксперименты для глинистых соленых грунтов пока не осуществлены. Эти данные подчеркивают своеобразие процессов фазовых изменений и формирования ПККС в засоленных мерзлых грунтах, которые гораздо сложнее, чем часто используемая для их описания традиционная модель пленок незамерзшей жидкости, толщина которых уменьшается при понижении температуры.

В целом засоленная криогенная порода представляет собой композиционный материал с ПККС, содержащей больше ослабляющих элементов (границные зоны с большим содержанием жидкой фазы, примесный поровый лед), чем незасоленная, что обуславливает ее достаточно высокую пластичность. При понижении температуры, вымерзании рассола и выпадении кристаллогидратов начинают появляться и преобладать упрочняющие граничные зоны, и среда переходит к хрупкой. Можно предположить, что при некоторой промежуточной температуре, (зависящей от исходной концентрации и ионного состава раствора), граничные межзерновые зоны ПККС соленых льдов и мерзлых пород окажутся такими, что будут тормозить распространение разрушающих трещин в объеме среды. При этих условиях должны возникнуть состояния с максимумом прочности на разрыв. Эта наша гипотеза [154] подтверждена экспериментально (см. п. VI.3), что подчеркивает важность дальнейшего детального исследования свойств засоленных криогенных образований широко распространенных в криолитозоне [56], для которых несомненны перспективы использования их как композиционных материалов с заданными свойствами.

1.6. Состав и строение (конституция) криогенных пород

Значительное, а в ряде случаев преобладающее влияние на строение, состав и многие свойства криогенных материалов оказывают поверхности раздела твердых и флюидных компонентов и граничные зоны между твердыми частицами. Их наличие объясняет специфику свойств криогенных образований, которые существенно отличаются от объемных свойств составляющих их компонентов, что обуславливает неадекватность среде различных моделей аддитивных смесей. В целом любая криогенная порода является сложной природной физико-химической системой, отличающейся многокомпонентностью и многофазностью при обязательном содержании H_2O в твердой и жидкой фазах.

Мерзлые породы в большинстве случаев представляют собой полиминеральные системы, в составе которых выделяют ряд групп минералов. *Первичные минералы* – продукты физического выветривания магматических и метаморфических пород – представлены в основном кварцем, полевыми шпатами, слюдой и др. Эти минералы составляют минеральный скелет крупнообломочных и песчаных мерзлых грунтов. *Вторичные нерастворимые* в воде минералы – продукты химического выветривания коренных пород и последующего диагенеза – представлены главным образом монтмориллонитом, гидрослюда (иллитом), каолинитом и т.п., т.е. слоистыми силикатами. Они отличаются большой удельной поверхностью, высокой способностью к сорбции и ионному обмену и другими характерными особенностями, связанными с их внутренним строением [58]. *Вторичные растворимые* в воде минералы – прежде всего лед, а также хлориды натрия и калия, гидрокарбонаты кальция и магния, сернокислый кальций и натрий. Причем труднорастворимые карбонаты чаще встречаются в твердом состоянии, а остальные – в поровых растворах и могут выпадать (растворяться) по мере понижения (повышения) температуры мерзлого грунта. Обычно это кристаллогидраты соответствующих солей. Возможны также клатратные соединения, т.е. газогидраты. *Органические и органоминеральные* соединения – торф, гумус, оксалаты, ацетаты, фульваты, гуматы и др. Слабое разложение органических веществ в криолитозоне приводит к образованию различных водородных соединений: CH_4 , H_2S , P_2H_4 и др. Эти газы могут защемляться в мерзлом грунте. Гумусовые вещества играют заметную роль при образовании глинистых макроагрегатов.

Помимо состава, характерной чертой минеральной матрицы являются дисперсность и пористость. Для мерзлых песчано-глинистых грунтов типична полидисперсность. Имеется множество гранулометрических классификаций грунтов, согласно которым выделяют глины, суглинки, супеси и пески. Наиболее признанной является классификация В.В.Охотина [57, 91]. Однако гранулометрический состав отражает так называемую предельную (или первичную) дисперсность породы без учета агрегации первичных частиц, а также степени их окатанности. Полидисперсность мерзлых грунтов обуславливает их гетеропористость, которой уделяется большое внимание в связи с формированием фазового состава мерзлого грунта. Специальными экспериментальными исследованиями [5, 60] установлено, что для грунтов с большей гетеропористостью и меньшим радиусом пор характерен наиболее широкий температурный интервал интенсивных фазовых превращений. Количество незамерзшей жидкой фазы существенно больше в гетеропористых мерзлых грунтах при относительно низких температурах и меньше при высоких температурах (вблизи 0°C) по сравнению с монопористыми (рис. 30). Эти данные свидетельствуют о ненадежности предлагавшихся ранее способов оценки количества незамерзшей воды в мерзлых грунтах по степени глинистости их минеральной матрицы

Так, например, несмотря на практически одинаковую величину удельной поверхности иллитовой и каолининовой глин, содержание незамерзшей воды при $t \approx -1 \div -6^\circ\text{C}$ в первой значительно больше (рис. 30, кривые 7, 8), что имеет четкую корреляцию с большей гетеропористостью иллитовой глины. Другой пример: сравнивая кривые 3, 4 и 8 на рис. 30, видим, что при $t \approx -2 \div -6^\circ\text{C}$ содержание незамерзшей жидкой фазы в супеси больше, чем в каолининовой глине. Таким образом, необходим учет структуры порового пространства мерзлого грунта, а не только величины его удельной поверхности при расчетах толщины пленок и других параметров жидкой фазы. Это также подтверждается изучением влияния об-

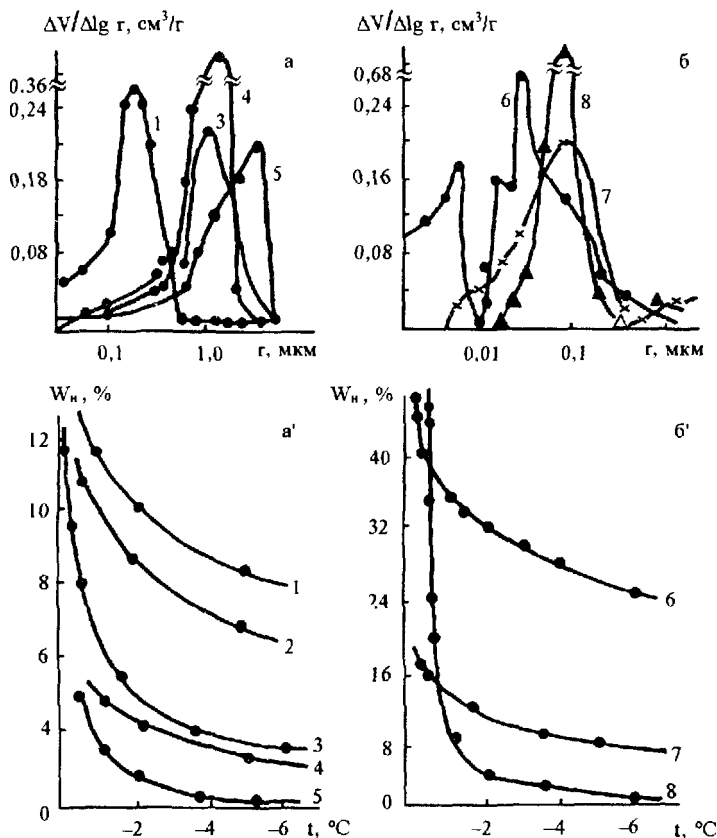


Рис. 30. Дифференциальное распределение объемов пор по радиусам (а, б) и зависимость содержания незамерзшей воды от температуры (а', б') в грунтах различного гранулометрического и минерального состава: 1-2 - суглинок (1 - тяжелый, 2 - легкий); 3-5 - супесь (3 - тяжелая мелкая, 4 - легкая пылеватая, 5 - легкая крупная); 6-8 - глина (6 - монтмориллонитовая, 7 - гидрослюдистая, 8 - каолининовая)

менных катионов на фазовый состав мерзлых глинистых грунтов, наиболее сильном в монтмориллонитовых глинах [59, 60, 82]. Так, например, содержание незамерзшей воды в Na-бентоните (при $t \approx -1 \div -10^\circ\text{C}$) примерно в три раза больше, чем Ca^{2+} - и Fe^{3+} -формах того же бентонита. Это обусловлено тем, что ион Na^+ увеличивает подвижность слоев пакетов минерала монтмориллонита и создает значительный диффузный слой жидкости. При этом увеличиваются размеры ультрамикропор и разрушаются микроагрегаты, что существенно изменяет структуру порового пространства (увеличивает гетеропористость) минеральной матрицы. В Ca^{2+} - и Fe^{3+} -бентонитах возникает более высокая степень агрегированности частиц и возрастает число более крупных межагрегатных пор. В мерзлых каолиновых глинах ввиду большей жесткости кристаллической структуры каолинита и малой ионной обменной емкости содержания жидкой фазы слабо зависит от состава обменных катионов.

Обычно фазовый состав мерзлых грунтов описывают [57, 82, 91 и др.] следующими основными характеристиками, которые выражают в долях единицы или процентах через соотношения массы (веса) компонентов:

общая влажность

$$W_o = \frac{m_l + m_n}{m_m}, \quad (I.19)$$

суммарная влажность

$$W_c = \frac{m_l + m_n}{m_{ск}}, \quad (I.20)$$

где m_l , m_n , $m_{ск}$, m_m — массы льда, незамерзшей жидкой фазы, скелета (сухого грунта) и в целом мерзлого грунта ($m_m = m_l + m_n + m_{ск}$). Из (I.19) и (I.20) следует, что:

$$W_c = \frac{W_o}{1 - W_o} \text{ или } W_o = \frac{W_c}{1 + W_c}. \quad (I.21)$$

Содержание льда (льдиность):

$$W_l = \frac{m_l}{m_{ск}} = W_c \cdot i_o. \quad (I.22)$$

Содержание незамерзшей жидкой фазы:

$$W_n = \frac{m_n}{m_{ск}} = W_c(1 - i_o) = W_c - W_l, \quad (I.23)$$

где $i_o = \frac{m_l}{m_l + m_n} = \frac{W_c - W_n}{W_c}$ — доля льда в суммарной влажности грунта, или относительная льдиность.

Переход от массовых характеристик фазового состава к объемным осуществляется через плотности соответствующих компонентов грунта:

объемная льдистость

$$W_{v,l} = \frac{V_l}{V_m} = \frac{\rho_{ск}}{\rho_l} W_l = \frac{\rho_{ск}}{\rho_l} W_c \cdot i_o = \frac{\rho_m}{\rho_l} W_o \cdot i_o, \quad (1.24)$$

объемное содержание незамерзшей жидкой фазы

$$W_{v,n} = \frac{V_n}{V_m} = \frac{\rho_{ск}}{\rho_n} W_n = \frac{\rho_{ск}}{\rho_n} W_c \cdot (1 - i_o) = \frac{\rho_m}{\rho_n} W_o \cdot (1 - i_o), \quad (1.25)$$

где $\rho_{ск}$, ρ_l , ρ_n , ρ_m — плотности, соответственно: скелета (сухого грунта), льда, незамерзшей воды и мерзлого грунта, причем

$$\rho_{ск} = \frac{\rho_m}{1 + W_c} = \rho_m \frac{W_o}{W_c}.$$

Тогда полная объемная влажность мерзлого грунта есть сумма (1.24) и (1.25)

$$W_v = W_{v,l} + W_{v,n} = \rho_m W_o \left(\frac{i_o}{\rho_l} + \frac{1 - i_o}{\rho_n} \right) = \frac{\rho_m}{1 + W_c} \left(\frac{W_c - W_n}{\rho_l} + \frac{W_n}{\rho_n} \right). \quad (1.26)$$

Если принять плотность незамерзшей жидкой фазы близкой к плотности “свободной” воды $\rho_n \approx \rho_v$ (что не очевидно), а плотность грунтового льда $\rho_l \approx 0,91\rho_v$, то из (1.26) получаем:

$$W_v \approx \frac{\rho_m}{\rho_v} \left(\frac{1,1W_c - 0,1W_n}{1 + W_c} \right) = \frac{\rho_{ск}}{\rho_v} (1,1W_l + W_n) = \frac{\rho_m}{\rho_v} \left(1,1W_o - \frac{0,1W_n}{1 + W_c} \right). \quad (1.27)$$

Последнее приближение справедливо при $W_n \ll W_l$. И, наконец, степень заполнения пор льдом и незамерзшей жидкой фазой — q определяется пористостью грунта p и его объемной влажностью за счет внутривпорового льда ($V_{л'}$) и незамерзшей воды:

$$q = \frac{V_l + V_n}{V_{пор}} = \frac{W_v}{p} \approx \frac{\rho_{ск}}{p \cdot \rho_v} (1,1W_{л'} + W_n) = \frac{\rho_{мин}}{K_p \cdot \rho_v} (1,1W_{л'} + W_n), \quad (1.28)$$

где $\rho_{мин}$ — плотность твердых минералов, слагающих грунт;

$K_p = \frac{p}{1 - p}$ — коэффициент пористости или приведенная пористость грунта.

Объемные значения влажности и льдистости часто более удобны

и наглядны при анализе зависимостей физических свойств мерзлых пород.

Следует отличать два возможных случая увеличения влажности (льдистости) мерзлого грунта:

а) при постоянных p и $\rho_{ск}$, когда изменяется степень заполнения пор льдом: $0 \leq q \leq 1$ согласно (I.28);

б) при полном влагонасыщении ($q = 1$), когда лед равномерно раздвигает частицы минеральной матрицы, как бы поглощая ее, или выделяется в виде линз и прожилков, распределенных в объеме грунта, т.е. p растет, а $\rho_{ск}$ уменьшается.

Оба эти случая характеризуют образование *конституционного* льда, формирующего ледяную матрицу мерзлого грунта в отличие от подземных ледяных тел (жильные, пластовые и др. льды). Размеры последних могут варьировать от десятков сантиметров до десятков метров по толщине и от единиц до многих десятков метров по простиранию, т.е. подземные льды представляют собой достаточно крупные самостоятельные природные криогенные образования, хотя и залегают в толщах мерзлых грунтов.

Формирование конституционного льда в мерзлых грунтах отличается очень большим многообразием размеров, форм, строения и пространственного распределения. Кратко рассмотрим лишь некоторые главные особенности. При образовании конституционного льда выделяют: *лед-цемент*, т.е. лед, формирующийся около частиц минеральной матрицы, и *сегрегационный лед* – в виде линз, шпиров и т.п., достаточно локализованных прослоек и их систем, распределенных в объеме мерзлого грунта. В зависимости от исходной влажности и степени дисперсности грунта можно выделить [58, 60, 82, 121] различные типы льда-цемента (рис. 31). Так, при $q < 1$, в крупнообломочных и песчаных мерзлых грунтах формируются следующие его виды: пленочный или корковый (лед обволакивает минеральные частицы), контактный или манжетный (лед только вблизи, вокруг контактов минеральных частиц), поровый (льдом практически заполнен весь объем пор $q \rightarrow 1$), а при $q = 1$ и

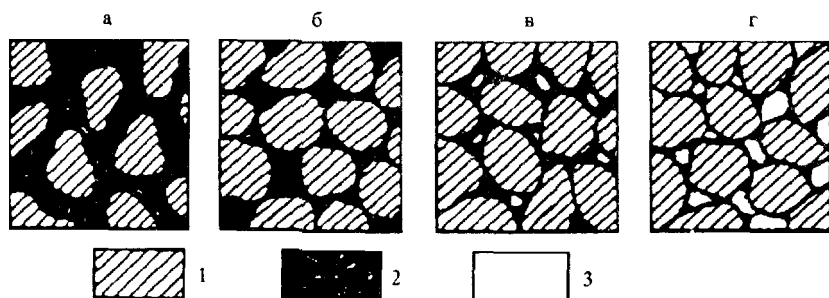


Рис 31 Основные типы льда-цемента в мерзлых породах а – базальный, б – поровый, в – пленочный, г – контактный, 1 – грунтовые частицы, агрегаты, 2 – лед-цемент, 3 – свободные от льда и воды части пор

возрастающей влажности – базальный. В глинистых грунтах встречается еще ряд видов: ячеистый (между агрегатами минеральных частиц), обрастания (близкий к корковому) и смешанный (обычно содержит первые два и близок к базальному) лед-цемент.

Пространственное распределение льда в мерзлом грунте определяет его криотекстуру. Выделяют несколько основных ее типов. *Массивная криотекстура*: лед распределен в объеме грунта равномерно, ледяные шлиры отсутствуют, льдовыделение реализуется обычно в виде порового льда-цемента. Она образуется при резком охлаждении в условиях практического отсутствия миграции влаги при промерзании. Чаще всего формируется в песчаных грунтах (рис. 32). Этот тип криотекстуры легче всего моделировать при лабораторных экспериментах. *Слоистая криотекстура* формируется при медленном охлаждении сильновлажных тонкодисперсных грунтов с интенсивной миграцией влаги к фронту промерзания, в результате чего возникают ледяные шлиры в виде параллельных тонких слоев и линз. *Сетчатая (ячеистая или блоковая) криотекстура*, при формировании которой тонкие шлиры льда разделяют мерзлый грунт на блоки или ячейки (рис. 33). Эта текстура образуется в условиях большой начальной влажности, значительной гетерогенности и анизотропии порового пространства при одностороннем охлаждении тонкодисперсного грунта. Нередко встречаются смешанные типы криотекстур, а также кольцевые текстуры (рис. 34), механизм образования которых не изучен. Геокриологи выделяют около ста различных видов и разновидностей криотек-

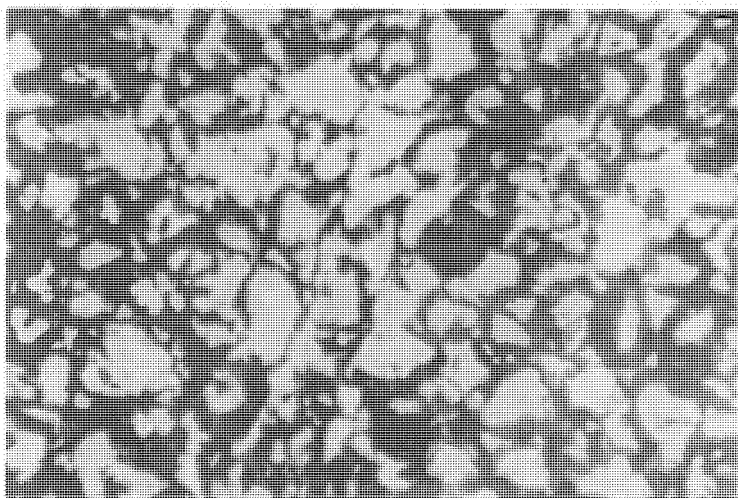
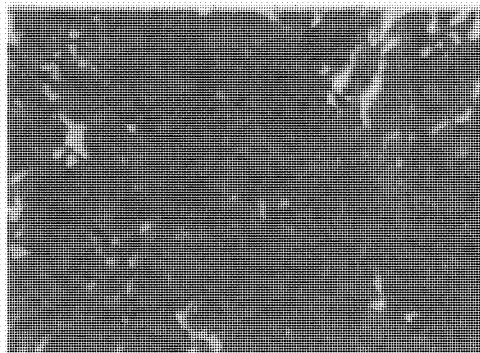


Рис. 32 Массивная криотекстура в мерзлом кварцевом песке (фракция 0,25–0,1 мм)

а



б



в

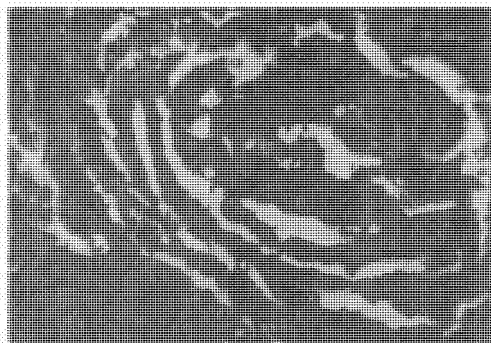


*Рис 33 Различные типы микротекстуры мерзлой глины (увеличение в 50 раз)
при а – 26, б – 50, в – 90% влажности*

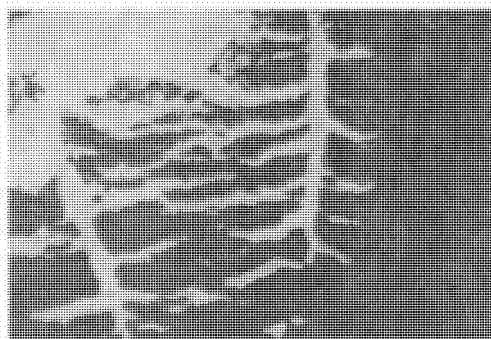
стур, которые обобщены в различных генетических классификациях [58, 61, 82, 91, 121]

Ледяные образования в мерзлых грунтах весьма разнообразны и по своей структуре размерам и форме кристаллов (зерен), ориентации их главных осей и др. Структурно-петрографические иссле-

а



б



в



Рис 34 Микротекстура, обусловленная сегрегационным льдом в мерзлом суглинке (увеличение в 10 раз) а – копытцевая б – сетчатая, в – слоистая

дования конституционного сегрегационного льда мерзлых пород пока немногочисленны, однако полученные данные свидетельствуют о несомненных перспективах этого направления исследований и необходимости его развития. Так, согласно исследованиям В.В.Рогова [61] в мерзлых кварцевых песках в зависимости от величины W_c возникает лед-цемент от контактового до базального. Размеры и форма ледяных включений различны. При условии всестороннего промерзания зерна льда состоят из нескольких кристаллов с хаотической ориентировкой оптических осей. Незамерзшая вода при $-0,5^\circ\text{C}$ распределена вокруг частиц кварца в виде оболочек толщиной $\sim 0,1$ мкм. Однако методом реплик с помощью электронного микроскопа была выявлена неоднородность этих оболочек по толщине, в них также встречались отдельные кристаллы льда. Для пылеватого (никольского) суглинка с массивной криотекстурой характерно формирование зерен и шлиров льда лишь между агрегатами частиц минеральной матрицы, а также наличие так называемых "льדיстых участков", т.е. выделений льда, содержащих (захвативших) неагрегированные глинистые частицы. По размерам эти "льдистые участки" становятся близки к размерам агрегатов глинистых частиц и ледяных включений чистого льда при полном исходном влагонасыщении глинистого грунта. Такого рода "льдистые участки" оказались типичным структурным элементом глинистых мерзлых пород. В случае сингенетических глинистых мерзлых пород "льдистые участки" являются основными льдовыделениями, а включения чистого льда — единичны. Для эпигенетических мерзлых ленточных глин (из района Игарки) с хорошо консолидированным минеральным скелетом "льдистые участки" почти не встречаются.

Отметим, что при достаточном развитии "льдистых участков" ПКС мерзлой глинистой породы содержит как бы две ледяные матрицы: а) из зерен чистого льда и б) из зерен примесного льда, содержащих значительное количество разделенных глинистых частиц. Последнее должно находить свое отражение в специфике свойств мерзлых глинистых грунтов. Кроме того, в работе [61] также подчеркивается сложность и нестабильность микростроения мерзлых грунтов даже при небольших вариациях их температур.

В качестве еще одного примера на рис. 35 приведены данные О.С.Конновой о структуре ледяных шлиров в мерзлом пылеватом суглинке при насыщении его различными катионами. Уменьшение валентности обменных катионов изменяет форму кристаллов льда в шлирах от призматически-столбчатой до гипидиоморфнозернистой, что связывают с разной дисперсностью, так как степень дисперсности возрастает при насыщении катионами в ряду: $\text{Fe}^{3+} < \text{Ca}^{2+} < \text{Na}^+$ [123].

Вопросы седиментогенеза и криолитогенеза рассматриваются в специальных работах [58, 60, 82, 92, 109, 147 и др.]. Отметим лишь, что обычно к мерзлым относят промерзающие терригенно-осадочные породы. Что касается мерзлых скальных пород, то пре-

терпеваемые ими преобразования значительно слабее. Так, плотные массивные скальные породы практически не изменяют своих свойств при отрицательных температурах, наблюдаемых в криолитозоне. Лишь при наличии значительной трещиноватости и большой влажности в этих породах формируется лед, который оказывает в ряде случаев существенное влияние на их физические и другие свойства. Наиболее чувствительны к криогенным преобразованиям скальных пород их механические (упругость, прочность и др.) и электрические свойства, что будет отражено в соответствующих главах этой книги.

Особенности строения, состава и конституции ледяных криогенных пород, т.е. льдов ледников и покровных льдов открытых водоемов, обусловлены в основном термодинамическими условиями их



Рис 35 Структура шлюзов льда

формирования. При этом образуются поликристаллические льды с большим разнообразием форм и размеров кристаллов, а также ориентации их главных осей. Результаты детального петрографического изучения ледяной матрицы природных льдов содержатся в работах [39, 108, 121, 122, 297], и здесь мы их касаться не будем. Необходимые основные особенности фазового состава и конституции соленых льдов приведены в п.1.5.

* * *

Рассмотренные в этой главе основные сведения о криогенных породах позволяют сделать некоторые обобщения.

Криогенные породы представляют собой особую группу поликристаллических многофазных гетерогенных сред, отличающихся спецификой генезиса и эволюции ПККС, многообразием фазового состава и объемного распределения компонентов, что обуславливает необходимость специального изучения их свойств.

Главными особенностями криогенных пород как твердых тел являются: наличие ПККС, строение которой зависит от режима заморозания, характера начальной влажности породы, состава, концентрации и структуры замерзающего порового раствора; содержание незамерзшей жидкой фазы, распределенной в граничных межзерновых зонах, представляющих собой дефекты строения ПККС; многообразие состояний и свойств порового раствора в интервале температур растянутого фазового перехода.

Таким образом, криогенные породы как сложные гетерогенные среды должны характеризоваться большим разнообразием и изменчивостью физических и других свойств. По существу криогенная порода одного и того же состава скелета и суммарной влажности при каждой из отрицательных температур представляет собой среду с иной (изменившейся) ПККС, а следовательно, с иными свойствами.

Содержание и в особенности объемное распределение незамерзшей жидкой фазы, а также ее состояние и свойства определяют в первую очередь процессы деформирования породы и движения носителей зарядов (ионов и их комплексов), т.е. механические (упругость, прочность, вязкость, ползучесть) и электрические (электропроводность, диэлектрические проницаемость и потери) свойства. Следовательно, наибольшее многообразие отклика криогенных пород на внешнее воздействие должно иметь место в полях механических напряжений и в электромагнитном поле. Помимо изменчивости содержания и состояния жидкой фазы и в целом межзерновых граничных зон ПККС криогенных сред определенное значение в формировании их физических свойств имеют льдистость, характер льдовыведения (криогенная текстура), а также состав и состояние зерен льда. Свойства дефектных (примесных) кристаллов льда также влияют на электрические и механические свойства породы, что особенно заметно при измерениях на высокой частоте переменного

силового поля и при достаточно низких температурах, когда влияние жидкой фазы мало. Даже мономинеральный поликристаллический пресный лед представляет собой гетерогенный материал, содержащий незамерзшую жидкую фазу и примеси в межзерновых граничных зонах. Только при температурах порядка $-(10 \pm 15^\circ\text{C})$ его можно с достаточным приближением считать гомогенным материалом, хотя граничные зоны между зернами (кристаллитами) и субграницы между кристаллами внутри зерен будут всегда отличаться по концентрации дефектов между собой и от самих кристаллов льда.

Солсные льды и мерзлые породы сохраняют значительную гетерогенность вплоть до температур практического завершения фазовых переходов вода-лед, т.е. до $-(30 \pm 100)^\circ\text{C}$, в зависимости от состава и степени минерализации поровых растворов, а также от дисперсности, строения, состава и морфологии поверхностей зерен скелета грунта. Чем больше неоднородная удельная поверхность межзерновых граничных зон, тем сильнее влияние межфазовых взаимодействий и выше гетерогенность криогенных образований, степень которой зависит от температуры в интервале растянутого фазового перехода.

По характеру структуры гетерогенной среды криогенные породы могут содержать как почти изолированные включения отдельных компонентов, так и взаимопроникающее их распределение, т.е. обычно они характеризуются наиболее сложными комбинированными типами структуры. В связи с этим модельное представление криогенных структур и текстур затруднено.

Строго говоря, криогенные породы представляют собой среды, подверженные непрерывной динамике фазовых превращений и перераспределения фаз. Поэтому при изучении физических, физико-технических и других свойств криогенных пород следует обеспечивать квазиравновесное термодинамическое состояние породы при фиксированной температуре, когда интенсивность фазовых превращений настолько мала, что за интервал времени, необходимый для выполнения измерений (испытаний), заметных макроизменений в породе не происходит. Для получения надежных и хорошо сопоставимых экспериментальных данных время существования квазиравновесного состояния с фиксированной степенью гетерогенности породы должно значительно превышать время измерений.

Таким образом, гетерогенность является наиболее характерной чертой криогенных пород, которая определяет закономерности формирования и изменения их свойств. Поэтому необходимы исследования, позволяющие обосновать критерии оценки степени гетерогенности и анизотропии криогенной породы. Одним из путей в этом направлении является изучение их электрических и упругих свойств и характеристик процессов механической и электрической релаксации.

ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ И МЕХАНИЧЕСКАЯ РЕЛАКСАЦИЯ ГЕТЕРОГЕННЫХ СРЕД В ПЕРЕМЕННЫХ ПОЛЯХ

II.1. Исходные положения

В физике конденсированных сред большое внимание уделяется изучению природы и механизмов релаксационных процессов, которые обуславливают зависимость различных физических свойств от характера внешнего воздействия, а также от времени, частоты, температуры и т.п. Природа этих процессов во многих случаях неясна, но несомненно, что их исследование – мощный источник информации о внутреннем строении и составе изучаемых материалов. Результаты таких исследований, характеризующие кинетику перехода (выхода и возвращения) данной среды от возбужденного к квазиравновесному состоянию, позволяют получать уникальные данные об особенностях строения и состава исследуемого материала и происходящих в нем физико-химических преобразованиях.

Гетерогенный многофазный материал – сложная система, находящаяся при фиксированных термодинамических параметрах в состоянии квазиравновесия. При изменении внешних условий это равновесие нарушается, и система в результате внутренней перестройки (преобразования) переходит в новое состояние квазиравновесия, соответствующее изменившимся условиям. Отклик системы на изменение условий либо возвращение ее к состоянию квазиравновесия после какого-то возмущения, вызванного внешним воздействием, есть процесс релаксации. Иногда вместо одного термина вводят два: “релаксация” и “ретардация” (т.е. запаздывание). Однако оба понятия означают практически одно и то же: постепенный отклик системы на изменение условий ее существования. Очевидно, что в сложных гетерогенных средах может быть несколько (набор) релаксационных механизмов различного типа, обуславливающих изменение какого-либо одного физического свойства (проводимости, проницаемости, упругости и т.п.).

В первом приближении любой процесс релаксации в макроскопической системе можно рассматривать происходящим в два этапа:

на первом — квазиравновесие устанавливается в малых частях системы (быстрые процессы); на втором — выравниваются параметры состояния во всех частях системы (медленные процессы). Медленные процессы связаны с очень большим числом последовательных взаимодействий частиц системы, их время релаксации пропорционально размерам системы и, конечно, оно значительно больше, чем в случае быстрых процессов. Можно рассматривать электрическую, магнитную, температурную (тепловую), механическую релаксацию, в соответствии с видом внешнего воздействия. Такое деление в известной степени условно и диктуется лишь удобствами анализа и макроописания процесса релаксации, так как в принципе при любом из названных видов воздействия релаксируют почти все физические и физико-химические параметры системы.

Существенное значение имеет характер изменения внешнего воздействия, который в общем случае может быть любым. Наиболее простыми и в то же время практически важными изменениями его во времени являются *импульсный* и *периодический*, а в пространстве — *плоскопараллельный*.

При однократном — импульсном характере воздействия, часто называемом ступенчатым, внешнее силовое поле в некоторый начальный момент быстро и резко изменяется, оставаясь затем длительное время неизменным. В этом случае в материале имеют место процессы последствия и релаксация силовых характеристик поля (механических напряжений, напряженностей электрического поля и т.п.). Этот случай соответствует так называемым “статическим” нагрузкам на материал. При периодическом (*динамическом*) характере воздействия часто принимают, что силовое поле является гармоническим во времени, тогда возникают частотная дисперсия параметров физических свойств среды и поглощение энергии воздействующего поля.

В общем случае реакция среды на зависящее от времени внешнее воздействие $F(t)$ будет также функцией времени — $f(t)$. Если связь между ними линейная, то на основе преобразования Фурье для частотной области можно записать:

$$f(\omega) = A(\omega) \cdot F(\omega), \quad (II.1)$$

где $A(\omega)$ — передаточная функция, определяющая соответствующие свойства среды (упругие податливости, электрические и магнитные восприимчивости, проницаемости и т.п.), характеризующие ее отклик на воздействие данного вида силового поля. В неравновесной термодинамике $A(\omega)$ называют *обобщенной восприимчивостью* среды. Она может быть представлена через интеграл Фурье:

$$A(\omega) = \int_0^{\infty} K(\tau) \cdot e^{i\omega\tau} \cdot d\tau, \quad (II.2)$$

где $K(\tau)$ — функция времени, определяемая параметрами среды.

Функция $A(\omega)$ должна удовлетворять принципу причинности, т.е. если для времени $t < t_0$, $F(t) = 0$ (t_0 – момент начала воздействия), то и $f(t) = 0$ для этих времен, так как реакция среды не может опережать воздействие. Для неидеальных сред $A(\omega)$ является комплексной величиной:

$$A^*(\omega) = A'(\omega) - jA''(\omega), \quad (\text{II.3})$$

где мнимая часть характеризует необратимые потери энергии воздействующего поля при соответствующей реакции (перестройке) среды, т.е. переход части энергии поля в тепло. При возрастании частоты воздействующего гармонического поля наблюдаются характерное уменьшение величины $A'(\omega)$ и максимум $A''(\omega)$ на некоторой частоте ω_0 , соответствующей максимальному поглощению (потерям) энергии поля данной средой. Величина, обратная ω_0 , определяет время релаксации среды θ , т.е. время установления или спада возмущений в среде, являющихся откликом на внешнее воздействие.

Частотные зависимости $A'(\omega)$ и $A''(\omega)$ взаимосвязаны. Эта связь дается главными значениями интегралов в известных соотношениях Крамера-Кронига:

$$A'(\omega_1) - A'_d = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{\omega A''(\omega) d\omega}{\omega^2 - \omega_1^2}, \quad (\text{II.4})$$

$$A''(\omega_1) = -\frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{\omega A'(\omega) d\omega}{\omega^2 - \omega_1^2}, \quad (\text{II.5})$$

где A'_d – динамическое значение $A'(\omega_1)$ при $\omega_1 \rightarrow \infty$. Зная частотную зависимость $A'(\omega)$, можно рассчитать $A''(\omega)$ и наоборот. Кроме того, из формулы (II.4) можно найти значение статической обобщенной восприимчивости при $\omega_1 \rightarrow 0$. В этом случае имеем

$$A_s = A'(0) = A'_d + \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} A''(\omega) \frac{d\omega}{\omega}. \quad (\text{II.6})$$

Отсюда видно, что при малом значении разности $A'(0) - A'_d$, т.е. при слабой частотной дисперсии $A'(\omega)$ в материале не может быть значительных потерь энергии воздействующего поля, т.е. $A''(\omega) \rightarrow 0$.

За меру релаксации иногда принимают величину (Δ), которую называют “дефектом” (модуля, проницаемости и т.д.):

$$\Delta = \frac{\pm A'_s \mp A'_d}{A_s}, \quad (\text{II.7})$$

где нижние знаки – для модулей упругости.

Для оценки поглощения энергии поля берут величину фактора потерь A'' , либо отношение

$$\frac{A''}{A'} = Q^{-1} = \operatorname{tg} \delta, \quad (II.8)$$

где Q – добротность системы.

Зависимость времени релаксации системы от температуры обычно считают подчиняющейся закону Аррениуса:

$$\Theta = \Theta' e^{-\frac{W_a}{kT}}, \quad (II.9)$$

где $\Theta' = \left\{ \Theta_0 \right.$ в зависимости от характера протекания релаксационного процесса; W_a – энергия активации.

II.2. Основные особенности гетерогенных многофазных сред

Для сложных гетерогенных материалов, близких к горным породам, можно выделить два основных типа: дисперсные и кристаллизационные среды. Жидкая фаза обычно содержится в них в виде порового раствора. Характерной общей чертой влагосодержащих гетерогенных сред является содержание жидкой фазы в различных энергетических состояниях, или различной степени связанности, т.е. изменения ее структуры. Это осуществляется, в основном, посредством дипольно-ориентационного и дисперсионного механизмов, которые обеспечивают взаимодействие при энергии связи $W_{св} \approx 0,5 + 4$ кДж/моль. Определенную роль при наличии гидратированных поверхностей кристаллов играет водородная связь с $W_{св} \approx 17 + 30$ кДж/моль и большим дальностью действия.

Можно выделить следующие формы связанной воды:

Химическая, когда вода входит в структуру молекулы (гидраты, кристаллогидраты).

Адсорбционная (химическая и физическая). Химическая адсорбция сопровождается образованием на поверхности твердого тела химических соединений, при этом адсорбированная молекула может сохранить свою индивидуальность [75]. При физической адсорбции адсорбент и адсорбта рассматриваются как две независимые системы. Исследования, проведенные методами термограмм сушки, диэлектрической и ИК-спектроскопии, ЯМР и т.д., воды и других жидкостей, адсорбированных различными материалами, показали наличие нескольких фаз в адсорбированном веществе с различными временами корреляции, т.е. сильную структурированность адсорбата.

Осмотическая характеризуется пониженным давлением насыщенного пара, что указывает на определенную ее степень связанности (структурированности), которая, как установлено, растет с увеличением концентрации раствора.

Капиллярная, например, манжеты влаги на стыках частиц – “защемленная вода”, а также “канатное состояние”, когда клинья жидкости соединяются между собой и образуют покров твердых частиц.

С позиций термодинамики, связанную воду можно подразделить на две основных категории:

энтальпийно связанную, когда процесс связывания сопровождается заметным энергетическим эффектом (выделением тепла), к ней можно отнести химически- и адсорбционно-связанную жидкость;

энтропийно связанную, когда нет выделения тепла, но уменьшение свободной энергии системы происходит за счет ее внутренней перестройки, т.е. изменения энтропии. Сюда следует отнести капиллярную, осмотическую и т.д.

Степень связанности и энергетические состояния связанной влаги в пористом материале существенным образом определяются такими факторами, как удельная поверхность пор и капилляров, кристаллохимическая структура и состояние поверхности (шероховатость, наличие примесей и т.п.) зерен скелета материала, состав и концентрация порового раствора.

Рассмотрим кратко основные типы гетерогенных влагосодержащих структур.

Дисперсные структуры (материалы). К ним относятся зернистые пористо-капиллярные материалы с большой удельной поверхностью раздела фаз, среди которых можно выделить: а) капиллярно-пористые среды (песок, силикагель и т.п.) – характеризуются жестким скелетом, не изменяющим структуры порового пространства при увлажнении, б) коллоидные среды (желатин, крахмал и т.п.) – при увлажнении сильно набухают, дисперсность наиболее высокая; в) коллоидно-капиллярные среды (глины и т.п.), обладающие в том или ином соотношении свойствами двух первых. Взаимодействие между частицами таких сред может быть двух основных типов [111].

Коагуляционные контакты, обусловленные достаточно далекодействующими ван-дер-ваальсовыми силами. Эти контакты могут восстанавливаться после разрушения, $W_{св} \sim kT$, $F_{св} \sim 10^{-9} \div 10^{-12}$ Н, причем значения $10^{-11} \div 10^{-12}$ Н соответствуют дальней коагуляции, а $10^{-9} \div 10^{-10}$ Н – ближней.

Фазовые контакты, когда когезия обусловлена близкодействующими силами в пределах значительных площадей раздела фаз; контакты разрушаются необратимо, $F_{св} \sim 10^{-8} \div 10^{-7}$ Н, $W_{св} \gg kT$.

При образовании коагуляционных структур на контактах между частицами дисперсной среды имеется тонкая равновесная прослойка жидкой фазы, толщина которой соответствует минимуму свободной энергии системы. Наличие жидкой прослойки и ван-дер-ваальсовы силы взаимодействия обуславливают тиксотропию этих структур. Уплотнение таких структур сопровождается потерей тиксотропии, что связывают с вытеснением жидкости из зоны контакта, хотя бы

на малых площадках, и возникновением точечных контактов. Подобные изменения происходят и при обезвоживании (вымерзании жидкой фазы).

Адгезия частиц в водных средах зависит от состава и концентрации электролита, заряда (валентности) ионов. Первоначально увеличение концентрации электролита при заполнении адсорбционного слоя приводит к уменьшению сил адгезии, однако в дальнейшем в результате вырождения диффузной части ДЭС адгезия может возрасти. Полагают, что электролиты и поверхностно-активные вещества (ПАВ) влияют на адгезию частиц в той мере, в какой они изменяют расстояние между контактирующими поверхностями. Толщина граничного слоя жидкости, в котором ее структура искажена настолько, что законы гидродинамики не действуют, составляет по оценкам $\sim 0,1$ мкм. ПАВ влияют на степень ориентации молекул граничного слоя. Дезориентирующие ПАВ позволяют увеличить адгезию, так как снижают экранирующее влияние граничного слоя жидкости, а ПАВ, способствующие формированию упорядоченных граничных слоев, уменьшают адгезию между твердыми частицами.

Применительно к мерзлым породам незамерзающая вода играет роль ПАВ, способствующих формированию граничной фазы, а следовательно, она уменьшает адгезию между дисперсными частицами среды и тем самым когезию породы в целом.

Кристаллизационные структуры. Этот вид структур формируется при кристаллизации новой фазы в зазорах между дисперсными частицами среды. Кристаллизационные фазовые контакты образуются в результате срастания кристаллов с произвольной ориентацией и характеризуются неравновесным состоянием, т.е. возможным изменением во времени свойств такой структуры. В частности, отмечается уменьшение прочности, связанное с перекристаллизацией и растворением неравновесных и малых по размерам образований новой фазы. Влияние адсорбционных слоев жидкости здесь двояко. С одной стороны, они затрудняют развитие фазовых контактов, т.е. снижают когезию материала, а с другой — ПАВ, при определенной толщине слоев, обуславливают возрастание когезии структуры в результате пластичности адсорбированного слоя и в целом межзерновых зон материала. Последнее способствует торможению микротрещин.

Следует подчеркнуть, что особую роль в формировании строения и свойств гетерогенных сред играют поверхности раздела и граничные слои раздела фаз. При возрастании степени дисперсности твердой фазы происходит увеличение объема, занимаемого граничными фазами. Следовательно, при уменьшении размера частиц (диспергировании) твердой матрицы при сохранении ее объемной доли во влагонасыщенной среде гетерогенная система стремится к состоянию доминирования граничных фаз [181]. В этом случае физические свойства среды будут в значительной мере определяться соотношением и свойствами граничных фаз. При повышении концен-

трации порового раствора происходит перераспределение соотношения граничных фаз и может возникнуть преобладание влияния квазисвободного раствора. Так, если концентрация насыщающего порового раствора станет значительной, то, например, электрические свойства гетерогенной среды будут определяться соответствующими свойствами раствора с учетом влияния на них степени дискретности его объемного распределения.

Весьма важно при формировании граничных фаз в гетерогенных средах строение реальных поверхностей зерен твердой матрицы. Дело в том, что на реальных поверхностях имеют место существенные отклонения от однородности. Неоднородность проявляется как в геометрии микрорельефа и микротрещиноватости поверхности, так и в ее химических и электрических свойствах. Последние определяются типом и расположением активных центров поверхности. Оказалось, что активные центры распределены по площади поверхности неравномерно, образуя скопления (пятна, полосы). Кроме того, имеются разные виды активных центров, например, по ориентирующему влиянию на адсорбируемые частицы. Макроскопически локальные активные центры конкретной поверхности могут иметь как положительный, так и отрицательный электрический заряд, отличающийся по величине. Следовательно, часто используемое понятие "знак заряда поверхности" твердого тела (кристалла) есть всегда некоторое усреднение зарядов активных центров по поверхности кристалла, т.е. это понятие сводится к некоторой термодинамической характеристике, эквивалентной идеальной поверхности. Возможно, что именно неоднородные распределения поверхностных активных центров обуславливают их значительное дальное действие, которое нередко описывают эстафетным (эпитаксиальным) механизмом формирования структур граничных слоев. Все отмеченные особенности имеют важное значение при интерпретации данных релаксационной спектроскопии гетерогенных влагосодержащих сред.

II.3. Параметры динамических электрических и механических свойств

Гетерогенные многофазные среды как сложные материалы в общем случае характеризуются многими механизмами электропроводности, поляризуемости и деформирования. Однако при рассмотрении конкретных материалов и, в частности, определенных групп горных пород можно выделить преобладающие механизмы.

В электромагнитном поле большинство горных пород и минералов, включая лед и мерзлые породы, можно считать несовершенными диэлектриками, т.е. материалами, в которых возникает как направленное поступательное движение квазисвободных носителей зарядов (ток проводимости), так и смещения связанных зарядов — поляризация (ток смещения).

Электропроводность. Движение "свободных" носителей заряда (электронов, дырок, ионов, заряженных коллоидных частиц, полимерных молекул, групп и т.п.) характеризует и обуславливает сквозную (омическую) электропроводность материала, механизм которой довольно детально изучен для многих твердых тел, жидкостей и некоторых гетерогенных сред. Сквозная электропроводность как в твердых телах, так и в электролитах, определяется главным образом, плотностью "свободных" носителей зарядов, подвижностью и энергией их активации, а параметром ее является удельная электропроводность (σ) материала.

Если считать электропроводность влажных песчано-глинистых пород и подобных им пористых сред преимущественно ионной, обусловленной проводимостью порового раствора, то вопрос о движении ионов при протекании электрического тока оказывается сходным с задачей о диффузионном потоке в пористой среде. Коэффициент диффузии в такой среде с постоянным сечением пор определяется выражением:

$$D = \frac{D' \cdot p}{g^2}, \quad (II.10)$$

где D' – коэффициент диффузии в отдельных порах; p – пористость слоя; g – коэффициент извилистости пор (капилляров) постоянного сечения.

Коэффициент $g > 1$ определяет, насколько путь, пройденный диффузионным потоком сквозь слой данной пористой среды, отличается от толщины этого слоя.

Удельную электропроводность пористой среды с порами постоянного радиуса по аналогии с (II.10) можно найти по формуле:

$$\sigma = \frac{\sigma_{n.p} \cdot p}{g^2}, \quad (II.11)$$

где $\sigma_{n.p}$ – удельная электропроводность порового раствора.

Если радиус пор r – переменный (гофрированные поры и капилляры), т.е. является случайной величиной с плотностью вероятности $f(r)$, то

$$\sigma = \frac{\sigma_{n.p} \cdot p}{g^2 \int_0^{\infty} r^2 f(r) dr \cdot \int_0^{\infty} \frac{1}{r^2} f(r) dr}, \quad (II.12)$$

где произведение интегралов должно быть больше единицы. При этом чем шире область распределения $f(r)$, тем больше произведение интегралов и тем меньше σ .

Поляризация обуславливает возникновение внутреннего поля в материале, которое определяет специфику взаимодействия зарядов и протекания электрического тока, т.е. характеризует диэлектри-

ческую проницаемость материала ϵ . Механизм поляризации связан как с квазиупругими смещениями центров электрических зарядов атомов и молекул (электронная и ионная поляризация), так и с поворотами осей дипольных моментов (ориентационная поляризация) и накоплением объемных (межповерхностных, мембранных и др.) избыточных зарядов в гетерогенных и анизотропных средах. Преобладание того или иного механизма поляризации зависит от состава и строения материала, его структуры и состояния (например, от температуры, давления), а также от характера (частоты, интенсивности, закона изменения во времени) воздействующего поля. Основные виды поляризации в гетерогенных средах связаны с внесением определенной степени упорядочения в тепловое движение заряженных частиц (электронов, ионов, полярных молекул и групп), в результате чего смещается статистическое положение центров разноименных зарядов в материале. Время установления (релаксации) этих видов поляризации может быть порядка 10^{-9} – 10^{-1} с и более, что соответствует собственным частотам процесса 10^9 – 10 Гц, а в некоторых случаях и ниже.

Итак, в гетерогенных материалах, в том числе в мерзлых породах и льдах, на каждую заряженную частицу (кроме внешнего поля) действуют внутренние неоднородные макро- и микрополя, которые зависят от степени и характера поляризации, состава, структуры и состояния материала. Кроме того, в переменном поле имеет место кинетическое взаимодействие движущихся заряженных частиц и диполей. Запаздывание процессов проводимости по отношению к воздействию электромагнитному полю и дополнительные фазовые сдвиги процессов поляризации приводят к потерям энергии поля в среде, которые определяют работу, затрачиваемую на преодоление потенциальных барьеров для носителей зарядов внутри среды при возникновении их упорядоченного движения в данном поле.

Таким образом, электрические параметры “неидеальных” сред в переменном поле должны характеризовать как процесс проводимости, так и процесс поляризации, т.е. плотность тока проводимости $j_{\text{пр}}$ и тока смещения $j_{\text{см}}$. Уравнение Максвелла для плотности полного тока ($\nabla^2 \vec{H} = \vec{j}_{\text{полн}}$) в этом случае может быть формально сведено к виду для идеального проводника, либо диэлектрика, а электрические свойства неидеальной среды могут быть описаны в равной степени двумя комплексными параметрами – диэлектрической проницаемостью ϵ^* или удельной электропроводностью σ^* :

$$\epsilon^* = \epsilon' - j\epsilon'', \quad (\text{II.13})$$

$$\sigma^* = \sigma' + j\sigma'', \quad (\text{II.14})$$

причем $\sigma^* = j\omega\epsilon_0\epsilon^*$, $\epsilon'' = \frac{\sigma'}{\epsilon_0\omega}$, а $\sigma'' = \epsilon_0\epsilon'\omega$.

Тогда средняя мощность удельных потерь гармонического электрического поля $E = E_m e^{j\omega t}$ в среде может быть выражена следующим образом

$$L_{cp} = \sigma' E_{cp}^2 = \omega \epsilon_0 \epsilon'' E_{cp}^2 = \omega \epsilon_0 \epsilon' E_{cp}^2 \cdot \operatorname{tg} \delta, \quad (\text{II.15})$$

где E_{cp} — среднее значение напряженности электрического поля за период, $E_{cp}^2 = \frac{1}{2} E_m^2$.

В уравнении (II.15) параметр ϵ'' есть фактор (коэффициент) потерь, а отношение $\frac{\epsilon''}{\epsilon'} = \frac{\sigma'}{\sigma''} = \operatorname{tg} \delta$ — тангенс угла потерь, причем угол δ — это фазовый сдвиг между зарядным (емкостным) током в вакууме и полным током в материале, обладающем комплексной диэлектрической проницаемостью ϵ^* . Качество неидеального диэлектрика может быть охарактеризовано также его добротностью Q :

$$Q = 2\pi \frac{\epsilon_0 \epsilon'}{L_{cp} T} E_{cp}^2 = 2\pi \frac{\epsilon_0 \epsilon' E_m^2}{(\omega \epsilon_0 \epsilon' E_m^2 \operatorname{tg} \delta) \frac{2\pi}{\omega}} = \frac{1}{\operatorname{tg} \delta} \quad (\text{II.16})$$

и, наконец, эффективное удельное электрическое сопротивление несовершенного диэлектрика

$$\rho_3 = \frac{1}{\sigma'} = \frac{1}{\omega \epsilon_0 \epsilon''}. \quad (\text{II.17})$$

Деформативность. В поле механических напряжений гетерогенный материал следует рассматривать как упруго-вязкую, т.е. неидеально-упругую среду. Если предел упругости нельзя четко установить, как это имеет место для льдов и мерзлых пород, то закон Гука может быть приближенно справедлив лишь при малых и кратковременных деформациях. Гетерогенные среды, хотя и обладают микроанизотропией, но в макрообъемах их часто можно считать квазиизотропными, и для описания их свойств достаточно двух независимых модулей упругости. Поскольку между всеми модулями существует взаимосвязь (см. табл. 9, п. IV.1), то выбор пары определяемых независимых модулей в основном обусловлен задачами эксперимента по изучению упругих свойств материала.

В процессе деформирования материала, помимо собственно деформаций, происходит еще ряд явлений, изменяющих механические свойства материалов. Важнейшие из них: механическое упрочнение и усталость (старение). Первое приводит к возрастанию прочности материала в определенных пределах величин деформаций и концентраций напряжений, второе — к возникновению усталостных трещин и разрушению.

В кристаллах эти явления нашли свое объяснение с позиций

теории дефектов и дислокаций. В дисперсных и кристаллизационных материалах в общих чертах картина подобна кристаллу, но уже в макромасштабе. В самом деле, в квазиизотропном материале нет крупных, по сравнению с частицами скелета, дефектов-“концентраторов” и “рассеивателей” напряжений (подобных дислокациям в кристалле). Прочность и упругость таких сред определяется в большей мере характером контактов, чем свойствами самих дисперсных частиц. Так, согласно цепочечной модели пористой структуры Ребиндера-Щукина, прочность такого материала можно оценить по следующей формуле:

$$\sigma_{\text{тела}} = \chi_k \tilde{\sigma}_k \approx 0,025 \cdot E \cdot s_k \cdot r^2 \cdot n^2, \quad (\text{II.18})$$

где χ_k – число контактов на единицу площади “контактного сечения” дисперсного тела; $\tilde{\sigma}_k$ – средняя прочность отдельного контакта; r – радиус частиц; n – среднее число частиц между узлами цепочки; E – модуль Юнга; s_k – площадь контакта

Для равномерно-пористых тел справедливость этой формулы подтверждается экспериментом.

Однако в реальных материалах, в том числе в криогенных породах, необходимо учитывать распределение контактов по прочности, отсюда механизм разрушения тела рассматривается как последовательное разрушение контактов: слабые – прочные. При протекании этого процесса возникает микрорастрескивание (в некоторых случаях обратимое), а затем – необратимое макрорастрескивание и деструкция материала, когда среднее напряжение на единичный контакт окажется равным средней прочности неразрушенных контактов. Важным процессом в поле механических напряжений является ползучесть материалов. Выделяют установившуюся ползучесть, определяемую вязкостью материала и механическим упрочнением, и неустановившуюся, которая зависит еще от процессов механического разупрочнения. Кривые ползучести криогенных пород имеют весьма характерный вид и отражают несколько ее стадий [34, 116].

Реальные среды характеризуются обычно частичным поглощением энергии деформирования в среде, причем механизмы такого поглощения достаточно многообразны и приводят к преобразованию энергии в другие формы (тепловую, электрическую, магнитную и др.).

Для интегрального учета несовершенной упругости при распространении в такой среде волн в решение волнового уравнения вводится комплексное волновое число

$$k^* = \omega \sqrt{\frac{\rho}{E^*}} = \frac{\omega}{v} - j\alpha, \quad (\text{II.19})$$

а следовательно, и комплексный частотнозависимый модуль упругости материала:

$$E^* = E_0 + j\omega\eta = E(1 + j\omega\tau), \quad (II.20)$$

где E_0 – равновесный модуль; η – эффективная вязкость, $\tau = \eta/E$ – время запаздывания (релаксации). В общем случае, когда имеется произвольное число (набор), например, максвелловских, механизмов релаксации, выражение для комплексного модуля принимает вид:

$$\begin{aligned} E^*(\omega) &= E(\omega) + j\omega\eta(\omega) = E_0 + j\omega\eta_\infty + \sum_{k=1}^n \frac{j\omega\eta_k}{1 + j\omega\tau_k} = \\ &= \left(E_0 + \sum_{k=1}^n \frac{E_k\omega^2\tau_k^2}{1 + \omega^2\tau_k^2} \right) + j\omega \left(\eta_\infty + \sum_{k=1}^n \frac{\eta_k}{1 + \omega^2\tau_k^2} \right), \end{aligned} \quad (II.21)$$

где E_k , η_k и τ_k – модуль упругости, вязкость и время релаксации максвелловских механизмов, моделирующих упруго-вязкие свойства среды; η_∞ – нерелаксирующая вязкость.

Следует отметить, что выделение E_0 и η_∞ несколько условно, так как по существу E_0 есть $\sum E_k$ для медленных процессов, когда $\tau_k \gg \frac{1}{\omega}$, а η_∞ есть $\sum \eta_k$ быстрых процессов, когда $\tau_k \ll \frac{1}{\omega}$.

Для случая одного релаксационного механизма выражение (II.21) принимает более наглядный вид:

$$E(\omega) = E_0 + \frac{\omega^2\tau_1\eta_1}{1 + \omega^2\tau_1^2} \quad (II.21')$$

$$\eta(\omega) = \eta_\infty + \frac{\eta_1}{1 + \omega^2\tau_1^2},$$

формулы (II.21') позволяют легко представить вид частотной зависимости $E(\omega)$ и $\eta(\omega)$ – рис. 36, которая является предельной. При наличии распределения времени релаксации соответствующие кривые будут с иным наклоном при сохранении того же характера частотной зависимости.

Отметим, что уравнения (II.21') могут быть применены для приближенного описания механической релаксации при наличии распределения времени релаксации, но тогда в них τ_1 и η_1 надо заменить на эффективные (наиболее вероятные) значения τ_m и η_m . Это особенно удобно для анализа температурных зависимостей E и η криогенных пород, определяемых при фиксированной частоте ω . Для этого случая можем записать:

$$E(t) = E_s + \frac{\omega^2\tau_m(t)\eta_m(t)}{1 + [\omega\tau_m(t)]^2}$$

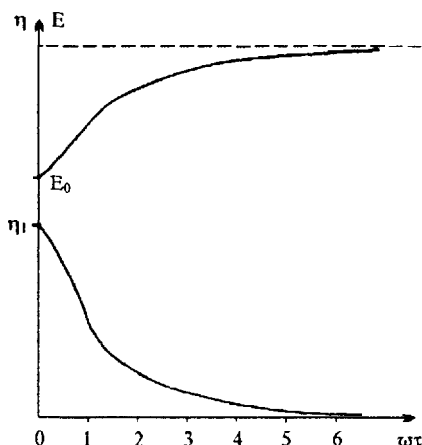


Рис 36 Вид частотной зависимости модуля упругости и коэффициента вязкости

$$\eta(t) = \eta_a + \frac{\eta_m(t)}{1 + [\omega\tau_m(t)]^2}, \quad (\text{II.21}'')$$

где E_b – модуль упругости криогенных пород при $t \rightarrow 0^\circ\text{C}$; η_a – вязкость породы, не зависящей от криогенных преобразований.

Тогда рис. 36 будет иллюстрировать изменения модуля E и вязкости η от температуры, так как эффективное время релаксации τ_m возрастает при понижении температуры криогенной породы.

II.4. Феноменологическая теория релаксации

При изучении свойств различных материалов сложилась традиция рассматривать закономерности механических и электрических свойств раздельно [95, 173 и др.], лишь иногда указывается на их взаимосвязь. Теория и эксперимент по изучению механических и электрических свойств обычно излагаются независимо, между тем в обоих случаях при построении теории применяются близкие представления. Кратко рассмотрим феноменологическую теорию электрической и механической релаксации с единых позиций.

Механическое напряжение вызывает в материале относительное перемещение любых его частиц (деформацию), а электрическое – смещение носителей зарядов, т.е. поляризацию. С позиций природы взаимодействия частиц вещества, эти процессы едины, а их различное макропроявление обусловлено разницей масштабов и степенью детальности индикации результирующего возмущения среды. Характер взаимосвязи между воздействием и откликом на него зависит от свойств сред, которые можно подразделить на два основных класса: идеальные и неидеальные.

Идеальная среда. В идеальной (мгновенно откликающейся) среде электрическое смещение D и механическая деформация ϵ^M линейно связаны соответственно с напряженностью электрического поля E и механическим напряжением σ^M :

$$D_i = \epsilon_{ij} \cdot E_j; \quad (i, j = 1, 2, 3 \dots) \quad (\text{II.22})$$

$$\epsilon_{lm}^M = S_{iklm} \cdot \sigma_{ik}^M; \quad (i, k, l, m = 1, 2, 3 \dots) \quad (\text{II.23})$$

или

$$\sigma_{ik}^M = C_{iklm} \cdot \epsilon_{lm}^M, \quad (\text{II.24})$$

где тензоры: ϵ_{ij} — относительные диэлектрические проницаемости, C_{iklm} — модули упругости, S_{iklm} — податливости. Форма законов (II.22) и (II.23) с позиций причинно-следственной связи совершенно одинакова: силовое воздействие (E , σ^M) вызывает соответствующее возмущение (смещение, перестройку) в материале (D и ϵ^M). Разница заключается лишь в ранге тензоров, что приводит к разной записи уравнений для конкретных сред, например, для изотропной среды (II.22)–(II.24) принимают вид:

$$D = \epsilon E \quad (\text{II.25})$$

$$\epsilon_{lm}^M = \frac{1}{2} S_1 \sigma_{ik}^M + \left[\frac{1}{9} S_2 - \frac{1}{6} S_1 \right] \sigma_{ll}^M \cdot \delta_{ik} \quad (\text{II.26})$$

$$\sigma_{ik}^M = K \epsilon_{ll}^M \delta_{ik} + 2\mu \left[\epsilon_{ik}^M - \frac{1}{3} \epsilon_{ll}^M \cdot \delta_{ik} \right], \quad (\text{II.27})$$

где $\sigma_{ll}^M = \sigma_{11}^M + \sigma_{22}^M + \sigma_{33}^M$; $\epsilon_{ll}^M = \epsilon_{11}^M + \epsilon_{22}^M + \epsilon_{33}^M$; δ_{ik} — символ Кронекера; K — модуль всестороннего сжатия (растяжения); μ — модуль сдвига; $S_2 = \frac{1}{K}$ и $S_1 = \frac{1}{\mu}$ — податливости.

При изучении упругих свойств материалов обычно определяют модули упругости и пользуются законом Гука в форме (II.27) и реже (II.26).

Ввиду того, что аналогичная роль параметров электрических и упругих свойств имеет место для диэлектрической проницаемости и податливости (уравнения (II.22) и (II.23)), то соответствующие закономерности изменения модулей упругости (например, при изменении состава материала) должны быть в целом обратными по сравнению с таковыми для диэлектрической проницаемости.

Неидеальная среда. В неидеальной среде имеет место не мгновенная реакция на воздействие, поэтому соответствующие закономерности следует представить в виде интегральных преобразова-

ний, так как будут происходить релаксационные процессы, протекающие за некоторый интервал времени.

Для электрической релаксации:

$$D(t) = \int_{-\infty}^t \epsilon(t, \tau) \frac{dE(\tau)}{d\tau} d\tau, \quad (II.28)$$

где t – время наблюдения; τ – время изменения величины E ; $D(t)$ – величина электрического смещения в момент времени наблюдения; $E(\tau)$ – напряженность, меняющаяся во времени. Уравнение (II.28) легко свести по форме к (II.25), введя оператор $\hat{\epsilon} = \int_{-\infty}^t \epsilon(t, \tau) d\tau$, т.е.

$$D = \hat{\epsilon} E. \quad (II.29)$$

Интегрирование (II.28) дает:

$$D(t) = \epsilon(t, \tau) E(\tau) \Big|_{-\infty}^t - \int_{-\infty}^t E(\tau) \frac{d\epsilon(t, \tau)}{d\tau} d\tau. \quad (II.30)$$

При гармоническом изменении поля во времени $E(\tau) = E_m \cdot e^{-j\omega\tau}$, процесс поляризации среды можно считать установившимся. Тогда начало отсчета времени можно положить равным нулю, а время наблюдения $t = \infty$. С учетом этого из (II.30) получаем:

$$\begin{aligned} D(\omega) &= \epsilon(\tau) E_m e^{-j\omega\tau} \Big|_0^{\infty} - E_m \int_0^{\infty} e^{-j\omega\tau} \frac{d\epsilon(\tau)}{d\tau} d\tau = \\ &= \epsilon_d E_m - E_m \int_0^{\infty} e^{-j\omega\tau} \frac{d\epsilon(\tau)}{d\tau} d\tau \end{aligned} \quad (II.31)$$

или

$$\frac{D(\omega)}{E_m} = \epsilon_d - \int_0^{\infty} e^{-j\omega\tau} \frac{d\epsilon(\tau)}{d\tau} d\tau. \quad (II.32)$$

Учитывая, что

$$\frac{D(\omega)}{E_m} = \epsilon^*(\omega) = \epsilon'(\omega) - j\epsilon''(\omega) \quad (II.33)$$

применив закон Аррениуса для $\epsilon(\tau)$,

$$\epsilon(\tau, \theta) = \int_0^{\infty} F(\theta) e^{-\frac{1}{\theta} \cdot d\theta}, \quad (II.34)$$

$$\frac{d\epsilon(\tau, \theta)}{d\tau} = - \int_0^{\infty} F(\theta) e^{-\frac{\tau}{\theta}} \frac{d\theta}{\theta}, \quad (\text{II.35})$$

где $F(\theta)$ — функция распределения плотности вероятности времени электрической релаксации θ . С учетом (II.35) можем переписать (II.32) в следующем виде:

$$\begin{aligned} \epsilon^*(\omega) &= \epsilon_d + \int_0^{\infty} e^{-j\omega\tau} d\tau \int_0^{\infty} F(\theta) e^{-\frac{\tau}{\theta}} \frac{d\theta}{\theta} = \\ &= \epsilon_d + \int_0^{\infty} F(\theta) \frac{d\theta}{\theta} \int_0^{\infty} e^{-(\frac{1}{\theta} + j\omega)\tau} d\tau = \epsilon_d + \int_0^{\infty} \frac{F(\theta)}{1 + j\omega\theta} d\theta, \end{aligned} \quad (\text{II.36})$$

где ϵ_d — значение $\epsilon(\omega)$ при $\omega \rightarrow \infty$. Отсюда, с учетом (II.33), получаем выражения для действительной и мнимой части ϵ^* :

$$\epsilon'(\omega) = \epsilon_d + \int_0^{\infty} \frac{F(\theta)}{1 + (\omega\theta)^2} d\theta, \quad (\text{II.37})$$

$$\epsilon''(\omega) = \int_0^{\infty} \frac{\omega\theta F(\theta)}{1 + (\omega\theta)^2} d\theta. \quad (\text{II.38})$$

Для механической релаксации в неидеально-упругой среде при гармоническом законе изменения поля механических напряжений во времени подобным путем получим:

$$\sigma_{ik}^M(\tau) = \int_{-\infty}^{\tau} C_{iklm}(t, \tau) \frac{d\epsilon_{lm}^M(\tau)}{d\tau} d\tau \quad (\text{II.39})$$

или в операторной форме

$$\sigma_{ik}^M = \hat{C}_{iklm} \cdot \epsilon_{lm}^M, \quad (\text{II.40})$$

где

$$\hat{C}_{iklm} = \int_{-\infty}^{\tau} C_{iklm}(t, \tau) dt,$$

точно так же для механических деформаций:

$$\epsilon_{ik}^M(\tau) = \int_{-\infty}^{\tau} S_{iklm}(t, \tau) \frac{d\sigma_{lm}^M(\tau)}{d\tau} \cdot d\tau \quad (\text{II.41})$$

или

$$\epsilon_{ik}^M = \hat{S}_{iklm} \sigma_{lm}^M, \quad (\text{II.42})$$

где

$$\hat{S}_{iklm} = \int_{-\infty}^t S_{iklm}(t, \tau) d\tau.$$

Поскольку уравнения (II.40) и (II.42) совершенно аналогичны (II.24) и (II.23) для идеальной среды и лишь содержат операторы вместо параметров, то можно воспользоваться решениями (II.26) и (II.27) для идеальной среды, только в них $\hat{S}_1$, $\hat{S}_2$, $\hat{K}$ и $\hat{\mu}$ необходимо заменить на соответствующие операторы $\hat{S}_1$, $\hat{S}_2$, $\hat{K}$ и $\hat{\mu}$. Если представить ядра этих интегральных операторов в виде (II.34), то в гармоническом установившемся режиме вместо (II.26) имеем:

$$\epsilon_{lm}^M = \frac{1}{2} S_1^* \sigma_{ik}^M + \left[\frac{1}{9} S_2^* - \frac{1}{6} S_1^* \right] \sigma_{ll}^M \cdot \delta_{ik}, \quad (II.43)$$

где

$$S_1^*(\omega) = S_1'(\omega) - jS_1''(\omega) = S_{1,\infty} + \int_0^\infty \frac{F(\theta') d\theta'}{1 + j\omega\theta'}; \quad (II.44)$$

$$S_2^*(\omega) = S_2'(\omega) - jS_2''(\omega) = S_{2,\infty} + \int_0^\infty \frac{F(\theta'') d\theta''}{1 + j\omega\theta''}, \quad (II.45)$$

S_1^* и S_2^* — комплексные сдвиговая податливость и объемная сжимаемость; θ' и θ'' — времена их запаздывания (ретардации); $F(\theta')$ и $F(\theta'')$ — функции распределения плотности вероятности времен ретардации. Выражения (II.44, II.45) полностью аналогичны (II.36), т.е. действительная и мнимая части как S_1^* и S_2^* определяются соответственно формулами (II.37) и (II.38).

Точно так же вместо (II.27) получаем:

$$\sigma_{ik}^M = K^* \epsilon_{ll}^M \delta_{ik} + 2\mu^* \left\{ \epsilon_{ik}^M - \frac{1}{3} \epsilon_{ll}^M \delta_{ik} \right\}, \quad (II.46)$$

где

$$K^* = K^*(\omega) = K'(\omega) - jK''(\omega) = K_c + \int_0^\infty \frac{F(\theta''') \cdot j\omega\theta'''}{1 + j\omega\theta'''} d\theta''', \quad (II.47)$$

$$\mu^* = \mu^*(\omega) = \mu'(\omega) - j\mu''(\omega) = \mu_c + \frac{F(\theta''') \cdot j\omega \cdot \theta'''}{1 + j\omega\theta'''} d\theta''', \quad (II.48)$$

K^* и μ^* — комплексные модули всестороннего сжатия и сдвига;

θ''' , θ'''' , $F(\theta''')$, $F(\theta''')$ – соответствующие времена механической релаксации и функции распределения их плотности вероятности, K_c и μ_c – значения $K'(\omega)$ и $\mu'(\omega)$ при $\omega \rightarrow 0$.

Таким образом, для неидеальной среды связь между механическим напряжением и деформацией выражается посредством двух частотнозависимых комплексных величин, для каждой из которых в самом общем случае возможно свое независимое распределение времени релаксации и ретардации. При этом действительная и мнимая части комплексных модулей и податливостей (сжимаемостей) будут каждая определенной функцией частоты. Действительные части этих величин характеризуют упругие свойства, а мнимые – поглощение (потери) энергии силового поля.

Выражения (II.36), (II.44), (II.45), а также (II.47) и (II.48) показывают, что в неидеальной среде должна быть частотная дисперсия параметров ее электрических и механических свойств, обусловленная наличием времени релаксации соответствующих процессов. При этом характер частотной дисперсии обусловлен распределением (набором) времен релаксации, соответствующих различным механизмам релаксации в сложной гетерогенной среде. Те же соотношения могут быть получены на основе частных моделей механизмов электрической поляризации [173] и деформирования сред, а также термодинамики необратимых процессов [95]. Приведенное выше рассмотрение наглядно демонстрирует пользу совместного изучения и анализа механической и электрической релаксации.

В простейшем частном случае, когда релаксационный процесс в материале можно характеризовать одним временем релаксации, уравнения (II.37)–(II.38), например, переходят в известные уравнения Дебая, а (II.44)–(II.45) и (II.47)–(II.48) в уравнения, получаемые в молекулярной акустике при учете влияния вязкости, теплопроводности, либо эффекта Кнезера и т.п.

При наличии распределения времен релаксации соответствующие выражения и теория для электрических свойств были даны Г.Фрёлихом и К.Бётхером [201, 212], а для упругих характеристик – М.А.Леонтовичем и Л.И.Мандельштаммом [95].

Методы описания и анализа функций распределения времен релаксации. Времена релаксации материала часто находят из условия $\omega\theta \approx 1$, когда мнимая часть соответствующего комплексного параметра имеет максимум частотной зависимости. Это соотношение будет точным, если ϵ^* , либо S_1^* или S_2^* удовлетворяют, например, уравнению дисперсии Коул-Коула [173, 212, 231]:

$$A^* = A_d + \frac{A_s - A_d}{1 + (j\omega\theta)^{1-\alpha}}, \quad (\text{II.49})$$

где α – параметр распределения времен релаксации: $0 \leq \alpha < 1$; θ – вероятное (эффективное) время релаксации в сложном гетерогенном материале.

Для механических свойств могут иметь место две различные

области дисперсии, соответствующие разным релаксационным механизмам дилатационной и сдвиговой деформации.

Для комплексной величины модуля упругости, обратной A^* , имеем:

$$B^* = \frac{1}{A^*} = B_s + \frac{(B_d - B_s) \cdot (j\omega\theta^*)^{1-\alpha}}{1 + (j\omega\theta^*)^{1-\alpha}}, \quad (\text{II.50})$$

где $B_s = \frac{1}{A_s}$; $B_d = \frac{1}{A_d}$; $\theta^* = \left(\frac{A_d}{A_s}\right)^{\frac{1}{1-\alpha}} \cdot \theta$.

Рассмотрим подробнее основные варианты уравнений дисперсии в пределах феноменологической теории для типичных моделей (различным набором механизмов (времен) релаксации и проанализируем их на комплексной плоскости обобщенной проницаемости A^* .

1. Одно время релаксации (модель Дебая)

В этом случае из (II.49) при $\alpha = 0$ получаем:

$$A^*(\omega) = A_d + \frac{A_s - A_d}{1 + j\omega\theta} = A'(\omega) - jA''(\omega). \quad (\text{II.51})$$

Геометрический образ (т.е. геометрическое место точек положения конца вектора $A^*(\omega)$) – полуокружность с центром на оси $A'(\omega)$ углы пересечения ее с этой осью равны $\pi/2$ (рис. 37, а). Из (II.51) для действительной части $A'(\omega)$ имеем:

$$A'(\omega) = A_d + \frac{A_s - A_d}{1 + (\omega\theta)^2} \quad (\text{II.52})$$

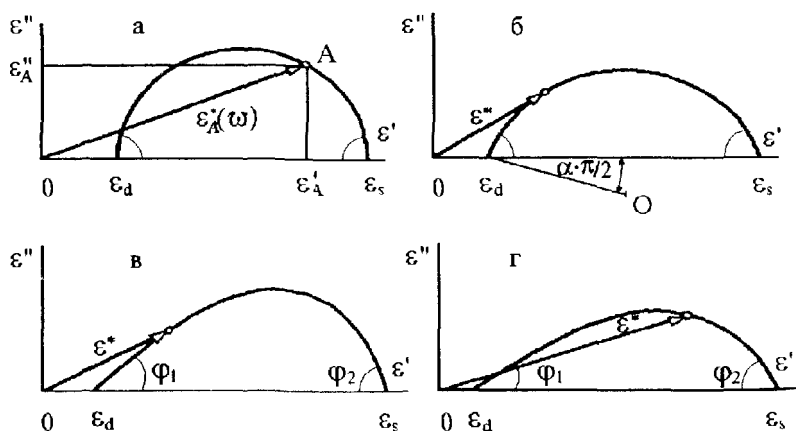


Рис 37 Диаграммы для различных распределений времен релаксации $\varepsilon^*(\omega) \sim A^*(\omega)$, $\varepsilon' \sim A'(\omega)$ и $\varepsilon'' \sim A''(\omega)$, а – одно время релаксации, б – симметричное распределение, в – несимметричное ("простое"), г – несимметричное ("сложное")

или

$$\frac{A_s - A'(\omega)}{A'(\omega) - A_d} = (\omega\theta)^2, \quad (\text{II.53})$$

что позволяет определить время релаксации θ из экспериментальных измерений остальных величин. Для мнимой части $A''(\omega)$ получаем:

$$A''(\omega) = \frac{(A_s - A_d)\omega\theta}{1 + (\omega\theta)^2}. \quad (\text{II.54})$$

Условие $\omega\theta = 1$ соответствует максимуму $A''(\omega)$, причем

$$A''_{\max} = \frac{1}{2}(A_s - A_d). \quad (\text{II.55})$$

Подставив (II.53) в (II.54), получим:

$$[A''(\omega)]^2 = [A_s - A'(\omega)] \cdot [A'(\omega) - A_d]. \quad (\text{II.56})$$

Последнее соотношение может быть использовано для проверки соответствия экспериментальных данных модели Дебая.

2. Симметричное распределение времен релаксации (модель Коул-Коула)

$$A^* = A_d + \frac{A_s - A_d}{1 + (j\omega\theta)^{1-\alpha}}, \quad (\text{II.57})$$

где α — параметр, характеризующий ширину области распределения времен релаксации. Геометрический образ — дуга окружности с центром ниже оси $A'(\omega)$, а углы пересечения дуги с этой осью равны $(1-\alpha)\frac{\pi}{2}$ (рис. 37, б). Из (II.57) можно получить [173]:

$$A'(\omega) = A_d + \frac{(A_s - A_d) [1 + (\omega\theta)^{1-\alpha} \cdot \sin \frac{\alpha\pi}{2}]}{1 + 2(\omega\theta)^{1-\alpha} \cdot \sin \frac{\alpha\pi}{2} + (\omega\theta)^{2(1-\alpha)}}, \quad (\text{II.58})$$

$$A''(\omega) = \frac{(A_s - A_d)(\omega\theta)^{1-\alpha} \cdot \cos \frac{\alpha\pi}{2}}{1 + 2(\omega\theta)^{1-\alpha} \cdot \sin \frac{\alpha\pi}{2} + (\omega\theta)^{2(1-\alpha)}}. \quad (\text{II.59})$$

Функция распределения плотности вероятности времени релаксации, соответствующая (II.57), оказалась не гауссовой, а типа:

$$F(h) = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{\sin \alpha \pi}{\operatorname{ch} [(1-\alpha)h] - \cos \alpha \pi}, \quad (\text{II.60})$$

где $h = \ln \frac{\theta}{\theta_m}$. Условие $\omega\theta = 1$ соответствует максимуму $A''(\omega)$, причем

$$A''_{\max} = \frac{A_s - A_d}{2} \cdot \operatorname{tg} \frac{(1-\alpha)\pi}{4}. \quad (\text{II.61})$$

Чем ближе α к единице, тем шире интервал распределения времен релаксации и тем меньше величина $A''_{\max}$, т.е. поглощение энергии будет все более равномерным в широком диапазоне частот.

3. Несимметричное ("простое") распределение времен релаксации (модель Коула-Девидсона)

$$A^*(\omega) = A_d + \frac{A_s - A_d}{(1 + j\omega\theta)^\beta}. \quad (\text{II.62})$$

Геометрический образ — полуокружность с центром на оси $A'(\omega)$, скошенная (вытянутая) в высокочастотной области; углы пересечения диаграммы с этой осью: $\varphi_1 = \beta \frac{\pi}{2}$; $\varphi_2 = \frac{\pi}{2}$ (рис. 37,в).

В соответствии с (II.62):

$$A'(\omega) = A_d + (A_s - A_d) \cos \beta \gamma \cdot (\cos \gamma)^\beta, \quad (\text{II.63})$$

$$A''(\omega) = (A_s - A_d) \sin \beta \gamma \cdot (\cos \gamma)^\beta \quad (\text{II.64})$$

где $\gamma = \operatorname{arctg} \omega\theta$.

Функция распределения, удовлетворяющая (II.62), имеет вид:

$$F(\theta) = \begin{cases} \frac{\sin \beta \pi}{\pi \theta} \left(\frac{\theta}{\theta_m - \theta} \right)^\beta, & \text{при } \theta < \theta_m, \\ 0, & \text{при } \theta > \theta_m \end{cases} \quad (\text{II.65})$$

Она характеризует так называемое асимметричное одностороннее распределение времен релаксации между 0 и θ_m . Условие $\omega\theta = 1$ в этом случае не соответствует максимуму $A''(\omega)$, который достигается при $\omega\theta = \operatorname{tg} \frac{\pi}{2(1+\beta)}$, причем

$$A''_{\max} = (A_s - A_d) \cdot \left[\sin \frac{\beta \pi}{2(1+\beta)} \right]^{1+\beta}. \quad (\text{II.66})$$

4. Несимметричное ("сложное") распределение времен релаксации (модель Хаврильяка-Негами):

$$A^*(\omega) = A_d + \frac{A_s - A_d}{[1 + (j\omega\theta)^{1-\alpha}]^\beta} \quad (\text{II.67})$$

Выражение (II.67) по существу является обобщенным уравнением дисперсии, так как три выше рассмотренных случая получаются из него как следствия при соответствующих частных значениях параметров α и β : $\alpha = 0$, $\beta = 1$ — (II.51), $\alpha = 0$, $0 < \beta < 1$ — (II.62), $0 < \alpha < 1$, $\beta = 1$ — (II.57). Если же $0 < \alpha < 1$ и $0 < \beta < 1$ — (II.67).

Геометрический образ (II.67) — скошенная дуга окружности (рис. 37, г) с центром ниже оси $A'(\omega)$, углы пересечения диаграммы с этой осью $\varphi_1 = \frac{1-\alpha}{2} \beta \pi$, $\varphi_2 = \frac{1-\alpha}{2} \pi$ и соответственно:

$$A'(\omega) = A_d + M^{\beta/2} \cdot (A_s - A_d) \cdot \cos \beta \psi, \quad (\text{II.68})$$

$$A''(\omega) = M^{\beta/2} \cdot (A_s - A_d) \cdot \sin \beta \psi, \quad (\text{II.69})$$

$$\text{где: } M = \left[1 + (\omega\theta)^{1-\alpha} \cdot \sin \frac{\alpha\pi}{2} \right]^2 + \left[(\omega\theta)^{1-\alpha} \cdot \cos \frac{\alpha\pi}{2} \right]^2,$$

$$\psi = \arctg \left[\frac{(\omega\theta)^{1-\alpha} \cos \frac{\alpha\pi}{2}}{1 + (\omega\theta)^{1-\alpha} \sin \frac{\alpha\pi}{2}} \right].$$

Максимум $A''(\omega)$ достигается при условии $\omega\theta = \text{tg} \frac{\pi}{2(1+\beta)}$, причем

$$A''_{\max} = (A_s - A_d) \left[\sin \frac{\beta\pi}{2(1+\beta)} \right]^{1+\beta} \cdot \text{tg} \frac{(1-\alpha)\pi}{4}. \quad (\text{II.70})$$

Следует подчеркнуть, что характерным признаком релаксационного процесса является прохождение через максимум $A''(\omega)$, а не тангенса угла потерь ($\text{tg} \delta = \frac{A''(\omega)}{A'(\omega)}$), как иногда считают, так как последний может почти не изменяться в широком диапазоне частот при соответствующем ходе зависимостей $A''(\omega)$ и $A'(\omega)$. Анализ получаемых экспериментально частотных зависимостей с помощью вышеприведенных уравнений дисперсии или их геометрических образов позволяет наиболее наглядно представить сложные взаимозависимости между $A'(\omega)$ и $A''(\omega)$ для различных гетерогенных материалов.

Рассмотренные соотношения характеризуют частотную дисперсию свойств (электрических и механических) при фиксированном состоянии среды, когда времена релаксации неизменны для данного материала. Они позволяют по экспериментально полученным частотным зависимостям $A'(\omega)$ и $A''(\omega)$ определить характеристики

процессов релаксации в данном материале (θ_m , $F(\theta)$, α , β) и тем самым получить информацию об особенностях протекания этих процессов, а следовательно, о строении и составе исследуемых материалов (см., например, [95, 173, 183, 212, 231]), в которых есть соответствующие результаты и библиография.

Исследования частотно-температурных зависимостей динамических свойств нередко позволяют дополнить друг друга и оптимизировать эксперимент по получению информации о строении, составе и механизмах релаксации изучаемых веществ. Во-первых, в физике релаксационной спектроскопии для этого случая разработан метод редуцированных переменных [95], базирующийся на постулате, что все времена релаксации материала меняются с температурой примерно одинаково, а вид функции распределения времен релаксации остается неизменным. На основе этого метода можно проводить дополнительный анализ частотной дисперсии, существенно (на 5–7 декад) расширив частотный диапазон путем “сшивания” зависимостей свойств данного материала, полученных в узком диапазоне частот, но при разных температурах. Однако если времена отдельных механизмов релаксации по-разному зависят от температуры и вид функции распределения времен релаксации существенно меняется, то этот подход не применим.

Во-вторых, если температурная зависимость комплексных проницаемостей и податливостей может быть описана уравнениями типа (II.51)–(II.70), возникает возможность анализа температурной дисперсии свойств материала, измеренных лишь на одной частоте, с помощью аппарата феноменологической теории релаксации. Реализация этого обусловлена экспериментальным доказательством сходства температурной зависимости свойств с частотной зависимостью, характерной для релаксационных процессов. В результате выполненных экспериментов нам удалось показать наличие такой аналогии для диэлектрической проницаемости мерзлых пород. На этой основе была развита новая методика анализа и определения характеристик процессов электрической релаксации (см. пп. III.4, III.6).

Таким образом, при совместных частотно-температурных исследованиях электрических и механических свойств гетерогенных материалов и, в частности, криогенных пород феноменологическая теория релаксации позволяет осуществить более детальный комплексный анализ экспериментальных данных с целью извлечения информации о временах и возможных механизмах релаксации, а следовательно, о внутреннем строении и составе исследуемых сред.

II.5. Физическая модель мерзлой породы

При изучении упругих и электрических свойств мерзлых пород, ввиду отмеченной (см. п. I.2, I.6) сложности их строения, состава, а также взаимосвязи и распределения компонентов, теоретическое

моделирование на данном этапе исследований представляется преждевременным. Анализ известных в литературе моделей зернистых и капиллярно-пористых влагосодержащих сред показывает, что они не адекватны мерзлым породам. Чтобы не вводить сильно искажающих реальность упрощений, необходимых для математического расчета, целесообразно рассмотреть физическую вербальную модель, с помощью которой можно осуществлять планирование экспериментов и качественную интерпретацию результатов изучения различных физических свойств с единых позиций, отражающих известные данные об объекте исследований. Основами такой физической модели являются представления: 1) о компонентном составе мерзлой породы; 2) о пространственной криогенной кристаллизационно-коагуляционной структуре (ПККС); 3) о физических подсистемах мерзлой породы, определяющих ее отклик на внешнее воздействие.

Рассмотрим кратко каждую из выделенных основ модели и ее роль при выяснении природы и закономерностей изменения свойств породы.

1. Мерзлая песчано-глинистая порода как гетерогенный материал состоит из следующих основных **компонентов**: *силикатов* – зерен кварца, алюмосиликатов и т.п.; *льда* – как в виде мономинеральных зерен в порах, так и поликристаллических включений различной формы (в случае крупных пор, либо шлировых текстур); *незамерзшей воды* (порового раствора) в виде дискретных неоднородных и анизотропных скоплений – островов, ячеек, пленок и т.п., сосредоточенных в граничных межзерновых зонах; *газа*, обычно воздуха и паров воды, в виде пузырьков, распределенных в основном в граничных межзерновых зонах, а также и в зернах льда.

Для характеристики компонентного состава мерзлой породы можно воспользоваться показателями Кэдзи и считать, что в среднем:

$$V_{ск} + V_{л} + V_{н} + V_{г} = 1, \quad (II.71)$$

где $V_{ск}$, $V_{л}$, $V_{н}$, $V_{г}$ – соответственно объемы скелета, льда, незамерзшей воды и газа в единице объема породы. Правда, единицу объема породы, для которой будет справедливо это выражение, следует выбирать достаточно большой, чтобы обеспечить репрезентативность показателей с учетом данной криогенной структуры и текстуры. Поскольку соотношение между выделенными компонентами мерзлой породы определяется пористостью скелета, суммарной влажностью и температурой, то его изменение можно схематично представить в виде трехмерной схемы в координатах: объем породы, суммарная объемная влажность, температура (рис. 38).

Как следует из диаграммы, изменение показателей Кэдзи для мерзлой породы с данным составом скелета и некоторой начальной пористостью может происходить двояко:

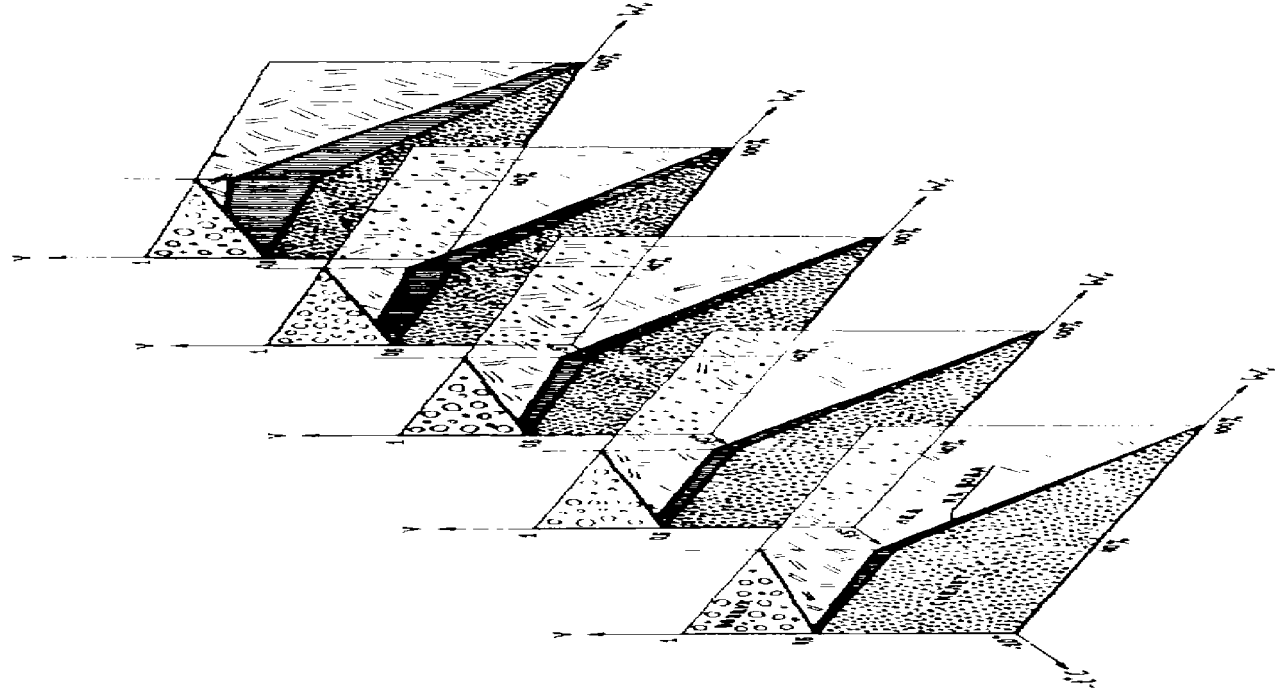


Рис. 38 Схематическая диаграмма комбинированного эрозионного процесса

а) при $V_{\text{ск}} = \text{const} \neq 0$, частичное влагонасыщение, постоянная пористость (на рис. 38 она принята за 40%);

б) при $V_r = 0$, полное влагонасыщение, переменная пористость.

В первом случае, мерзлая порода представляет собой четырехкомпонентную систему, в которой по мере возрастания льдистости (степени заполнения пор — q) несколько увеличивается и содержание незамерзшей воды.

Во втором случае, это практически трехкомпонентная система ($q = 1$), в которой с возрастанием объемной влажности W_v , а следовательно и V_d , уменьшается $V_{\text{ск}}$ и V_n , достигающие минимальных значений в предельном при данной температуре состоянии, соответствующем поликристаллическому льду.

Изменение температуры приводит к перераспределению фазового состава мерзлой породы, что схематично показано на рис. 38. Конечно, диаграмма не отражает особенностей пространственного распределения льда в породе, т.е. криотекстуры, и степени дискретности незамерзшей воды, которые необходимо учитывать отдельно. Незамерзшая вода распределяется в граничных зонах между зернами скелета и льда, а также в межзерновых зонах поликристаллического льда, и ее содержание, в тех или иных состояниях мерзлой породы, может варьировать в зависимости от степени дисперсности и минерального состава скелета, концентрации и ионного состава порового раствора, напряженно-деформированного состояния породы и других факторов.

Рассмотренные изменения состава мерзлой породы должны приводить к соответствующим вариациям ее физических свойств. При этом вполне обоснованно предположить, что изменение фазового состава H_2O , т.е. содержание, состояние и распределение незамерзшей воды и льда в породе, будет оказывать наибольшее влияние на электрические и механические свойства, а также на протекание смешанных механоэлектрических явлений. По-видимому, вариации содержания и состояния незамерзшего порового раствора и примесей в зернах льда будут в большей степени влиять на процессы электрической релаксации, связанные со смещением и миграцией носителей заряда в электромагнитном поле, а также на особенности протекания электрокинетических явлений в мерзлых породах. Изменение соотношения между $V_{\text{ск}}$, V_d , V_n и V_r в большей степени будет отражаться в процессах механической релаксации, связанных с объемными деформациями среды в поле механических напряжений, а также в изменении характеристик распространения упругих волн и т.п. Однако при изучении мерзлых пород следует иметь в виду, что изменение объемного содержания компонентов приводит и к определенному изменению их собственных свойств, в особенности незамерзшей воды и частично льда. Так, например, по мере вымерзания жидкой фазы, концентрация и степень дискретности скоплений некристаллизовавшегося порового раствора повышаются, структура его изменяется, а нарастающие граничные слои льда, по-видимому, будут все более примесными. Закономерности этих

изменений пока не известны и труднодоступны для экспериментальных исследований. Таким образом, компонентный состав мерзлой породы в значительной мере определяет ее физические свойства, однако даже детальное знание его недостаточно для их однозначной оценки.

2. Существенную роль в формировании физических, особенно механических, свойств мерзлых пород играет возникновение и эволюция *ПККС* с различными типами контактов между частицами твердой фазы (см. п. I.2 и п. II.2). Наличие жидкой фазы в межзерновых граничных зонах создает в среде пластичность, а также тиксотропию, которая в мерзлых породах, по-видимому, обусловлена нарушением и восстановлением равновесия в системе лед-незамерзшая вода и процессами объемной и поверхностной диффузии. В связи с этим не следует забывать, что "активная" поверхность зерен твердой фазы неоднородна, нескомпенсированные заряды и другие "активные" дефекты распределены неравномерно, что обуславливает островной характер адсорбции воды, ионов порового раствора и неоднородность строения жидкости в двойных слоях. Чрезвычайно важным фактором является структура граничных фаз влагонасыщенных дисперсных и пористых сред, в том числе и криогенных пород, поскольку именно эти фазы в значительной мере определяют их многие физические свойства. Анализ и обобщение современных данных приводит к следующим основным выводам:

Незамерзшая вода в криогенном материале всегда является связанной как за счет влияния поверхностей зерен твердых матриц, так и за счет содержащихся в ней ионов, что зависит от характерной величины концентрации порового раствора, обусловленной разным типом твердых матриц криогенных пород.

Связанную воду не следует рассматривать как свободную воду, находящуюся под воздействием внешних силовых полей, это новая равновесная модификация (фаза) воды, отличающаяся от свободной иной структурой, т.е. объемным распределением водородных связей. Перестройка структуры воды происходит в соответствии с типом и характером воздействующих полей.

Поскольку структура свободной воды нельдоподобна, у различных фаз связанной воды она еще менее близка к структуре льда, поэтому температура их кристаллизации при обычных условиях ниже 0°C. Полифазность и неоднородность незамерзшей воды (порового раствора) обуславливает растянутый температурный интервал ее кристаллизации (вымерзания). Последними замерзают наиболее мелкие диссеминированные скопления порового раствора, например, в кристаллах льда, в ультрамикropорах и т.п.

Граничные слои в криогенной среде, несомненно, слоисты и включают не только фазы незамерзшей воды, но и пограничные примесные (жидкообразные) слои на поверхностях частиц твердых матриц — силикатов и льда.

Поверхности твердых частиц содержат "активные центры", ко-

которые всегда расположены неравномерно, группируются в виде полос или пятен, что обуславливает островной (дискретный) характер адсорбции молекул и ионов контактирующей с ними жидкости или пара. Эта дискретность распространяется в адсорбированных слоях на значительное расстояние от поверхности, что является причиной неоднородности, анизотропии и групповых (доменных) откликов адсорбированных фаз на внешнее воздействие. Представления о пленках адсорбированной воды и их толщине, которые применяют со времен Лэнгмюра до настоящего времени, весьма условны.

Отмеченные особенности находят свое отражение в закономерностях изменения фазового состава криогенных пород при их промерзании. Однако методы определения общего содержания незамерзшей воды в мерзлой среде не всегда позволяют выделять ее различные модификации. Для этого необходимо применение других физических методов [154, 214, 215]. На рис. 39 приведена схема структуры граничной области в криогенной породе, отражающая вышеприведенные особенности, что также является частью физической модели. Специфика строения (слоистость, анизотропия) граничных межзерновых областей весьма существенна при рассмотрении структурных сил сцепления в мерзлых средах, определяющих их деформативные и прочностные свойства [121, 123].

В процессе адсорбции происходят также искажения кристаллической решетки приповерхностного слоя зерна твердой фазы (силикатов и льда), что в свою очередь создает дополнительные неоднородности в поле сил сцепления зерен. Поэтому имеет место распределение контактов между зернами среды по величине их прочности, что приводит к представлениям о последовательном (начиная с наименее прочных) разрыве контактов в поле механических напряжений. При определенных условиях такой механизм

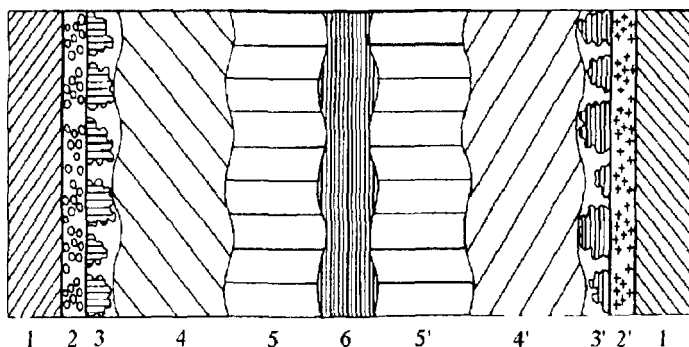


Рис 39 Схема слоистой модели жидкой фазы в криогенной среде 1 – силикат, 1' – лед, 2 и 2' – их поверхностные слои с измененной структурой, 3 и 3' – острова адсорбированной жидкой фазы, 4 и 4' – неоднородные слои жидкой фазы с разной степенью упорядоченности, содержащие анизотропные домены, 5 и 5' – осмотически связанная жидкая фаза, 6 – капиллярно связанная жидкая фаза

может вызвать частичную релаксацию напряжений, а следовательно, и затухание (стабилизацию) трещинообразования. Деструкция материала наступает тогда, когда средняя нагрузка на единичный контакт окажется равной средней прочности ненарушенных контактов. Таким образом, ПККС и связанная с ней новая криогенная система пор и капилляров определяют специфику и значительную изменчивость физических свойств мерзлой породы при данном компонентном составе.

В процессе эволюции ПККС и изменения компонентного состава при промерзании или оттаивании мерзлой породы должно происходить характерное взаимосвязанное изменение механических и электрических свойств. Например, при понижении температуры мерзлой песчано-глинистой породы (т.е. уменьшении объема незамерзшей воды, размеров ее скоплений, подвижности примесей и дефектов и т.п.) *должны возрасть*: упругость, хрупкость, время релаксации, удельное электрическое сопротивление и др., а *уменьшаться*: статическая диэлектрическая проницаемость, поляризуемость, пластичность, интенсивность механоэлектрических и электрокинетических явлений и т.д. Закономерности изменения параметров этих свойств и явления связаны с особенностями механизмов и кинетикой соответствующих процессов, а также с режимами вариаций воздействующих силовых полей.

3. При изучении динамических свойств мерзлой породы как сложной макросистемы выбирают определенный вид воздействующего физического поля и изменяют его интенсивность, частотный диапазон, поляризацию и т.п., а также температуру породы. Тем самым осуществляется как бы “физическая фильтрация” и регистрируется результат, отражающий протекание процессов преимущественно в определенной *подсистеме* сложной макросистемы. При этом часть информации неизбежно теряется (как при любой фильтрации или трансформации данных), но зато другая ее часть извлекается с более тонкими деталями. Выделение полезного сигнала на фоне шумов, представляющее обычно сложную задачу, здесь обеспечивается спецификой изучаемого процесса (явления), выделяемого в соответствующем воздействующем поле, и его связью с определенной подсистемой (или группой подсистем) данной макросистемы, находящейся при определенных термодинамических условиях. В отдельную подсистему целесообразно выделять те степени свободы внутренних движений (физико-химических преобразований), которые характеризуют процессы, определяющие изучаемые свойства.

С этой точки зрения, сложную макросистему – мерзлую породу – следует рассматривать как совокупность ряда физических подсистем, объединенных в ПККС и связанных с ее главными элементами (рис. 40). С позиций термодинамики выделение подсистем оправдано, когда ее можно характеризовать параметрами состояния, в частности, абсолютной температурой (энергетическим состоянием), структурой и др., которые отличаются от параметров ос-

тальных подсистем и макросистемы в целом. Для этого необходимо, чтобы установление квазиравновесия, т.е. релаксация, происходило в подсистеме быстрее, чем между ней и окружением. Тогда внешнее воздействие на макросистему посредством определенных физических полей может привести к преимущественному возбуждению отдельных ее подсистем, которые будут релаксировать быстрее и возможно по иному закону, чем вся система в целом.

С позиций строения вещества и отклика на воздействие различных физических полей в сложной макросистеме (рис. 40) можно выделить: ядерные, электронные, и ионные подсистемы, каждая из которых может содержать несколько разновидностей. Так, например, электронно-дырочная подсистема может быть "связанной", т.е. характеризующей формирование и изменение дипольных моментов в пределах атомов и молекул, а также соответствующие поляризационные явления, и "свободной", т.е. определяющей явления переноса (теплопроводность, электропроводность). Ионная подсистема тоже может быть "связанной" и "свободной", т.е. под воздействием внешнего поля ионы будут совершать колебательное либо поступательное движение. Возможны и "полусвязанные" ионные и электронные подсистемы, когда поступательное движение частиц может происходить, но в пределах малых ограниченных объемов системы,

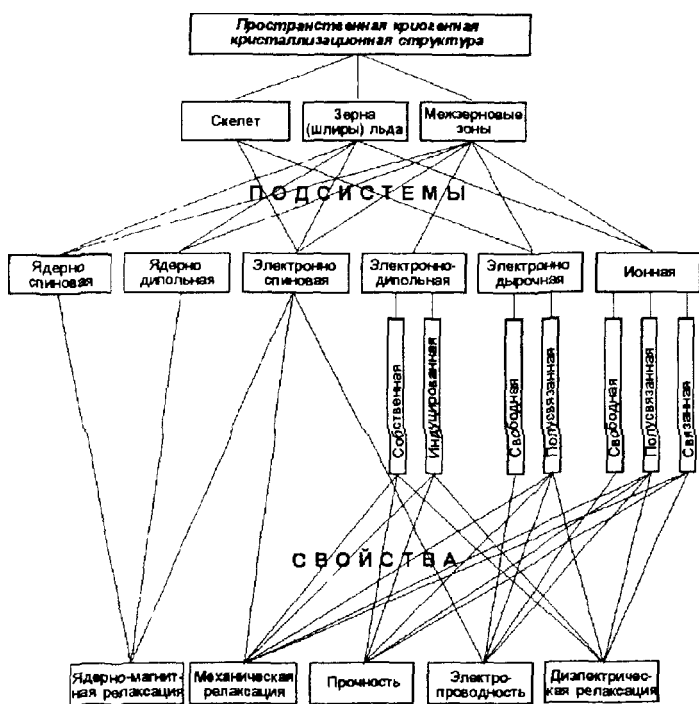


Рис. 40. Мерзлая порода как сложная макросистема

что будет приводить к явлениям накопления (сорбции) избыточного заряда с образованием поляризованных дискретных частей (доменов) среды.

При изучении электрических и механических свойств мерзлых пород преобладающее влияние на их формирование и изменение оказывают межзерновые граничные зоны, включающие в себя: связанную (незамерзшую) воду, граничные слои зерен льда и силикатов, содержащие ионы преимущественно одного знака; шлиры и зерна примесного льда. Они представляют собой *полусвязанные* ионные подсистемы. Кроме того, определенную роль будут играть *связанные* ионные и электронно-дипольные подсистемы (ассоциаты и молекулы) воды и льда, кристаллогидратов солей и т.п., электронно-дырочные подсистемы (зерна силикатов), а также ядерно-спиновые и другие подсистемы. В частности, возбуждение и изучение отклика ядерно-спиновой подсистемы H_2O позволяет изучать фазовый состав мерзлой породы методами ядерно-магнитной релаксационной спектроскопии.

При сопоставлении тех или иных свойств горных пород важно, чтобы они имели единый причинный фактор изменения [161], т.е. определялись бы откликом одинаковых подсистем, либо подсистем, отражающих сходные изменения в среде, например, изменение фазового состава в мерзлых породах. Только при выполнении этого условия возможно установление надежных взаимосвязей различных свойств. В противном случае корреляционные связи оказываются сугубо формальными, характеризуются невысокими значениями коэффициентов корреляции и не могут быть с уверенностью распространены за пределы рассматриваемых совокупностей значений параметров свойств и состояний конкретных исследуемых пород.

Изучение процессов релаксации в гетерогенных средах при создании преднамеренных воздействий, направленных на возбуждение отдельных подсистем, является порой единственным путем познания кинетики сложных физико-химических преобразований и получения информации о роли и взаимосвязи отдельных механизмов этих преобразований. Выявление закономерностей преобразований энергии в макросистеме по разным каналам, т.е. в подсистемах — основа для познания природы и управления процессами, протекающими в исследуемой среде. Применительно к криогенным породам — это процессы фазовых переходов, льдовыделения, формирования межзерновых зон и т.п. Решение этой задачи требует больших усилий по развитию и широкому применению методов релаксационной спектроскопии, но зато оно открывает пути и перспективы не только детального познания универсальных закономерностей, но и управления свойствами пород.

По существу, динамические свойства можно считать характеристиками определенным образом закодированного количества информации, получаемого от возбужденной и релаксирующей среды о ее строении и составе. Задача декодирования сводится к выявлению роли отдельных механизмов физико-химических преобразований,

обуславливающих данное физическое свойство макросистемы. Она может быть решена в случае, если удастся определить количество, вид, кинетику и другие особенности этих механизмов и вклад каждого из них в величину данного физического свойства при определенных условиях возбуждения и релаксации среды. Дальнейшее развитие исследований динамической релаксации и процессов преобразования энергии в криогенных породах, основы которых изложены в данной книге, является одним из наиболее перспективных направлений изучения этих сред, в том числе *in situ* с применением соответствующих геофизических методов.

* * *

Итак, криогенные породы как особый вид гетерогенных многофазных сред характеризуются большим многообразием типов связей между частицами и могут быть отнесены либо к дисперсным, либо к кристаллизационным структурам (материалам) в зависимости от их состава и состояния. Известные модели зернистых и капиллярно-пористых влагосодержащих сред не адекватны мерзлым породам, поэтому на данном этапе исследований приходится ограничиться рассмотрением качественной физической модели мерзлой породы. В основу предложенной модели положены представления о компонентном составе, пространственной криогенной кристаллизационной структуре и физических подсистемах среды как гетерогенной сложной макросистемы. С позиций этой модели можно непротиворечиво объяснить характерные взаимосвязанные изменения динамических, механических и электрических свойств мерзлых пород при их промерзании или оттаивании. Несомненна целесообразность совместного, комплексного изучения и анализа процессов механической и электрической релаксации. Несмотря на трудности осуществления, этот путь представляется наиболее эффективным, так как позволяет получить взаимодополняющие данные о процессах физико-химических криогенных преобразований, а следовательно, о механизмах и закономерностях формирования и изменения электрических, механических и других свойств мерзлых пород и льдов.

Развитие динамической релаксационной спектроскопии криогенных пород и широкое исследование происходящих в них процессов преобразования и диссипации энергии различных физических полей является весьма интересным и плодотворным направлением. В перспективе оно позволит установить критерии, разработать основы путей и методов направленного воздействия на формирование и эволюцию ПККС с целью обеспечения заданных свойств криогенной породы, либо заданного режима их изменения в определенных термодинамических условиях.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

III.1. Физические основы

В соответствии с данными, приведенными в главе II, мерзлые породы любого состава и состояния следует отнести к несовершенным ионным проводникам (или несовершенным диэлектрикам). Кратко остановимся на общих особенностях их электрических свойств.

Электропроводность. При промерзании влагосодержащих ионопроводящих сред возникает новая криогенная система пор и капилляров, которая характеризуется резким возрастанием степени извилистости (гофрированности) пор, уменьшением их размеров и изменением распределения по размерам. Основными факторами, которые будут определять ионную электропроводность мерзлых пород, можно считать возрастание коэффициента извилистости "g" и расширение области распределения функции $f(r)$, приводящие к возрастанию знаменателя в формуле (II.12), а следовательно, к уменьшению σ породы. Этот эффект должен быть особенно значительным при возникновении шлировых выделений льда и такситовых криогенных текстур, обуславливающих наибольшие изменения геометрии порового пространства. Кроме того, и удельная электропроводность порового раствора ($\sigma_{п.р.}$) не остается неизменной, поскольку при кристаллизации части воды концентрация его повышается. Однако количественно оценить изменения $\sigma_{п.р.}$ в процессе промерзания мерзлой породы сложно.

При наложении электрического поля в растворах электролитов возникают миграционные потоки ионов. С повышением концентрации разбавленного раствора $\sigma_{п.р.}$ сначала возрастает, а затем переходит через максимум и уменьшается, так как, чем больше ионов в единице объема, тем сильнее проявляется ион-ионное взаимодействие, приводящее к замедлению их направленного движения. В современных теориях электропроводности достаточно концентрированных ($C > 0,05 \div 0,1$ моль/л) растворов электролитов, помимо конечных размеров ионов, учитывают: наложение релаксационного и электрофоретического эффектов, связанных с наличием

ионных атмосфер (сольватных оболочек ионов); локальные изменения вязкости; образование ионных ассоциатов и другие эффекты. Однако эти теории сложны, и конечные уравнения имеют громоздкий вид, затрудняющий их практическое применение [45, 126, 184].

Для водных растворов электролитов важно еще учитывать, что подвижность ионов водорода и гидроксила гораздо больше (в $2,5+8$ раз), чем других ионов, что обусловлено эстафетным механизмом и туннельным эффектом. Для льда подвижность ионов водорода оказывается на два порядка выше, чем в воде, и намного превышает подвижность других катионов во льду, однако электропроводность чистого льда мала, что свидетельствует о небольшой концентрации таких ионов. Следует помнить, что существование свободных протонов в равновесии с другими водородсодержащими молекулами невозможно, так как энергия ионизации атома водорода очень большая (~ 1300 кДж/г·атом). Поэтому, когда говорят об ионах водорода, для воды и водных растворов имеют в виду ион гидроксония H_3O^+ , в ближней гидратной оболочке которого содержится три-четыре молекулы H_2O . Имеются прямые доказательства существования иона H_3O^+ [11]. Чаще всего его комплекс описывают формулой H_9O_4^+ . Подвижность этого комплекса не может быть намного больше подвижности гидратированных ионов K^+ и Cl^- . Поэтому высокую подвижность ионов водорода объясняют туннельным переходом протона от H_3O^+ к соседней молекуле H_2O . Подобный механизм предполагается и для ионов гидроксила. Причем в физхимии показано, что ионы водорода и гидроксила при своем перемещении не переносят молекул воды, т.е. имеет место так называемый эстафетный механизм электропроводности вплоть до концентрации растворов ~ 1 моль/л. В более концентрированных растворах (например, кислот) эстафетный механизм затухает и возрастает перенос тока ионами гидроксония. В концентрированных растворах и при пониженных температурах повышается вероятность образования ионных ассоциатов, за счет чего возможны аномальные изменения электропроводности. Так, формирование электронейтральных ионных пар уменьшает $\sigma_{\text{п.р.}}$. При дальнейшем увеличении концентрации образуются ассоциаты-тройки типа $(+ - +)$ или $(- + -)$, способные быть носителями заряда, обеспечивающими электрический ток. Образование таких ассоциатов увеличивает $\sigma_{\text{п.р.}}$, что позволяет объяснить аномальное увеличение электропроводности раствора с ростом его концентрации. Согласно теории Бьеррума, вероятность возникновения ассоциатов пропорциональна $(1/\epsilon T)^3$, т.е. для солевых криогенных пород она будет увеличиваться с понижением температуры и увеличением концентрации незамерзшего порового раствора, что приводит и к уменьшению ϵ .

Кроме того, предполагается [45, 47, 173], что значительную роль может играть механизм повышенной поверхностной проводимости вблизи частиц твердых матриц за счет неразвитости ионных атмосфер у носителей заряда в диффузных частях ДЭС. В итоге

возможны некоторые вариации σ криогенных пород конкретного состава, особенно при температурах около 0°C , однако общая тенденция уменьшения удельной электропроводности σ при возникновении и промерзании мерзлой породы и льда несомненна. Возрастание степени ограниченности свободы движения носителей заряда в дискретных скоплениях (доменах) незамерзшей воды должно увеличить влияние процессов проводимости в них на объемную поляризацию породы.

Таким образом, процессы ионной электропроводности в мерзлых породах протекают значительно сложнее, с широким распределением механизмов направленного переноса заряда по энергии активации и времени релаксации. В пресноводных природных поликристаллических льдах преобладающими механизмами электропроводности, по-видимому, являются поверхностная проводимость и объемная примесная электропроводность кристаллов, поскольку несмотря на достаточно малые значения σ , их все же нельзя отнести к идеальным диэлектрикам. Сложны и пока мало изучены процессы электропроводности в соленых и морских льдах, а также в мерзлых породах, содержащих поровые растворы электролитов значительной концентрации. В этих криогенных образованиях имеет место как ионная электропроводность в граничных межзерновых зонах (объемная и поверхностная), так и значительная примесная электропроводность зерен соленого порового льда. Соотношение вкладов этих механизмов в суммарную электропроводность среды будет, вероятно, существенно меняться в зависимости от температуры, солевого состава и концентрации поровых растворов, режима заморозания, криогенной структуры и текстуры.

Поляризуемость и диэлектрические свойства. Процессы электрической поляризации в мерзлых породах, так же как электропроводности, сложны и многообразны. В зависимости от характера изменения во времени и интенсивности приложенного электрического поля могут преобладать те или иные механизмы, обуславливающие поляризацию среды. Помимо атомно-молекулярных механизмов ионно-релаксационной и дипольно-ориентационной поляризации, которые хорошо изучены для чистой воды и льда [66, 173, 210, 212, 232, 277], в мерзлых породах и соленых льдах существенную роль должны играть различные процессы ионно-миграционной объемной поляризации. В ряде случаев (в квазистационарных, низкочастотных полях) последние могут оказывать преобладающее влияние на суммарную поляризуемость мерзлой породы конкретного строения и состава.

Описание диэлектрических свойств криогенных сред, которые практически всегда обладают электропроводностью, оказывается сложным. Сквозную проводимость можно формально учесть, введя в выражение для комплексной диэлектрической проницаемости

(II.36) дополнительное слагаемое $-\frac{j\sigma}{\epsilon_0\omega}$. Тогда имеем (уравнения Фрелиха-Бетхера):

$$\epsilon^* = \epsilon_d - j \frac{\sigma}{\epsilon_0 \omega} + \int_0^\infty \frac{F(\theta)}{1 + j\omega\theta} d\theta, \quad (\text{III.1})$$

$$\epsilon' = \epsilon_d + \int_0^\infty \frac{F(\theta)}{1 + (\omega\theta)^2} d\theta, \quad (\text{III.2})$$

$$\epsilon'' = \frac{\sigma}{\epsilon_0 \omega} + \int_0^\infty \frac{\omega\theta F(\theta)}{1 + (\omega\theta)^2} d\theta, \quad (\text{III.3})$$

$$\omega\epsilon_0\epsilon'' = \sigma + \epsilon_0 \cdot \int_0^\infty \frac{F(\theta)}{\left(\frac{1}{\omega\theta}\right)^2 + 1} \cdot \frac{d\theta}{\theta}, \quad (\text{III.4})$$

где $F(\theta)$ — нормированная функция распределения плотности вероятности времени релаксации. Уравнения (III.1)–(III.4) позволяют оценить частотную зависимость электрических характеристик: с возрастанием частоты приложенного поля ϵ' должна уменьшаться, $\omega\epsilon_0\epsilon''$ (т.е. σ') — увеличиваться, а следовательно, ρ' — уменьшаться, достигая определенных асимптотических значений при $\omega \rightarrow 0$ и $\omega \rightarrow \infty$.

Наконец, ϵ'' будет иметь экстремум (максимум) при частоте $\omega \approx \frac{1}{\theta_m}$, что обуславливает подобную частотную зависимость и для $\text{tg}\delta$, однако его максимум оказывается сдвинутым в область более высоких частот пропорционально $\sqrt{\frac{\epsilon_s}{\epsilon_d}}$. Характер частотных зависимостей этих параметров приведен на рис. 41. В общем случае может быть несколько релаксационных областей в разных интервалах частот.

Различия в распределении времени релаксации не влияют на общий вид кривых, а лишь приводят к большей или меньшей их крутизне. Частотная зависимость электрических характеристик обусловлена релаксационным характером процессов поляризации.

Пока частота действующего поля $\omega \ll \frac{1}{\theta_m}$, поляризация успевает установиться, что приводит к возникновению значительного внутреннего поля и, следовательно, к большим значениям ϵ' и ρ' и малым ϵ'' и σ' . При $\omega \gg \frac{1}{\theta_m}$ процессы поляризации не успевают получить значительного развития, в этом случае σ' , ρ' и ϵ'' малы. В окрестностях особой точки $\omega \approx \frac{1}{\theta_m}$ должны наблюдаться интенсивная частотная зависимость ϵ' и ρ' (или σ') и резкое

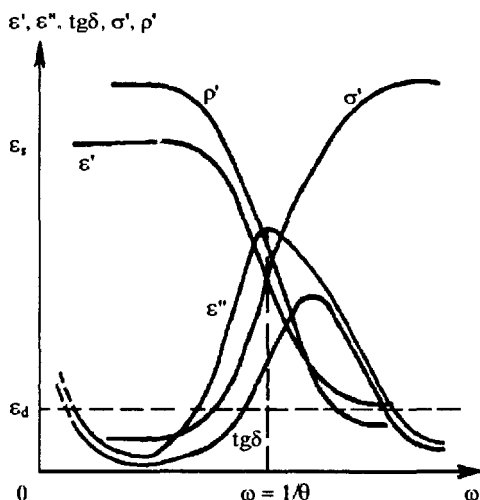


Рис 41 Характер частотной зависимости электрических характеристик несовершенного диэлектрика в релаксационной области

возрастание фактора потерь ϵ'' вследствие значительных фазовых сдвигов между внешним и внутренним полем при небольших изменениях частоты. Вне области дисперсии σ' и ρ' достигают предельных значений, которые практически определяются сквозной проводимостью, так как релаксационные поляризационные и дипольные эффекты уже почти не проявляются. Следует отметить, что рост диэлектрических релаксационных потерь практически прекращается, когда $\left(\frac{1}{\omega\theta_m}\right)^2 \ll 1$, а форма частотной характеристики $\text{tg}\delta$ зависит от соотношения потерь на сквозную проводимость и на релаксационные процессы (поляризацию). При большом значении сквозной проводимости максимум $\text{tg}\delta$ слабо выражен, а в области достаточно низких частот возникает сильное возрастание $\text{tg}\delta$ и ϵ'' , что является характерным признаком большой удельной электропроводности материала.

При большой электропроводности полезно выделять обусловленную ею составляющую потерь. Формально это можно сделать с помощью графика $\lg \epsilon'' = f(\lg \omega)$, который, исходя из (III.3) при малых и больших значениях $\omega\theta$, вырождается в прямую, по которой можно найти отношение $\frac{\sigma}{\epsilon_0}$:

$$\lg \epsilon'' = \lg \frac{\sigma}{\epsilon_0} - \lg \omega. \quad (\text{III.5})$$

Тогда, если принять сквозную электропроводность частотно неза-

висимой, можно ввести поправки в значения ϵ'' на любой частоте:

$$\epsilon''_{\text{испр}} = \epsilon''_1 - \frac{\sigma}{\epsilon_0 \omega_1}. \quad (\text{III.6})$$

Однако справедливость вышеуказанного допущения для конкретного материала необходимо доказать. Таким образом, процесс протекания тока в несовершенном диэлектрике значительно усложняется под влиянием различных взаимосвязанных поляризационных явлений.

Для твердых веществ в ряде случаев хорошее объяснение экспериментальных данных дает теория межповерхностной поляризации Максвелла-Вагнера, которая, однако, применима только при небольшой концентрации носителей заряда, т.е. когда объемной поляризацией можно пренебречь, так как в противном случае необходим ее специальный учет. Для жидких сред (электролитов) достаточно хорошее приближение дают представления теории Дебая-Гюккеля-Фалькенгагена.

Для однофазных гетерогенных сред на основе этих теорий получен ряд соотношений, позволяющих вычислять диэлектрические свойства смесей через свойства компонент — это так называемые *формулы смесей* Максвелла, Лоренца, Релея, Бругемана, Бетхера, Оделевского, Лихтеннекера, Тархова, Луенги и др. [135, 154, 173].

При расчетах диэлектрической проницаемости системы, представляющей собой неупорядоченную смесь двух компонентов, хорошее соответствие расчетных и экспериментальных данных дает формула Лихтеннекера:

$$\lg \epsilon_m = p_1 \lg \epsilon_1 + p_2 \lg \epsilon_2, \quad (\text{III.7})$$

а при значительном различии диэлектрических проницаемостей компонентов смеси — формула Оделевского:

$$\epsilon_m = B + \sqrt{B^2 + \frac{\epsilon_1 \epsilon_2}{2}}, \quad (\text{III.8})$$

где $B = \frac{(3p_1 - 1)\epsilon_1 + (3p_2 - 1)\epsilon_2}{4}$, ϵ , ϵ_1 , ϵ_2 — диэлектрические проницаемости смеси и отдельных компонентов; p_1 и p_2 — объемные концентрации компонентов ($p_1 + p_2 = 1$).

В последние годы развит новый подход определения формул для ϵ_m и σ_m среды с ϵ_1 и σ_1 , содержащей включения с ϵ_2 и σ_2 , концентрация которых — p . Метод основан на условии равенства электрических энергий одинаковых объемов этой системы и эквивалентной ей однородной среды с неизвестными ϵ и σ . Этот подход имеет более четкую физическую основу. Однако полученные соотношения

практически аналогичны формулам Максвелла и отражают аддитивность свойств смеси, например:

$$\epsilon_m = \epsilon_1 \frac{\epsilon_2 + 2\epsilon_1 + n(\epsilon_2 - \epsilon_1)}{\epsilon_2 + 2\epsilon_1 - 2n(\epsilon_2 - \epsilon_1)}. \quad (\text{III.9})$$

Большую сложность представляет вопрос о природе электрических свойств многофазных гетерогенных сред, к которым относятся содержащие влагу и газы грунты и породы, в том числе мерзлые, а также снег. Применение к таким средам вышеуказанных представлений не дает удовлетворительного количественного соответствия экспериментам. Это связано с постулированием монотонной аддитивности свойств смеси без учета эффектов, обусловленных межфазовым взаимодействием и неоднородностью жидкой фазы.

Анализ многочисленных формул смесей, в том числе содержащих попытки учета воздействий одного компонента на другой, приведены в [173]. Там же рассмотрена теория поляризации Духина-Шилова диффузной части ДЭС, возникающих вокруг частиц увлажненной дисперсной среды, выходящая за рамки феноменологических трактовок. Однако и эта теория не дает адекватных экспериментам результатов, особенно по величинам эффективных времен релаксации. Поэтому пока нет универсальной количественной теории электрических свойств подобных сред. Некоторые возможности применения формул смесей и других соотношений рассмотрены в гл. VI.

Рассмотрим основные отличия многофазных ионопроводящих гетерогенных материалов от однофазных сред.

Комплексность и взаимосвязь параметров электрических свойств таких материалов получаются не просто из формального преобразования уравнения Максвелла для полного тока, а вызваны физическими особенностями протекания в них процессов проводимости и поляризации.

В пористой влажной среде нет идеально свободных, либо идеально связанных носителей заряда. Эти носители (ионы, группы и комплексы) скорее можно назвать в разной степени полусвободными (полусвязанными) в зависимости от энергетической структуры и ионного состава порового раствора. Физически это означает наличие некоторого набора процессов проводимости и поляризации с разным временем релаксации и различными сдвигами по фазе, а также взаимное влияние этих процессов друг на друга, т.е. $\sigma(\omega)$ и $\epsilon(\omega)$ гетерогенной среды должны представлять собой каждая комплексную величину:

$$\sigma^*(\omega) = \sigma_1(\omega) + j\sigma_2(\omega), \quad (\text{III.10})$$

$$\epsilon^*(\omega) = \epsilon_1(\omega) - j\epsilon_2(\omega), \quad (\text{III.11})$$

где действительная часть электропроводности $\sigma_1(\omega)$ и мнимая часть диэлектрической проницаемости $\epsilon_2(\omega)$ характеризуют синфазную с приложенным напряжением составляющую тока в среде, а мнимая часть электропроводности $\sigma_2(\omega)$ и действительная часть проницаемости $\epsilon_1(\omega)$ — квадратурную составляющую.

Подставляя выражения (III.10) и (III.11) в уравнение Максвелла для полного тока получим (при $\vec{E} = E \cdot e^{i\omega t}$):

$$\Delta \vec{H} = [\sigma^*(\omega) + j\omega\epsilon_0\epsilon^*(\omega)] \cdot \vec{E} = \quad (III.12)$$

$$= \sigma_3^* \cdot \vec{E} = j\omega\epsilon_0\epsilon_3^* \cdot \vec{E} = [\sigma_3(\omega) + j\omega\epsilon_0\epsilon_3(\omega)] \cdot \vec{E},$$

где $\sigma_3^* = \sigma_3' + j\sigma_3''$; $\epsilon_3^* = \epsilon_3' - j\epsilon_3''$

$$\sigma_3(\omega) = \sigma_3'(\omega) = \sigma_1(\omega) + \omega\epsilon_0\epsilon_2(\omega) = \omega\epsilon_0\epsilon_3''(\omega); \quad (III.13)$$

$$\sigma_3''(\omega) = \sigma_2(\omega) + \omega\epsilon_0\epsilon_1(\omega) = \omega\epsilon_0\epsilon_3'(\omega).$$

$$\epsilon_3(\omega) = \epsilon_3'(\omega) = \epsilon_1(\omega) + \frac{\sigma_2(\omega)}{\omega\epsilon_0} = \frac{\sigma_3''(\omega)}{\omega\epsilon_0}; \quad (III.14)$$

$$\epsilon_3''(\omega) = \epsilon_2(\omega) + \frac{\sigma_1(\omega)}{\omega\epsilon_0} = \frac{\sigma_3'(\omega)}{\omega\epsilon_0}.$$

Выражения (III.13) и (III.14) характеризуют эффективные значения электропроводности и диэлектрической проницаемости среды, которые и определяют при измерениях в переменных электромагнитных полях. В зависимости от частоты электромагнитного поля и энергетической структуры материала можно получить значения его эффективных параметров, обусловленные либо преимущественно проводимостью, либо поляризуемостью. Например, можно считать, что на низких частотах во влагонасыщенных песчаноглинистых грунтах преобладают токи проводимости, тогда из выражений (III.13, 14) имеем:

$$\sigma_3'(\omega) \approx \sigma_1(\omega); \quad (III.15)$$

$$\epsilon_3'(\omega) \approx \frac{\sigma_2(\omega)}{\omega\epsilon_0}, \quad (III.16)$$

т.е. оба эффективных параметра определяются в основном электропроводностью среды, причем значения эффективной диэлектрической проницаемости ϵ_3' на низких частотах будут тем больше, чем сильнее затруднено свободное движение ионов и неоднороднее энергетическая структура порового раствора, чем больше число

процессов проводимости с разным временем становления (релаксации).

На достаточно высоких частотах, когда преобладают токи смещения, из (III.13, 14) имеем:

$$\sigma_3'(\omega) \approx \omega \epsilon_0 \epsilon_2(\omega); \quad (\text{III.17})$$

$$\epsilon_3'(\omega) \approx \epsilon_1(\omega), \quad (\text{III.18})$$

т.е. эффективная электропроводность $\sigma_3'(\omega)$ определяется в основном механизмом неидеальной поляризации (диэлектрическими потерями).

Влияние электропроводности на поляризацию. В пористой среде с различным сечением пор и капилляров, содержащих ДЭС с разной толщиной диффузной части, а следовательно, и с разной подвижностью и условиями перемещения ионов, механизм проводимости будет обуславливать накопление избыточного заряда. Извилистость "токовых путей" и неравнозначность проницаемости их отдельных участков для носителей с разными по величине и знаку зарядами приведет к накоплению избыточных зарядов у границ раздела этих участков и, следовательно, к объемной поляризации среды в целом. При наложении переменного электромагнитного поля этот эффект будет более заметен, если среднее время переноса носителя заряда к полупроницаемой поверхности раздела будет меньше половины периода приложенного поля, т.е. если выполняется неравенство $\delta \tilde{t} < \frac{\pi}{\omega} = T/2$ и за время $\Delta t = \frac{\pi}{\omega} - \delta \tilde{t}$ происходит накопление некоторого избыточного заряда.

В свою очередь, величина $\delta \tilde{t}$ зависит от средней подвижности носителей заряда и от среднего эффективного линейного размера $\tilde{d}_3$ ячейки (домена), образующей макродиполь.

Накопление избыточного заряда $q_{изб.}$ у стенок некоторой ячейки обуславливает возникновение соответствующего электрического момента такого макродиполя, для оценки величины которого можно записать следующее соотношение:

$$\begin{aligned} p_{изб.} &= q_{изб.} \cdot \tilde{d}_3 = q_{изб.} \cdot p_q \left(\frac{\pi}{\omega} - \delta \tilde{t} \right) v_3^0 \cdot s \cdot \tilde{d}_3 \cdot E = \\ &= \alpha C F (v_3^{0+} + v_3^{0-}) \left(\frac{\pi}{\omega} - \delta \tilde{t} \right) \cdot s \cdot \tilde{d}_3 \cdot E = a E, \end{aligned} \quad (\text{III.19})$$

где $q_{изб.}$ — заряд иона; p_q — концентрация подвижных ионов в поровом растворе; v_3^0 — эффективная подвижность ионов в поровом растворе; s — площадь поверхности накопления избыточного заряда; α — коэффициент диссоциации молекул растворенного вещества; C — эквивалентная концентрация порового раствора; F — число Фарадея; $a/\epsilon_0 = \tilde{a}$ — средняя поляризуемость макродиполя (полупроницаемой ячейки).

Суммарный электрический момент такой ячейки с учетом релаксационной молекулярной поляризации заполняющего ее электролита ($p_{\text{мол.}}$) будет

$$\bar{p}_i = \bar{p}_{\text{л}} + n_1 \Delta \tilde{V} \cdot \bar{p}_{\text{мол}} = \tilde{a} \epsilon_0 \bar{E} + n_1 \Delta \tilde{V} a_m \epsilon_0 \bar{E} = a_{\text{яч.}} \cdot \epsilon_0 \bar{E}, \quad (\text{III.20})$$

где n_1 — концентрация поляризующихся молекул; $\Delta \tilde{V}$ — средний объем ячейки; E — приложенное поле; a_m — электрическая поляризуемость молекул поровой жидкости; $a_{\text{яч.}} = \tilde{a} + \tilde{a}_m$ — суммарная эффективная поляризуемость ячейки с раствором; $\tilde{a}_m = n_1 \cdot \Delta \tilde{V} \cdot a_m$.

Ясно, что вектор поляризации такой пористой среды будет представлять собой векторную сумму электрических моментов $\bar{p}_i$ отдельных макродиполей (ячеек), содержащихся в единице объема

$$\frac{\sum_1^n \bar{p}_i}{V} = \bar{P} \approx n \cdot a_{\text{яч.}} \cdot \epsilon_0 \cdot \bar{E}, \quad (\text{III.21})$$

где n — число ячеек в единице объема грунта.

Первое слагаемое в выражении (III.20) характеризует влияние проводимости на поляризуемость среды, которое с понижением частоты приложенного поля должно возрасти и может стать преобладающим по сравнению с молекулярной релаксационной составляющей (второе слагаемое).

В первом приближении можно полагать [159], что процесс поляризации такой среды происходит в две стадии: а) после включения внешнего поля $E_0(t)$ устанавливается быстрая (молекулярная) поляризация среды с временем релаксации $\tau < 10^{-9}$ с, что обуславливает уменьшение внутреннего электрического поля $E(t)$ в ϵ_d раз; б) далее развивается гораздо более медленная ионно-миграционная поляризация в ячейках незамерзшей воды и примесных слоях льда.

Эффективная (усредненная) скорость миграции ионов v , может быть в общем случае выражена через смещение — $l(t)$ центров тяжести (масс) положительных и отрицательных ионов в пределах ячейки. В данный момент времени она будет зависеть от величины поля $E(t)$ и поляризации ячейки $p(t)$, обусловленной смещением $l(t)$, приводящим к эффекту макродиполя:

$$v(t) = \frac{dl(t)}{dt} = v_3^0 \left(\frac{E_0(t)}{\epsilon_d} - \frac{p(t)}{\epsilon_d \cdot \epsilon_0} \right). \quad (\text{III.22})$$

Будем считать, что вектор поляризации $p(t)$ определяется поверхностной плотностью избыточного заряда у границ ячейки, нормальных к направлению вектора E . $\sigma_s(t) = q_m \cdot n_d \cdot l(t) = p(t)$. Тогда в гармоническом переменном поле $E_0(t) = E_{0m} \cdot e^{i\omega t}$ из (III.22) получаем:

$$\frac{d I(t)}{dt} + \frac{q_n \cdot n_q \cdot v_0^0}{\epsilon_0 \epsilon_d} I(t) = \frac{v_0^0}{\epsilon_d} \cdot E_{0m} \cdot e^{j\omega t}, \quad (\text{III.23})$$

Если обозначить: $\frac{\epsilon_0 \epsilon_d}{q_n \cdot n_q \cdot v_0^0} = \tau$, то решение (III.23) имеет вид:

$$I(t) = \frac{v_0^0 \cdot E_{0m} \cdot \tau}{\epsilon_d (1 + j\omega\tau)} [e^{j\omega t} + C \cdot e^{-t/\tau}], \quad (\text{III.24})$$

откуда следует, что τ — есть эффективное время релаксации процесса. Для установившегося режима, когда $t \gg \tau$, уравнение (III.24) принимает вид:

$$I(t) = \frac{v_0^0 \cdot E_{0m} \cdot \tau}{\epsilon_d (1 + j\omega\tau)} \cdot e^{j\omega t} = \frac{v \cdot \tau \cdot e^{j\omega t}}{1 + j\omega\tau} = I_m(\omega) e^{j\omega t}, \quad (\text{III.25})$$

где $I_m(\omega)$ — комплексная амплитуда смещения центров тяжести ионов разного знака, которая при прочих равных условиях уменьшается с возрастанием частоты приложенного поля. Последнее ясно указывает на то, что эффект макродиполя может быть значительным лишь на достаточно низких частотах.

Из (III.25) можно оценить величину $I_{\max}$ (если $\omega \rightarrow 0$), при котором должна быть полная компенсация в ячейке приложенного к среде постоянного поля E_{0m} полем разделенного избыточного заряда:

$$I_{\max} = \frac{v_0^0 \cdot \tau \cdot E_{0m}}{\epsilon_d} = \frac{E_{0m} \cdot \epsilon_0}{q_n \cdot n_q}. \quad (\text{III.26})$$

Однако число n_q для порового раствора в дискретных скоплениях трудно определить, так как точно неизвестна его концентрация и коэффициент диссоциации. Грубые оценки показывают, что в среднем $I_{\max} \geq 30 \div 50 \text{ Å}$, т.е. в энергетически однородном свободном растворе миграционное смещение будет вносить вклад только в σ_2 через σ_1 среды (III.13). Однако, если имеются ограничения миграции ионов, то разделение зарядов не может полностью скомпенсировать внешнее поле и возникает значительная по величине реактивная составляющая электропроводности — σ_2 . Макроскопически это будет приводить к большим значениям ϵ_2 среды (III.14).

Ограничения миграции ионов в поровом растворе грунтов обусловлены целым рядом факторов: островным характером адсорбции, неоднородной энергетической структурой раствора, образующейся под влиянием полей неравномерно распределенных активных центров поверхностей твердых матриц (особенно в дискретных ячейках), возникающим градиентом концентрации и обратным диффузионным потенциалом и т.д. Поэтому вполне обоснованно считать, что при низких частотах действующего электромагнитного поля ток ионов в среде оказывается несинфазным с напряжением, что

отражается в гораздо больших значениях $\epsilon_3 \approx \epsilon_2$, чем это следует из компонентного состава среды и молекулярной поляризации. При этом σ_3' и ϵ_3'' оказываются невелики ввиду небольших значений σ_1 (III.13) и будут тем меньше, чем более ограниченным (несвободным) окажется движение ионов в поровом растворе. С повышением частоты приложенного поля амплитуда миграционного смещения ионов уменьшается, и влияние ограничивающих их движения факторов ослабляется все слабее. Сдвиг по фазе между током и приложенным полем (напряжением) стремится к нулю, что приводит к уменьшению ϵ_3' и увеличению σ_3' , и ϵ_3'' . На достаточно высоких частотах смещение ионов, а следовательно, и эффект макродиполя близки к нулю ($\sigma_2 \rightarrow 0$) и ϵ_3' определяется лишь молекулярной поляризацией компонентов среды, т.е. ϵ_1 (III.18); σ_1 в пределах малой ячейки достигает максимальных значений, но для макрообъема среды практически не влияет на ϵ_3'' (III.14), которое уменьшается до величины $\epsilon_2(\omega)$.

Таким образом, рассмотренный нами механизм миграционной макродипольной поляризации является релаксационным и к нему вполне применима теория, изложенная в п. II.4.

Важным параметром, обуславливающим формирование макродиполей в ограниченных ячейках порового раствора, является эффективная подвижность ионов v_3^0 и их концентрация p_q . Оценим возможный характер их изменений в зависимости от влагосодержания пористой среды при постепенном его возрастании. При малых значениях влажности, когда адсорбированная жидкая фаза содержится в виде ДЭС со слабо развитой диффузной частью, v_3^0 должна быть мала, и p_q (III.19) будет заметным только на очень низких частотах. По мере развития диффузной части ДЭС значение p_q будет возрастать, достигая максимума, по-видимому, при некоторой оптимальной толщине диффузной части двойного слоя, когда тангенциальная подвижность ионов окажется наибольшей. Возрастание эффективной подвижности ионов можно объяснить повышенной концентрацией ионов одного знака, неразвитостью сольватных оболочек и ослаблением связывающего действия поверхности твердой фазы с увеличением толщины диффузной части ДЭС. Дальнейшее возрастание влажности и заполнение объема пор "свободной" водой должно привести к некоторому уменьшению v_3^0 . Однако увеличение "токового сечения" поры приведет при прочих равных условиях к возрастанию числа переносимых зарядов в единицу времени, а следовательно, и к увеличению $q_{изб}$. Противоположное влияние этих факторов может несколько увеличить или уменьшить p_q и поляризацию среды в целом, однако эффективное время релаксации (накопления) избыточного заряда должно уменьшиться. Электрическая неоднородность системы при этом увеличится.

С возрастанием степени заполнения пор жидкостью, вплоть до полного насыщения, должно возрастать и влияние молекулярной

поляризуемости. Это будет происходить как за счет увеличения процентного содержания поляризуемого компонента, так и за счет возрастания его молекулярной восприимчивости a_m в более "свободном" состоянии, следовательно, увеличение влажности должно привести к возрастанию поляризуемости и на более высоких частотах.

Таким образом, при сравнительно малых значениях влажности, когда поровая влага содержится в виде ДЭС с диффузной частью, эффективная диэлектрическая проницаемость на низких частотах должна быть значительно выше, чем на высоких. По мере увеличения "свободной" части поровой влаги диэлектрическая проницаемость начнет возрастать. При этом на высоких частотах можно ожидать даже более сильную зависимость от влажности, чем на низких, но при меньших значениях ϵ_3' .

Кроме того, в зависимости от степени дисперсности материала, величины скачка потенциала в ДЭС и его толщины (адсорбционной активности поверхностей частиц твердой матрицы, состава и концентрации электролита) размер пор может оказаться соизмеримым с толщиной ДЭС. Такие поры, во-первых, будут обладать избирательной проницаемостью для ионов одного знака, а во-вторых, они должны оказывать значительное влияние на проводимость и эффективную поляризуемость породы, так как раствор в центральной части поры может характеризоваться пониженной энергетической структурой, а следовательно, и большей подвижностью ионов.

Последнее означает, что в более тонкодисперсной среде и при большей адсорбционной активности ее твердой части может возникнуть значительно большая ее поляризуемость на относительно высоких частотах. Однако такое возрастание поляризуемости, очевидно, имеет предел, так как в порах, размеры которых меньше толщины диффузной части ДЭС, трудно ожидать большую подвижность ионов. Поэтому в глинах, по сравнению с песками, следует ожидать меньшую поляризуемость на низких частотах и большую - на высоких при всегда значительно меньших временах релаксации. Получаемые для влажных грунтов значения ϵ_3' могут намного превышать величины, обусловленные процентным содержанием воды с $\epsilon' \approx 80$. При переходе в мерзлое состояние в грунте возникает новая система криогенных пор, которая состоит из более замкнутых и меньших по размерам межзерновых граничных зон с ячейками незамерзшей воды, содержащейся вплоть до весьма низких температур. Пространственное распределение этих пор и их извилистость определяются криогенным строением породы. Следовательно, в мерзлых породах также должны быть высокие значения $\epsilon_3'(\omega)$, причем с понижением температуры они должны регистрироваться на все более низких частотах и уменьшаться по абсолютной величине, вследствие постепенного вымерзания жидкой фазы и уменьшения подвижности в ней носителей заряда. Последнее обуславливает возрастание эффективного времени электрической релаксации при пе-

реходе в мерзлое состояние и при дальнейшем понижении температуры. На достаточно высоких частотах влияние проводимости на поляризуемость резко снизится, и ϵ_s' мерзлой среды должна уменьшаться до значений в соответствии с ее льдистостью и минеральным составом. В тонкодисперсных (глинистых, пылеватых) грунтах влияние проводимости на поляризуемость будет заметно на более высоких частотах, чем в грубодисперсных — песчаных.

В целом для мерзлых пород область частотной дисперсии должна сдвинуться к более низким частотам по сравнению с талыми породами, причем для наиболее часто встречающихся в природных условиях температур (0—-5°C) этот эффект будет сильнее у грубодисперсных, песчаных грунтов.

На основе изложенного, можно сделать следующие выводы:

1. Классические представления о токах проводимости и смещения как о синфазном и квадратурном (с напряженностью поля) компонентах полного тока неприменимы для сложных гетерогенных ионопроводящих сред, как влагосодержащие грунты, в том числе криогенные. Процессы электропроводности и поляризации в таких средах протекают каждый с дополнительными фазовыми сдвигами по отношению к приложенному полю, что обуславливает взаимное влияние этих процессов, а следовательно, комплексность и частотную зависимость электрических свойств: σ и ϵ грунта.

2. При изучении электрических свойств ионопроводящих влажных пористых сред в переменном электромагнитном поле определяемые из измерений удельная электропроводность $\sigma_j(\omega)$ и диэлектрическая проницаемость $\epsilon_j(\omega)$ являются эффективными, причем каждая из них представляет собой функцию от комплексных $\sigma^*(\omega)$ и $\epsilon^*(\omega)$ материала. Это обуславливает несоответствие экспериментально определяемых значений $\sigma_j(\omega)$ и $\epsilon_j(\omega)$ величинам, рассчитанным по аддитивным формулам смесей, в особенности на низких частотах, когда проявляется эффект макродипольной поляризации. Эффективные электрические параметры таких сред имеют специфическую частотную дисперсию, которая, по-видимому, лишь в первом приближении может быть описана феноменологической теорией релаксационной поляризации даже с учетом распределения времен релаксации, связанного со степенью гетерогенности ионопроводящей среды.

3. Физической причиной частотной дисперсии электрических свойств гетерогенных ионопроводящих грунтов являются различного рода поляризационные, миграционные, электрокинетические и им подобные процессы, имеющие в общих чертах релаксационный характер. Протекание этих процессов зависит от степени неоднородности энергетической структуры порового раствора, определяемой его ионным составом и концентрацией, влагосодержанием породы, размерами, формой и степенью извилистости пор, адсорбционной активностью поверхностей зерен твердой части породы. В простых случаях может быть установлена количественная связь

между временной функцией релаксационного процесса и частотной дисперсией ϵ^* .

4. Необходимо углубленное исследование частотной и температурной дисперсии электрических свойств влажных грунтов и скальных пород, что позволит не только получить дополнительные данные о величинах и закономерностях изменения этих важных свойств, но и уточнить характеристики процессов электрической релаксации, которые обусловлены эффектами междофазовых взаимодействий и связаны с кинетикой структурных и фазовых превращений в среде. Электромагнитная диэлектрическая спектроскопия в широком диапазоне частот имеет большие перспективы при изучении строения, состава и состояния ионопроводящих материалов. Такие исследования особенно актуальны для криогенных пород, характеризующихся большой изменчивостью фазового состава, состояния и свойств ПКС, о чем свидетельствуют рассмотренные в п.п. III.3–8 экспериментальные данные, накопленные к настоящему времени.

III.2. Электропроводность и поляризуемость в постоянном электрическом поле

Монокристаллы льда в соответствии с экспериментальными данными [210, 279 и др.] являются диэлектриками с очень слабой проводимостью. Наиболее полный обзор и анализ электрических свойств льда приведен в книге П.Хоббса [232]; они описаны также и другими авторами [18, 234, 277 и др.]. Измерить электропроводность льда на постоянном токе трудно, так как в этом случае при наличии дефектов кристалла возникает максвелл-вагнеровская объемная поляризация, из-за которой сопротивление значительно возрастает и меняется во времени. Электросопротивление чистого кристалла льда достаточно велико – приблизительно 10^{10} – 10^9 Ом·м при изменении температуры от -60° до -10°C . Длительное время механизм электропроводности кристаллов льда считался протонно-дырочным, так как предполагалось, что механизм диффузии дефектов Бьеррума легко может ее обеспечить. Однако эксперименты показали, что самодиффузия в кристалле льда осуществляется перемещением целых молекул H_2O , а не перескоками отдельных протонов. Возможна также миграция ионов H_3O^+ и OH^- . Кроме того, проведенные А.Хиппелем и др. [279] эксперименты с учетом влияния поверхностной электропроводности показали, что ток проводимости в объеме монокристалла льда почти не наблюдается, т.е. кристалл чистого льда является материалом, близким к идеальному диэлектрику. В последнем обзоре В.Петренко [277] подробно рассмотрены различные возможные механизмы электропроводности кристаллов льда и их теоретическое описание, однако вопрос остается в значительной степени дискуссионным. Наличие примесных ионов в структуре кристалла льда (даже при весьма малых объем-

ных концентрациях) резко изменяет его электропроводность и поляризуемость, причем характер этих изменений существенно зависит от типа примеси.

Поликристаллический лед сильно отличается электрическими свойствами от монокристаллов ввиду того, что в межзерновых зонах его ПКС происходит скопление дефектов, примесей, пленок (ячеек) незамерзшей жидкой и квазижидкой фаз, пузырьков газа и т.п. Поэтому пресный поликристаллический лед обладает большой (по сравнению с монокристаллами) электропроводностью на постоянном токе и является ионным проводником. Так, по лабораторным измерениям чистого льда в электрических полях порядка нескольких сотен В/мм, обеспечивающих токи насыщения, получены удельные сопротивления $\sim (1-5) \cdot 10^8$ Ом·м. Для ледников установлены значения УЭС, равные $10^7 \div 10^6$ Ом·м, для пластовых подземных льдов часто несколько ниже — примерно $10^5 \div 10^6$ Ом·м, что обусловлено большим содержанием примесей. Очень сильное влияние на электрические свойства льда оказывают концентрация и солевой состав исходного раствора. Для соленого и морского льда электропроводность возрастает на несколько порядков (см. п. III.7).

Как отмечалось в гл. I, во льдах, образующихся из растворов солей, даже весьма слабой концентрации возникает своеобразная текстура. При этом в ледяной матрице между зернами льда формируются ячейки незамерзшего раствора (рассола), который при понижении температуры постепенно вымерзает, а соли выпадают в виде кристаллогидратов по достижении соответствующих температур, что должно оказывать существенное влияние на развитие двойных электрических слоев и протекание электрокинетических процессов.

Изучение свойств образцов поликристаллического льда, приготовленных из слабых растворов, показало, что, помимо конечного электросопротивления, он обладает вполне заметной *поляризуемостью* на постоянном токе. Удельное электрическое сопротивление такого льда (рис. 42,а) закономерно уменьшается с увеличением концентрации исходного раствора и повышением температуры, что связано с увеличением содержания незамерзшего рассола во льду. Зависимость коэффициента поляризуемости (рис. 42,б) от концентрации раствора сложнее: он достигает наибольшего значения при некоторой промежуточной концентрации (около 10^{-3} моль/л). Эта концентрация, при которой, согласно данным (см. рис. 21), адсорбционный потенциал (а следовательно и ζ -потенциал) у границы раздела раствора со льдом достигает больших значений, и в то же время при такой концентрации лед содержит еще значительное количество незамерзшей жидкой фазы при соответствующих температурах.

Таким образом, поликристаллический лед обладает характерной поляризуемостью электрокинетической природы, меняющейся в широких пределах в соответствии со строением, составом и динамикой ДЭС в межзерновых граничных зонах. Это хорошо согласу-

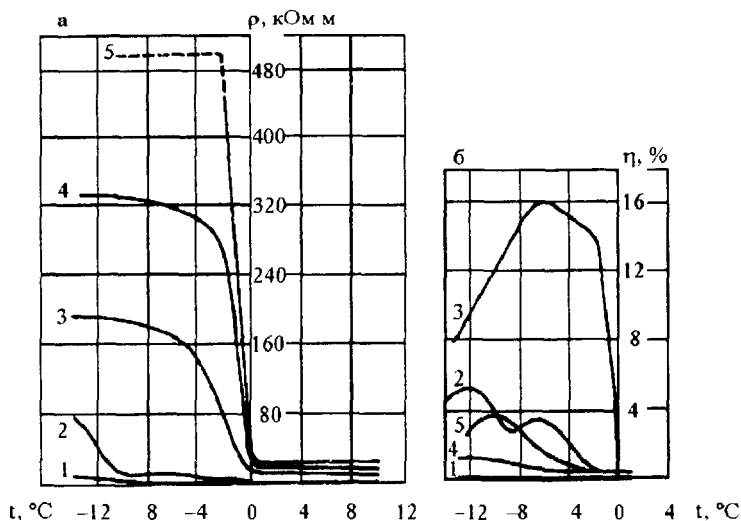


Рис 42 Температурная зависимость УЭС ρ (а) и коэффициента поляризуемости η (б) образцов поликристаллического льда, приготовленных из растворов КСl при концентрации моль/л. 1 - 10^{-1} , 2 - 10^{-2} , 3 - 10^{-3} , 4 - 10^{-4} , 5 - $8 \cdot 10^{-5}$

ется с результатами исследования электрических свойств в звуковом радиочастотном диапазоне [18, 250], которые свидетельствуют, что подобный лед представляет собой несовершенный диэлектрик со значительными потерями.

Ввиду различной подвижности и концентрации носителей заряда в поликристаллическом льду наблюдается значительный термоэлектрический эффект, а также электретные и сегнетоэлектрические свойства [18, 232, 277]

При возникновении поликристаллического льда в мерзлом грунте он, как порообразующий материал, занимающий значительную часть объема среды, оказывает заметное влияние на электропроводность и электрокинетические свойства породы.

Мерзлые породы. Электропроводность мерзлых пород на постоянном токе, так же как и поликристаллического льда, имеет ионную природу. Причем, если в талом состоянии основное влияние на ионную проводимость влагонасыщенных пород оказывает "свободный" поровый раствор, то при переходе в мерзлое состояние проводимость осуществляется в основном за счет ионов диффузной части ДЭС. Геометрия криогенных пор значительно сложнее, что обуславливает специфику протекания процессов проводимости и поляризуемости, их взаимосвязи и взаимного влияния. Следует отметить, что, хотя многие стороны этих процессов являются предметом исследований, ряд основных закономерностей известен.

Удельное электрическое сопротивление. Анализ результатов полевых исследований методами электроразведки на постоянном токе в районах распространения мерзлых пород [6, 16, 31 и др.] позволяет установить следующее. В скальных породах объем и форма включений льда ограничены поровым пространством и трещиноватостью породы. Вследствие этого удельное электрическое сопротивление промерзающих скальных пород (табл. 2) увеличива-

Таблица 2

Удельное электрическое сопротивление ρ талых и мерзлых пород в естественном залегании (по А.Т.Акимову, А.Н.Боголюбову, В.Б.Пугачу и др.)

Породы	ρ, кОм м		t мерзлых пород, °C	Район
	талые	мерзлые		
Скальные породы				
Граниты, гнейсы, сланцы				
сильнотрещиноватые	0,15-1,0	1,5-10	0--2	Восточная Сибирь
слаботрещиноватые	12,0-30	50-100		
Гранитоиды, зоны выветривания	1,0-10	10-100	0--3	То же
Доломиты, известняки, мергели				
трещиноватые	0,5-2,0	5-10	0--2	То же
монокристаллические	6,0-9,0	19-36		
Песчаники				
трещиноватые	0,1-0,5	0,9-10	0--2	
монокристаллические	1,0-1,5	3-15		
Дисперсные породы				
Пески с прослоями суглинков и включениями гравия (массивная к т)	0,1-0,12	0,7-1,0	-0,5	Якутия
Щебень, гравий (массивная к т)	0,07-0,18	3-15	-1--5	Якутия
Тяжелый суглинок (сетчатая слоистая к т)	0,05-0,1	2-5	-1,0	Западная Сибирь
Суглинок				
массивная к т	0,02-0,1	0,2-3	-0,2--8	Заполярье (Ямал, Гыдан)
сетчатая к т		0,2-40		
шлифовая к т		3,0-100		
Песок пылеватый				
тонкошлифовая к т	0,05-0,1	0,5-5	-0,2--7	То же
Песок крупнозернистый				
массивная к т		0,8-100	-0,2--7	--
шлифовая к т		20-300	0--6	--
Торф		0,2-40	-0,2--3	--
Подземный лед		3 · 10 ³	-2,0	--
Речной лед		0,6 · 10 ³	-6,0	--
Морской лед (разного строения и возраста)		0,03-0,35	-2--8	Карское море

вается до определенного предела (в среднем не более чем в 10–15 раз). Промерзание тонкодисперсных рыхлых отложений с образованием массивной криогенной текстуры увеличивает их удельное сопротивление в 10–100 раз, а при образовании шлировых криотекстур и повторножильных льдов – в 400–5000 раз (табл. 2). Удельное сопротивление крупнообломочных рыхлых отложений при промерзании возрастает в сотни и тысячи раз (табл. 3).

Таблица 3

Удельное электрическое сопротивление ρ крупнообломочных талых и мерзлых пород в зависимости от заполнителя (по О.К.Воронкову)

Порода	ρ , кОм·м		t , °C	W_c , %
	талые	мерзлые		
Щебень, гравий гранодиорита водонасыщенный с массивной к.т.	0,07–0,18		+20	26–73
		2,9–5,8	–(1÷2)	То же
		10,3–15,4	–4	–“–
		33,2–70,1	–12	–“–
Щебень, гравий гранодиорита с мелкозернистым песчаным заполнителем, водонасыщенный с массивной к.т.	0,08–0,18		+20	13,7–20,4
		0,2–2,3	–0,5	То же
		1,0–4,3	–2,0	–“–
		10,3–21,6	–4,0	–“–
		30,1–74,8	–12,0	–“–
Щебень, гравий гранодиорита с глинистым заполнителем, водонасыщенный с массивной к.т.	0,04–0,09		+20	10–24
		0,2–0,8	–0,6	То же
		1,4–2,5	–2,1	–“–
		2,5–3,9	–5,3	–“–
		14–29	–16,0	–“–

Приведенные в таблицах данные являются весьма характерными для криогенных пород. С ними хорошо согласуются результаты многочисленных полевых исследований на постоянном токе, выполненных в криолитозоне на территории России, Канады и Аляски [3, 20, 99, 100, 132, 233, 280, 281 и др.]. Конечно, желательно было бы иметь статистически достоверные медианные значения ρ для определенных типов криогенных пород. Однако это практически невозможно осуществить, так как в природных условиях трудно найти мерзлые среды с одинаковой или очень близкой ПККС.

Например, песчано-глинистые мерзлые грунты отличаются значительными вариациями в составе минеральной и ледяной матрицы, а также порового раствора. Понятия супесь, суглинков, глина также не являются строгими. Поэтому приведенные интервалы значения ρ следует рассматривать как хороший ориентир, требующий уточнения для конкретных криогенных пород в определенных районах криолитозоны.

При значительной влажности и условиях промерзания, соответствующих началу возникновения такситовых криогенных текстур со шлировыми выделениями льда, удельное сопротивление увеличивается скачкообразно (десятки тысяч Ом·м), после чего его рост замедляется. Скачок удельного сопротивления соответствует структурному изменению мерзлого грунта: лед, содержащийся в порах в виде отдельных включений, превращается во вмещающую среду.

Возрастание содержания льда приводит к соответствующему увеличению ρ мерзлого грунта. Модельные и экспериментальные (лабораторные и полевые) исследования позволили установить определенные закономерности влияния не только суммарной льдистости, но и характера льдовыделения (криотекстуры) на величину удельного электрического сопротивления мерзлых грунтов (рис. 43) и его анизотропию. На электрическую анизотропию, обусловленную слоистостью мерзлых пород, было обращено внимание давно. Чередование микро- и макропрослоев песчаных и глинистых (суглинистых) отложений типично для многих районов распространения многолетнемерзлых пород. Поскольку температурная зависимость ρ для грубо- и тонкодисперсных мерзлых грунтов различна, то в случае слоистой среды возникнет определенный коэффициент анизотропии, который должен закономерно меняться с понижением температуры. Впервые количественные данные о коэффициенте анизотропии χ_ρ для подобного случая были получены В.П.Добровольским [51] при экспериментальных измерениях на образцах естественной структуры мерзлых слоистых песчано-глинистых грунтов (суглинки, пески, супеси) района г.Салехарда (Север Западной Сибири). Им было установлено, что χ_ρ этих грунтов имеет экстремальную зависимость от температуры: максимум $1,5 \div 2,5$ в зависимости от состава слоев наблюдался при $t \approx -3^\circ\text{C}$, а при температурах около $-(10 \div 12)^\circ\text{C}$ уменьшался до величины $\sim 1,1$, которая была и при 0°C . Расчеты моделей слоистой системы со значениями параметров ρ_1 и ρ_2 , взятыми из экспериментальных зависимостей $\rho(t^\circ)$ для мерзлых песков и суглинков, дали хорошее согласие с экспериментом в отношении экстремальной температурной зависимости χ_ρ . Дальнейшие полевые исследования полностью подтвердили вышеприведенные данные лабораторных экспериментов. Так, в работе А.Н.Боголюбова [100] на основе количественной интерпретации около 40 кривых ВЭЗ методом двух составляющих [15], выполненных вблизи скважин с хорошо изученным разрезом и температурой в различных районах Западной Сибири, убедитель-

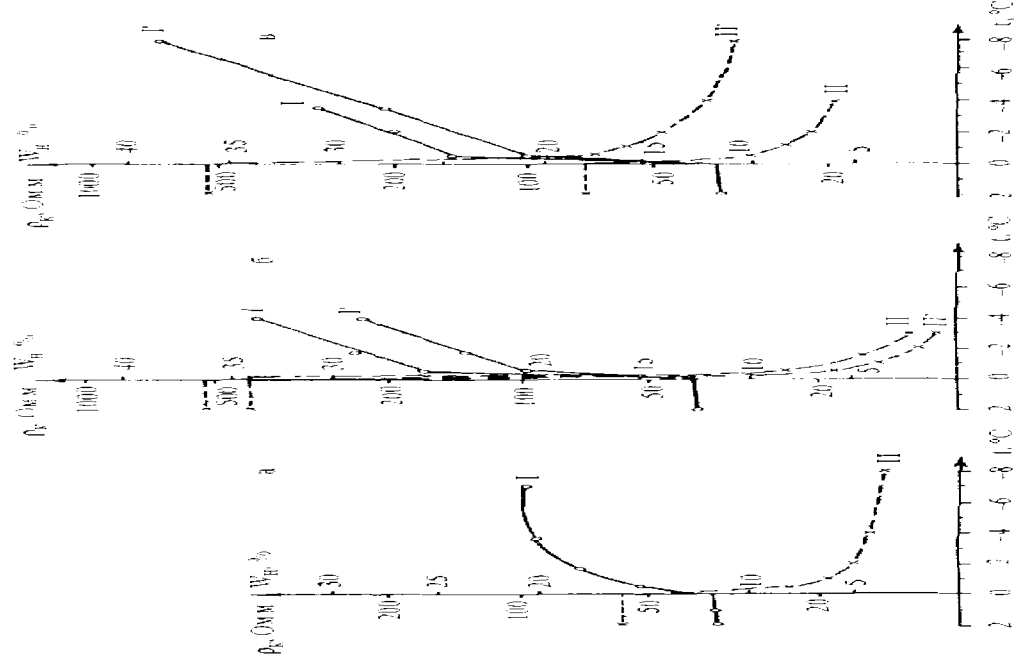


Рис. 43 Температурная зависимость ρ_K — (I) и ρ_K — (II) для образцов (р-н Салгирды) морских глубин (составов стальных): а — сталь и сталь с массовым кт., б — сталь с массовым кт., в — сталь и сталь с массовым кт. (по В.П. Давыдовскому)

но показаны отличия в абсолютных значениях и температурной зависимости ρ супесей и суглинков сходного состава с массивной и шлировой криотекстурами (рис. 44), причем в последнем случае ρ увеличивается в 10–15 раз, что хорошо соответствует рис. 43.

Подобные результаты были получены А.А.Ананьевом [9] на мерзлых образцах сильно влажной (~87 и ~134%) бентонитовой глины для разных режимов их замораживания (рис. 45). Различия в значениях ρ объясняются криотекстурными особенностями.

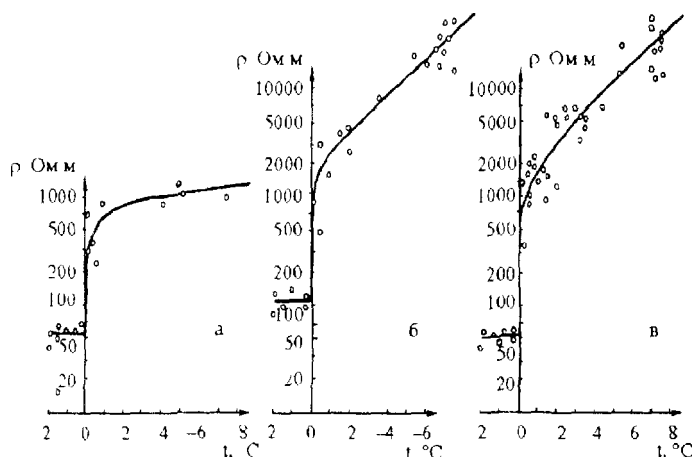


Рис 44 Зависимость УЭС- ρ от температуры мерзлых грунтов различного состава и криотекстуры а – супеси и суглинки с массивной к т., б – пылеватые пески с массивной к т., в – супеси и суглинки с шлировыми к т

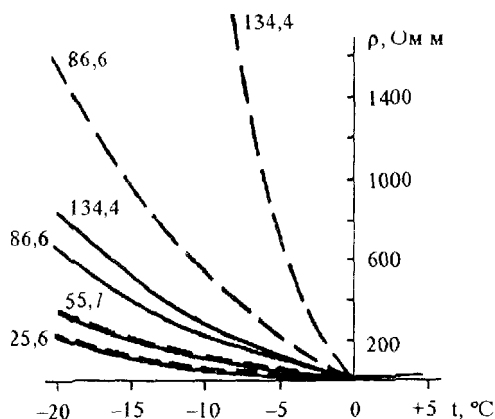


Рис 45 Зависимость УЭС- ρ бентонитовой глины от влажности и температуры при различных режимах замораживания: сплошная линия – -70°C , пунктир – -20°C , параметр кривых – W_c

Замораживание при -20°C сопровождалось интенсивным выделением сегрегационного льда — прослой льда достигали 1 мм (при $W_c = 134\%$), в то время как замораживание при -70°C не приводило к наблюдаемым шлировым текстурам. Образцы с относительно малой влажностью (~ 26 и $\sim 56\%$) в обоих случаях имели массивную криотекстуру, которая почти не зависела от температуры замораживания.

Из рис. 43–45 следует, что формирование в процессе промерзания шлировых криотекстур обуславливает более сильную температурную зависимость ρ , в особенности для тонкодисперсных глинистых грунтов.

Расчеты по формулам смесей для моделей большой гаммы крио-

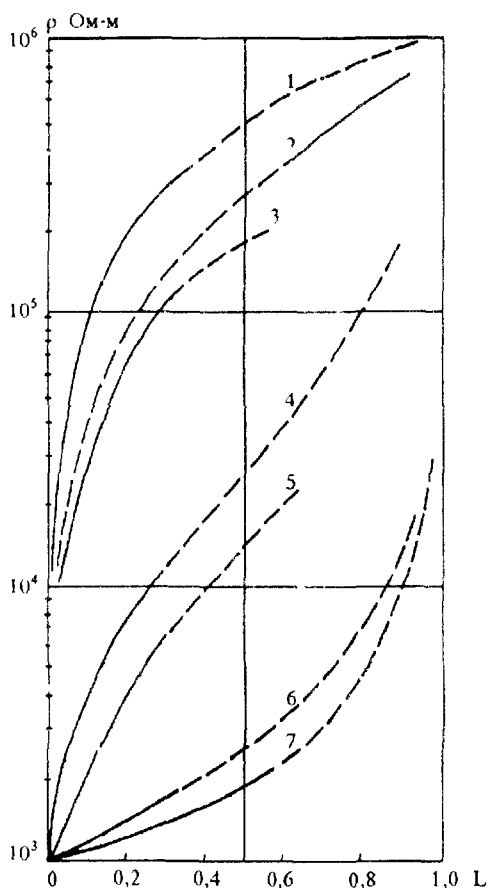


Рис 46 УЭС- ρ в зависимости от объемного содержания включений льда L для различных криотекстур 1, 7 — слоистая, 2 — атаксидная; 3 — сетчатая, 4, 5 — линзовидная и угловато-прерывистая, 6 — массивно-порфировидная

текстур, типичных для тонкодисперсных мерзлых грунтов, позволили показать не только общее влияние сегрегационного льда на возрастание ρ , но и установить определенные закономерности. Были рассмотрены [62] три основные группы криотекстур (к.т.):

1) *Базальные к.т.*, когда частицы (агрегаты) минеральной матрицы раздвинуты льдом и между ними нет контактов: слоистая, сетчатая, атакситовая к.т. Модель — для сетчатой к.т. ячейки кубической формы с одинаковой толщиной всех граней.

2) *Прерывистые к.т.* — представляющие собой массивную к.т. с наложенной линзовидной и неполно-сетчатой к.т. Модель — включения льда в виде дисков с отношением толщины к диаметру 0,025.

3) *Массивно-порфировидные к.т.* — сочетание порфировой к.т. (изометричные включения льда) с массивной. Модель — включения в виде сфер и параллелепипедов.

Параметры моделей: грунт с массивной к.т. — $\rho_1 = 10^3$ Ом·м, ледяные включения — $\rho_2 = 10^6$ Ом·м. На рис. 46 представлены результаты, которые дают достаточно ясное и физически непротиворечивое представление о закономерностях изменения ρ в зависимости от криотекстуры и объемного содержания включений льда. Так, экстремальные значения ρ должны быть в случае слоистой криотекстуры: наибольшие — при протекании тока перпендикулярно слоям льда, а наименьшие — вдоль слоистости, когда основной токопроводящей средой является мерзлый грунт с поровым льдом. Между этими значениями (рис. 46, кривые 1 и 7) должны находиться величины ρ данного мерзлого грунта с различными видами шлировых криотекстур. Причем, чем больше отличия от массивной к.т., тем выше ρ (рис. 46, кривые от 6 до 2). Как следует из рисунка, в случае слоистой, атакситовой и сетчатой криотекстур при $L \approx 0,2-0,4$ (кривые 1-3) ρ мерзлого грунта оказывается практически таким же, как для пластовых льдов.

Сходные результаты получены в [70] для равномерно слоистых моделей: лед в минеральной матрице и слои грунта во льду (рис. 47). Отличия теоретических кривых с рис. 46 обусловлены различиями параметров моделей. Здесь расчеты проводились при $\rho_1 = 10^2$ Ом·м и $\rho_2 = 10^7$ Ом·м. Результаты экспериментальных измерений ρ на слоистых образцах, приведенные на рисунке, находятся в хорошем соответствии с расчетными. Интересно отметить, что для ρ_t (ток тангенциален слоям) наилучшее соответствие получается примерно при -3°C , а для ρ_n (ток нормален слоям) — около -10°C . При этих температурах удельные сопротивления мерзлого каолина с массивной криотекстурой и льда, по-видимому, наиболее близки принятым параметрам расчетных моделей, хотя ρ_2 для грунтового льда взято слишком большое.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют, что при одинаковых величинах льдистости и температуры мерзлого грунта его удельное электрическое сопротивление может отличаться на

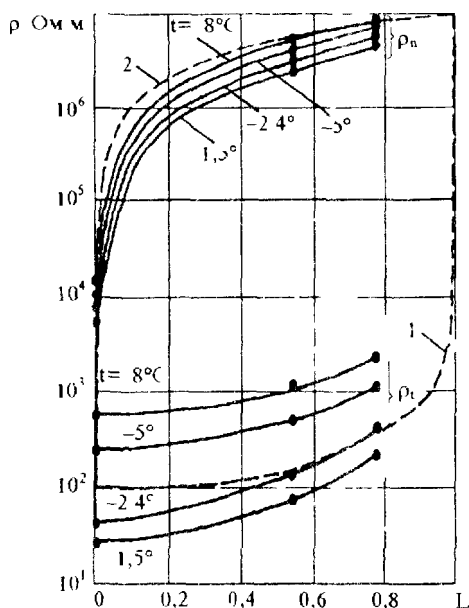


Рис. 47 Изменение УЭС- ρ от содержания льда: сплошные линии — экспериментальные данные, пунктирные — теоретические расчеты

несколько порядков в зависимости от типа криотекстуры. Наибольшие отличия характерны для слоистых и сетчатых текстур по сравнению с неполносетчатыми и порфировидными. Коэффициент анизотропии для ρ может при этом достигать 10^2 , т.е. удельное электрическое сопротивление — наиболее чувствительный к криотекстуре физический параметр мерзлого грунта. Отметим, что для скоростей распространения упругих волн коэффициент анизотропии в подобной слоистой мерзлой среде обычно $<1,3$.

Анизотропия ρ может быть и в толще однородных мерзлых пород, если имеется заметный градиент температуры. Так, для простейшей модели линейного уменьшения ρ в однородном слое, за счет повышения температуры с глубиной, от величины ρ_1 до ρ_2 коэффициент анизотропии определяется выражением:

$$\chi_\rho = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_t}} = \sqrt{\frac{1}{2} \cdot \frac{\rho_1 + \rho_2}{\rho_1 - \rho_2} \ln \frac{\rho_1}{\rho_2}}. \quad (\text{III.27})$$

Из (III.27) следует, что если $\rho_2 < \rho_1$, то $\chi_\rho > 1$.

Итак, удельное электрическое сопротивление любых влагонасыщенных промерзающих горных пород и грунтов с малой концентрацией порового раствора значительно возрастает при их замерзании, т.е. при формировании ПККС среды и соответствующей криотекстуры (рис. 48).

Если в грунте содержится только связанная вода, то его удельное

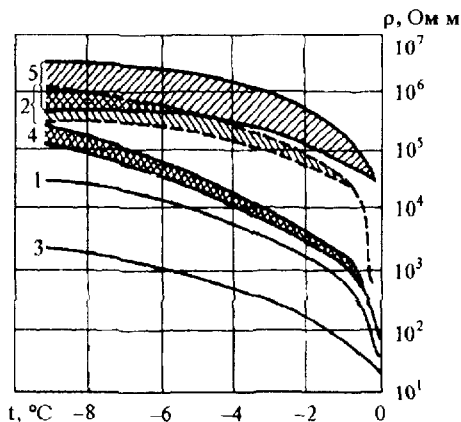


Рис 48 Обобщенная температурная зависимость УЭС мерзлых пород 1 – песок с массивной к т, 2 – то же, с илливой к т, 3 – супеси и суглинки с массивной к т, 4 – то же, с илливой к т, 5 – ледниковый лед

сопротивление при промерзании растет плавно, увеличиваясь всего в два-три раза (малая льдистость), а если вся поровая вода является прочносвязанной, то удельное электрическое сопротивление среды практически не меняется при переходе к отрицательной температуре. Увеличение минерализации поровой воды понижает температуру замерзания грунта и величину его удельного сопротивления, влияет на тип криотекстуры, возникающей при промерзании, обуславливает особенности пространственного распределения льда и незамерзшей воды, строения и состава граничных зон, а также состава включений примесного льда. При достаточно высоких концентрациях влияние порового раствора на значения ρ может преобладать над влиянием гранулометрического и минерального состава грунта (см. п. III.7).

Таким образом, удельное электрическое сопротивление мерзлых грунтов в зависимости от температуры, литологических особенностей, криотекстуры, влажности и степени минерализации порового раствора может находиться в пределах от нескольких единиц до 10^6 Ом·м. Относительная дифференциация грунтов по электропроводности после промерзания часто сохраняется, а среди кластических терригенных пород может возрасти (рис. 48).

Поляризуемость мерзлых пород. При рассмотрении поляризуемости мерзлых пород особо важное значение приобретает качественное и количественное преобразование порового пространства породы в процессе ее промерзания. Изучение особенностей поляризуемости мерзлых пород еще далеко от завершения. В.П.Мельниковым и А.М.Снегиревым [93, 129, 130] выполнены полевые исследования методом вызванной поляризации на многих криогенных разрезах, которые позволили выявить первые закономерности. Ими

установлено, что мерзлые ионопроводящие песчано-глинистые породы в их естественном залегании можно успешно дифференцировать по коэффициенту поляризуемости — η (рис. 49), причем различие по поляризуемости уменьшается с увеличением степени дисперсности пород (рис. 50).

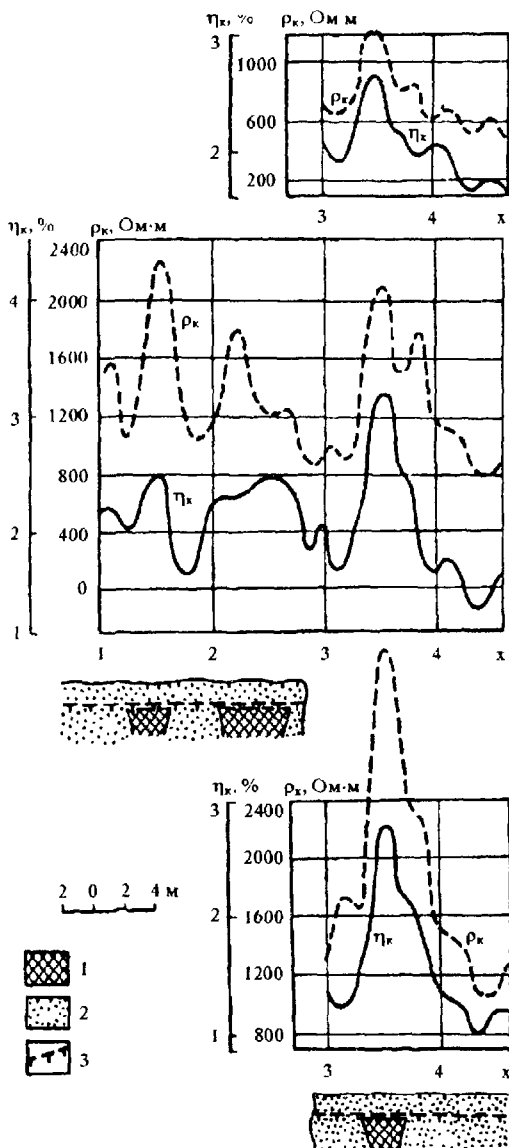


Рис. 49. Примеры совместных измерений η_k и ρ_k в натуральных условиях: 1 — жилы льда; 2 — песок; 3 — верхняя граница мерзлоты

Лабораторные исследования зависимости поляризуемости от влажности, выполненные Д.А.Фридрихсбергом и М.П.Сидоровой для дисперсных систем (типа кварцевого песка), показали, что с уменьшением влажности величина поляризуемости возрастает, достигая максимума при $W \approx 3\%$, а затем резко уменьшается, в то время как изменение чисел переноса Δn_i ионов в порах (пленках) по сравнению со свободным раствором происходит монотонно. Для объяснения установленной зависимости авторами была рассмотрена модель капиллярно-пористого тела в виде системы последовательно и параллельно соединенных узких и широких каналов (пор) с существенно разными значениями Δn_i . На участках сочленения таких каналов возникают концентрационные изменения ионов, обуславливающие диффузионные потенциалы, сумма которых представляет собой $\Delta U_{\text{вп}}$. С уменьшением толщины пленок (каналов) возрастает роль поверхностной проводимости, что также приводит к увеличению η . В соответствии с этой моделью неоднородной "концентрационной" объемной поляризации пористо-капиллярной среды величина η будет расти с уменьшением влажности до определенного предела, после чего должен наблюдаться ее спад. После того как произойдет переход к более электрически однородной среде, т.е. в большинстве пор и капилляров Δn_i и поверхностная проводимость станут практически одинаковыми, поляризуемость η будет стремиться к малой величине. Теория явления вызванной поляризации

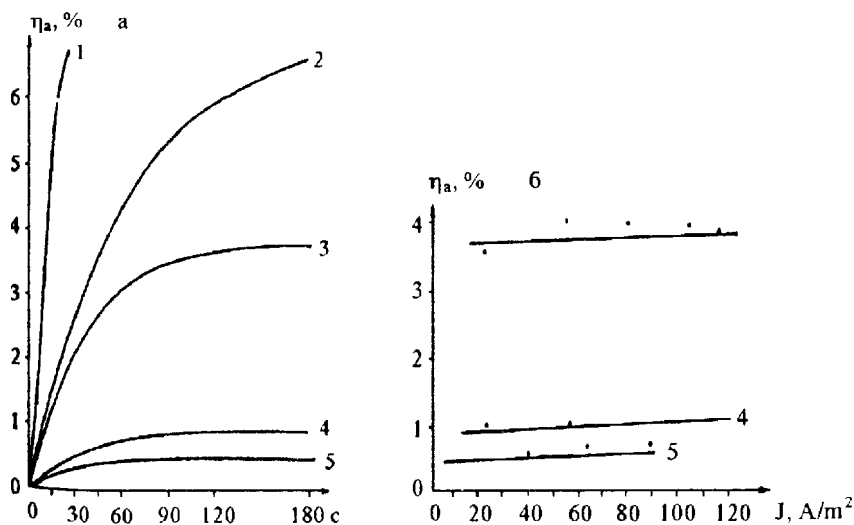


Рис. 50. Поляризуемость мерзлых пород при различных режимах измерений в зависимости ($t = -2,5^\circ\text{C}$): а - от времени пропускания поляризующего тока; б - от плотности поляризующего тока (время заряда $t_{\text{зар}} = 180$ с); 1 - озерный лед, 2 - крупнозернистый песок, 3 - мелкозернистый песок, 4 - суглинок, 5 - глина

подробно изложена и развита Б.И.Геннадеником в его книге [35], где приводится и обширная библиография по этому вопросу. Им разработаны основы для электрокинетической модели криогенной породы.

В мерзлом грунте, вследствие перехода основной части порового раствора в лед, изменяется суммарная поверхность пор по сравнению с талым, при одновременном резком уменьшении их размеров и перераспределении соотношения пор и капилляров различного типа и сочетания. Первое должно привести к существенному возрастанию поверхностной электропроводности, второе — к изменению электрохимической активности мерзлой породы, т.е. в итоге к возрастанию η . Образующийся при замерзании влажных грунтов лед существенно влияет на поляризуемость среды вследствие высоких значений потенциала в ДЭС на границе раздела лед-незамерзший поровый раствор. Это обуславливает значительно более широкие пределы изменения поляризуемости непроводящих мерзлых грунтов по сравнению с талыми [см. 36, 93, 117, 130 и др.]. При разработке электрокинетической модели мерзлой породы необходимо учитывать не только наличие в ней различных типов пор, их сочетаний и концентрацию заполняющего поры раствора но также ионный (солевой) состав порового раствора и примесного льда.

Таким образом, имеющиеся данные позволяют установить некоторые общие особенности и различия электрических свойств льда и мерзлых пород в постоянном электрическом поле.

Монокристаллы чистого льда близки к идеальным диэлектрикам. Примесные кристаллы льда имеют уже существенно иные электрические свойства, обусловленные типом и концентрацией примесей. Поликристаллический лед различного состава и мерзлые породы представляют собой сложные гетерогенные многофазные материалы, электропроводность и поляризуемость которых определяется распределением, содержанием, составом и состоянием незамерзшей воды и примесей. Эти криогенные породы обладают в основном ионной электролитической проводимостью за счет диффузных частей двойных электрических слоев в граничных межзерновых зонах.

Существенную роль в формировании электрических свойств играет криогенная текстура. Так, в мерзлых песчано-глинистых породах со шлировыми криогенными текстурами, в которых предполагается возникновение разрывов "токовых путей" по незамерзшей воде, возрастание льдистости приводит к большему увеличению удельного сопротивления. Установлены закономерные изменения ρ мерзлых грунтов в зависимости от основных типов криотекстур. Наибольшие изменения имеют место для слоистых и сетчатых текстур, при этом коэффициент анизотропии ρ может достигать $\sim 10^2$. Удельное электрическое сопротивление — наиболее чувствительный к криотекстуре физический параметр мерзлого грунта.

Текстура поликристаллического льда также влияет на его электрические свойства, однако этот вопрос еще недостаточно изучен.

Поляризуемость поликристаллического льда и мерзлых пород в ряде случаев оказывается весьма значительной, что, помимо геометрического разнообразия пор и капилляров, обусловлено высокими значениями ζ -потенциала в двойных электрических слоях на границе раздела лед-незамерзший поровый раствор. Для мерзлых грунтов установлено, что максимальные значения η наблюдаются в гребудисперсных материалах.

III.3. Частотная дисперсия в переменных электромагнитных полях

Особенности электрических свойств льда и мерзлых грунтов должны определенным образом проявиться и при наложении переменных электромагнитных полей. В этом случае, в соответствии с основными физическими представлениями о процессах динамической электрической релаксации в периодически меняющемся поле (см. п.п. II.4, II.5), должна иметь место частотная дисперсия электрических свойств среды ϵ' и ϵ'' и поглощение энергии поля.

Лед. Изучению этих явлений во льду посвящено большое число работ, в которых установлены характерные черты дисперсии электрических свойств и ее зависимость от состава и состояния льда (см. например: [18, 226, 232, 234, 264 и др.]). Установлено, что в **монокристаллах** чистого льда под действием переменного электромагнитного поля легко возникает поляризация, причем часть энергии электромагнитного поля рассеивается, переходя в энергию тепловых колебаний кристаллической решетки, что обуславливает диэлектрические потери. Эффективная электропроводность, рассчитываемая по этим потерям, значительно больше омической. Для монокристаллов льда вполне применима теория Дебая с одним временем релаксации. На рис. 51 в качестве примера приведены результаты измерений, выполненных У.Иона и Р.Шерером [234].

В монокристаллах льда с примесями HF, NH₃, HCl и другими

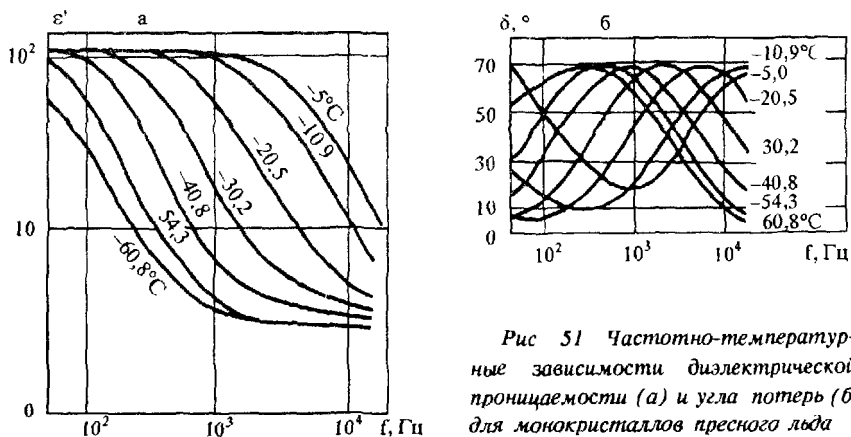


Рис 51 Частотно-температурные зависимости диэлектрической проницаемости (а) и угла потерь (б) для монокристаллов пресного льда

имеют место большие отклонения в значениях ϵ' , ϵ'' и характеристиках электрической релаксации [250, 277, 279].

Поликристаллические льды различного состава и пористости тоже имеют частотную дисперсию ϵ и σ , которая хорошо соответствует уравнению Дебая с временем релаксации, равным примерно 10^{-4} с.

На рис. 52 приведены сводные данные для плотного поликристаллического пресного льда по результатам измерений на высоких частотах. Более подробный обзор диэлектрических свойств пресного льда приведен в работах [18, 232, 277]. В целом $\epsilon'(\omega)$ чистого льда изменяется примерно от $100 \div 130$ на низких частотах до примерно 3,2 на частотах $10^6 \div 10^{10}$ Гц, что подтверждают результаты недавних [222, 224] лабораторных экспериментов.

Релаксационная область частотной дисперсии льда (рис. 53,а) находится в интервале $10^4 \div 10^5$ Гц, причем понижение температуры

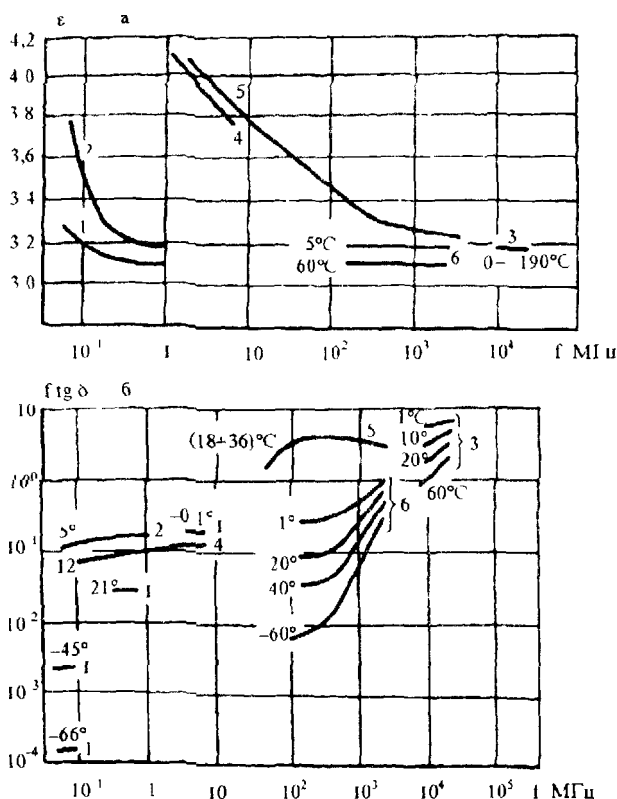


Рис 52 Диэлектрическая проницаемость (а) и диэлектрические потери (б) поликристаллического пресного льда, по данным различных авторов 1 – Оути, Коула, 2 – Лэмба (лед из дистиллированной воды), 3 – Лэмба, 4 – Хиппеля, 5 – Йошина (антарктический лед), 6 – Вестфалля (гренландский лед)

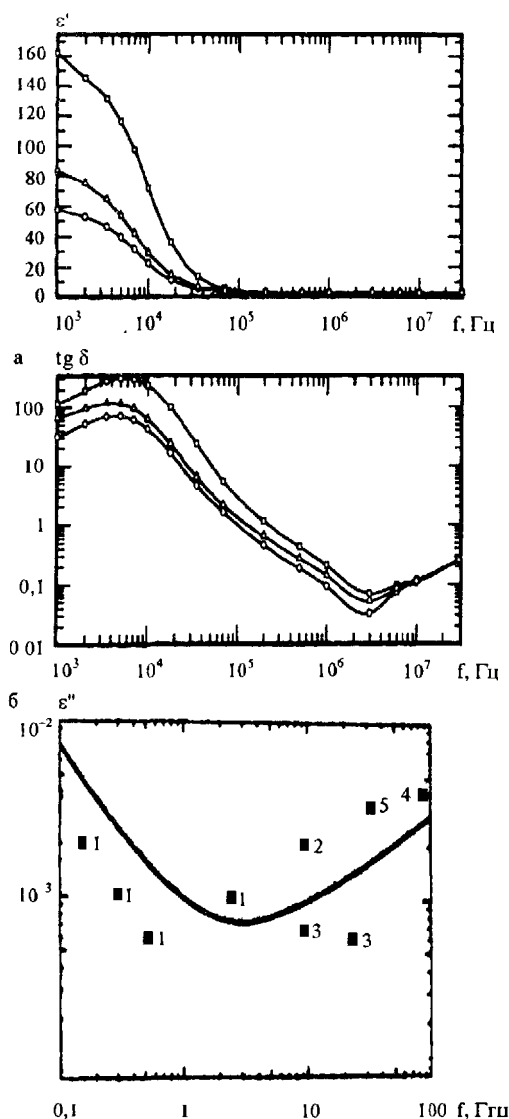


Рис. 53. Частотная дисперсия поликристаллического льда ($t = -26^\circ\text{C}$): а — ϵ' и $\text{tg } \delta$ для чистого льда ($\circ$), с малыми примесями кислот ($\square$) — H_2SO_4 (4,9 мкмоль/л) и (Δ) — HNO_3 (5,3 мкмоль/л); б — ϵ'' пресного льда в ультра-высокочастотном диапазоне, $t = -20^\circ\text{C}$, по данным: 1 — Вестфала, 2 — Камминга, 3 — Лэмба, 4 — Петти и др., 5 — Ванта и др., сплошная линия — модельный расчет [291]

льда приводит к уменьшению частоты дисперсного перехода. Различия в текстуре поликристаллического пресного льда, как показывают эксперименты, заметно сказываются на абсолютных значениях ϵ' и $\text{tg}\delta$, изменяя их соответственно на 30 и 60%.

Фактор потерь ϵ'' пресного льда в области ультравысоких частот $10^{-2} \div 100$ ГГц характеризуется малыми значениями в интервале $10^{-4} \div 10^{-2}$. Сопоставление результатов измерений разных авторов и применение ко льду ($\rho = 917 \text{ кг/м}^3$) расчетной модели, составленной для сухого снега, привели М.Тьюри с соавторами к установлению закономерного изменения $\epsilon''(\omega)$ в этом диапазоне частот (рис. 53,б) с явным минимумом на частоте, близкой к 3 ГГц. Разброс экспериментальных данных, по-видимому, обусловлен трудностями измерений малых потерь в микроволновом диапазоне и неидентичностью структуры и состава изучавшихся образцов льда.

В соленых и морских льдах, ввиду значительного содержания незамерзшего рассола, ϵ' и $\text{tg}\delta$ резко возрастают и характер частотной дисперсии становится иным (см. п. III.7).

Для поликристаллических льдов любого состава характерна и температурная зависимость электрических свойств, когда при понижении температуры происходит значительное уменьшение ϵ' и ϵ'' льда (см. п. III.4 и III.7).

Значительная специфика частотной дисперсии электрических свойств установлена для снега [203, 254, 286 и др.]. Некоторые

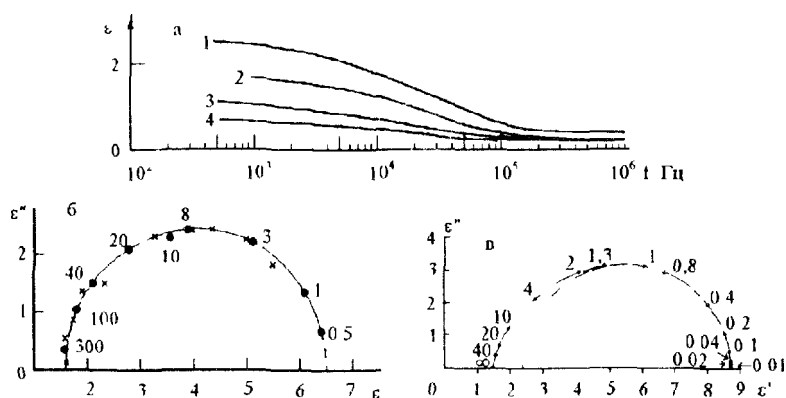


Рис 54 Примеры частотной дисперсии ϵ сухого снега разной плотности. а по данным Ешида, 1 — гранулированный, крупнозернистый ($\rho = 400 \text{ кг/м}^3$, $t = -4^\circ\text{C}$), 2 — свежий снег с дендритовыми зернами при $t = -1^\circ\text{C}$ ($\rho = 250 \text{ кг/м}^3$), 3 — то же ($\rho = 130 \text{ кг/м}^3$), 4 — то же ($\rho = 95 \text{ кг/м}^3$), б — по данным Куроива [272], свежий снег $\rho = 260 \text{ кг/м}^3$ — (•) и $\rho = 290 \text{ кг/м}^3$ (×), числа на графике — частоты измерений, ГГц, в — расчет по формуле Луенги для плотности снега $\rho = 276 \text{ кг/м}^3$, числа на графике — частота, нормированная частотой релаксации Дебая для льда (по Глену и Парену [226])

экспериментальные данные для снега различной плотности (от 100 до 400 кг/м³) при температурах <0°C представлены на рис. 54а, б. При этом вплоть до частот 10¹⁰ Гц величина ϵ'_d сухого снега при фиксированной плотности остается постоянной. Несмотря на некоторые различия в значениях ϵ' , особенно на низких частотах, общая закономерность изменения ϵ' не вызывает сомнений. Максимум ϵ'' соответствует частотам вблизи 10⁴ Гц, что характерно для пресного льда. Конечно, степень агрегирования (спекания) зерен снега может существенно (в 1,5–2 раза) изменить значения ϵ' и ϵ'' снега (на частотах <10⁵ Гц) при одной и той же его плотности и температуре, что было экспериментально показано Д.Куроива. Однако релаксационный характер частотной дисперсии при этом не исчезает.

Более поздние исследования, выполненные в 80–90-е годы (Т.Хаммер, А.Денот, Р.Кэмп и др. [187, 203]), подтвердили эти результаты, в том числе и для влажного снега (рис. 55).

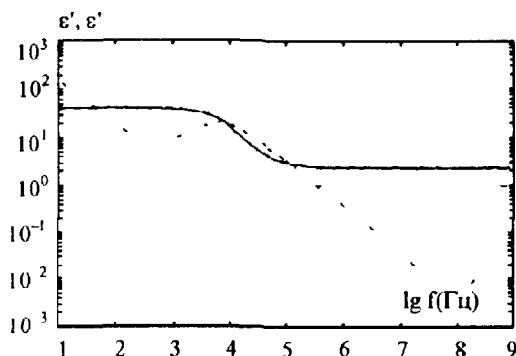


Рис 55 Частотная дисперсия ϵ – (сплошная линия) и ϵ'' – (пунктир) снега в широком диапазоне частот. Старый снег $\rho = 432$ кг/м³, размер зерен $\sim 0,8$ мм, $W_v = 2,1\%$ [187]

Зависимости диэлектрических свойств снега от его плотности и влажности рассматриваются подробнее в п. III.8.

В мерзлых породах, по аналогии с поликристаллическими льдами, также следует ожидать дисперсию электрических свойств, характер которой должен быть тесно связан с их составом.

Согласно представлениям о физической модели мерзлых песчано-глинистых пород (см. п. II.5), электрические свойства их компонентов можно охарактеризовать следующим образом: **скелет** (кварц, алюмосиликаты) $\epsilon' \approx 4+9$, $\epsilon'' \rightarrow 0$ вплоть до частот 10⁸ Гц, время релаксации мало; **воздух** – $\epsilon' \approx 1$, $\epsilon'' \rightarrow 0$; **лед** – $\epsilon' =$ от 130 ÷ 100 до 3,2 в зависимости от частоты поля и температуры, время релаксации 10⁻³ ÷ 10⁻⁴ с, что соответствует частотам максимума ϵ'' ; **незамерзшая вода** (поровый раствор) – ϵ' , ϵ'' и распределение

времени релаксации неизвестны, но должны зависеть от состава и строения ее граничных слоев, формирующихся в межзерновых зонах. По-видимому, значения параметров электрических свойств незамерзшей воды в ДЭС могут сильно варьировать, однако надежных данных об этом нет. Оценка по формулам смесей типа (III.7,8) дает для мерзлой породы (с объемной льдистостью 40–50%) величины ϵ' в интервале $5 \div 20$, однако на низких частотах возможно значительное влияние “эффекта макродиполя” (см. п. III.1).

Процессы электрической релаксации и частотная дисперсия в мерзлой породе в диапазоне частот до $10^8 \div 10^9$ Гц будут определяться содержанием льда и незамерзшей воды, так как влиянием минерального скелета и порового воздуха можно пренебречь ввиду малости их времени релаксации и коэффициентов потерь.

В соответствии с основными положениями теории (см. п. II.4) наличие для изучаемого материала времени релаксации (или распределения времен релаксации) должно привести к дисперсии электрических свойств в соответствующем интервале частот. Можно ожидать, что распределение времён релаксации системы лед-незамёрзшая вода будет изменяться в зависимости от температуры. Так, например, при понижении температуры мерзлой породы будет уменьшаться толщина ДЭС, увеличиваться концентрация в них ионов за счёт вымерзания воды, а следовательно, должна уменьшаться подвижность носителей заряда в оставшейся незамёрзшей воде. Эффективное время релаксации системы при этом должно увеличиваться как за счёт незамёрзшей воды, так и льда.

Выполненные нами совместно с Б.В.Гусевым [43, 100, 152, 154 и др.] исследования позволили впервые установить характерные черты частотной дисперсии диэлектрических свойств ряда пресных песчано-глинистых пород при различных влажностях и температурах, которые оказались в хорошем согласии с вышеотмеченными следствиями из физической модели мерзлой породы. Влажность задавалась путем смешивания необходимой массы сухого грунта с соответствующей массой снега (см. п. V.1).

Мерзлый песок. Приведённые на рис. 56 типичные примеры, а также результаты, полученные на образцах с другими значениями суммарной влажности (см., например, рис. 57) в интервале от 1 до 19% позволяют выявить следующие основные особенности частотной зависимости электрических свойств.

Диэлектрическая проницаемость ϵ' мерзлого кварцевого песка ($d = 0,1-0,25$ мм) примерно экспоненциально уменьшается с повышением частоты при всех значениях температуры и влажности. Например, при температуре $-1,8^\circ\text{C}$ и различной льдистости породы абсолютные значения ϵ' изменяются от $65 \div 120$ на частоте 1,5 кГц до $4 \div 6$ на частоте 1,5 МГц. Зона аномальной дисперсии (наиболее резкое изменение величины ϵ' и максимум ϵ'') при понижении температуры сдвигается в сторону все более низких частот.

При температуре -9°C , в том же диапазоне суммарных влажностей, ϵ' изменяется от $50 \div 65$ на низких частотах до 3–5 на высоких,

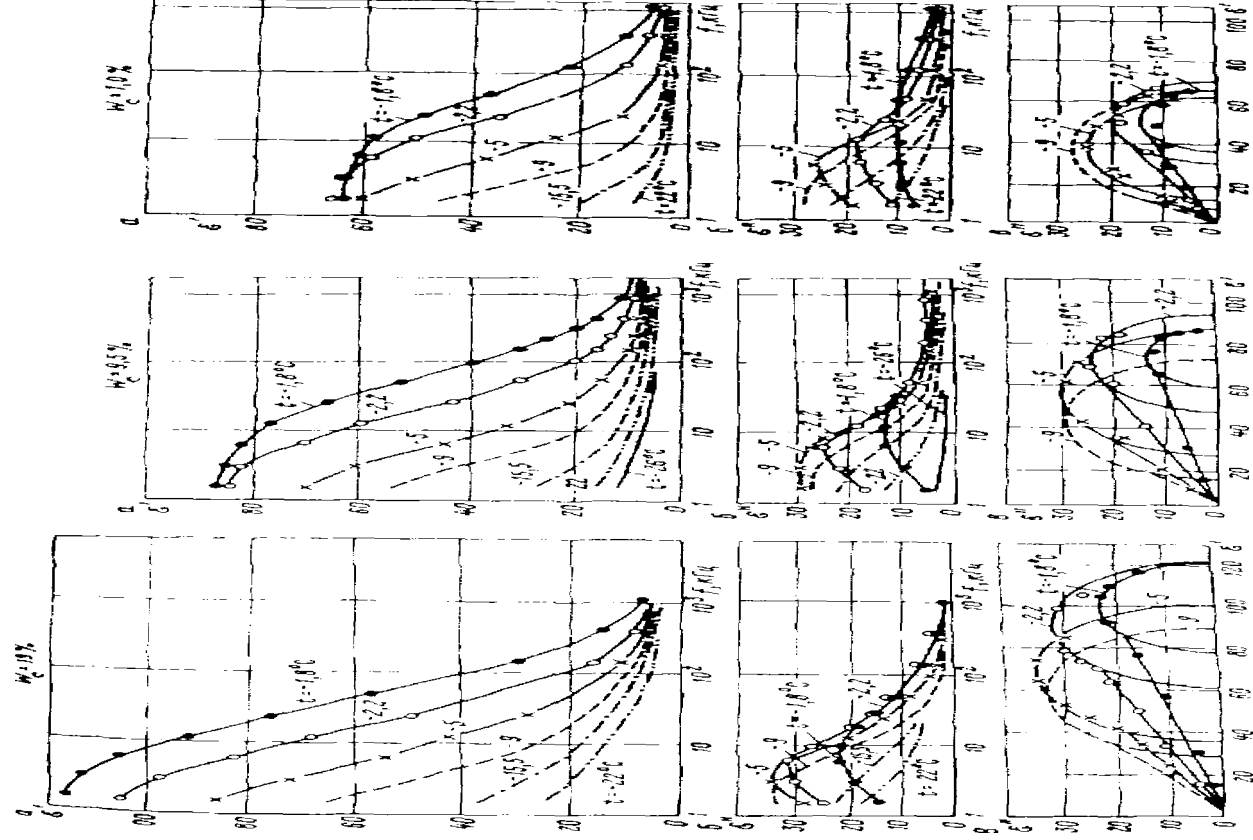


Рис. 30. Зависимость коэффициента электрической проводимости (а), коэффициента теплопроводности (б), коэффициента влажности (в) и дисперсии Коула-Колма (г) жидкого изопропанола от логарифма расстояния от корня при различных температурах

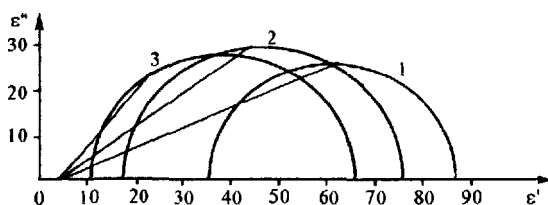


Рис. 57. Диаграммы комплексной диэлектрической проницаемости мерзлого кварцевого песка ($W_c = 4,5\%$) при различных температурах: 1 – $-2,2^\circ\text{C}$ ($\beta = 0,25$), 2 – -5°C ($\beta = 0,39$), 3 – -9°C ($\beta = 0,56$). Частотный диапазон измерений $1,5 \text{ кГц} \div 1,5 \text{ МГц}$

а при -22°C соответственно от $10 \div 25$ до $3-4$. Причем, как хорошо видно из рис. 56, выход дисперсионных кривых к квазистатическим значениям по мере понижения температуры сдвигается в область меньших частот. Достижение динамических значений ϵ' для данного интервала частотной дисперсии у мерзлого песка в исследованном диапазоне температур и суммарных влажностей имеет место на частотах $10^2 \div 10^3 \text{ кГц}$.

Частота максимума ϵ'' слабо зависит от общей влажности (льдистости) исследуемого мерзлого песка и практически определяется его температурой. Время релаксации, как это видно из диаграмм Арганда (Коул-Коула), распределено несимметрично относительно наиболее вероятного значения (коэффициент $\beta < 1$) и имеет тенденцию к значительному сужению области распределения с понижением температуры (β стремится к единице), что более четко прослеживается при малых суммарных влажностях мерзлого песка. При понижении температуры эффективное время релаксации увеличивается (понижается частота максимума ϵ'').

Эти особенности вполне согласуются с вышеприведенными заключениями, основанными на оценке влияния различных компонентов на поляризуемость мерзлого грунта.

На рис. 58 приведен график зависимости средних значений коэффициента β от температуры, который показывает, что β прак-

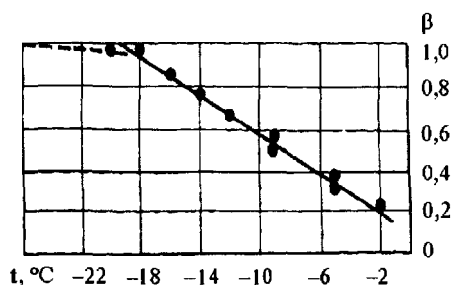


Рис. 58. Зависимость коэффициента β мерзлого песка от температуры

тически линейно увеличивается при понижении температуры, т.е. происходит закономерное сужение области распределения времени релаксации. Если линейный характер этой зависимости выдерживается во всем диапазоне температур (что возможно лишь в первом приближении), то β станет равным единице при температуре около $-(19 \div 20^\circ\text{C})$. Это означает, что при более низких температурах мерзлый песок будет характеризоваться одним временем релаксации. Такие изменения распределения времени релаксации следует связывать с изменениями содержания или состояния незамерзшей воды в мерзлых песках, так как лед характеризуется практически одним временем релаксации. Отсюда следует, что фазовые переходы воды в лед в мерзлом песке должны бы заканчиваться при температуре не выше -20°C .

Однако необходимо отметить, что при очень малом количестве незамерзшей воды ее структура будет существенно искажена, а следовательно, и фазовый переход будет сильно растянут. Поэтому фактически наклон графика $\beta = f(t)$ в этой области должен уменьшиться (рис. 58, пунктирная линия), а температура завершения фазовых переходов сдвинуться в область более низких значений, т.е. зависимость $\beta(t)$ все же не линейная. Эти выводы согласуются с данными метода ядерно-магнитного резонанса [289] по изучению содержания жидкой фазы в мерзлых песках.

Таким образом, диэлектрическая проницаемость ϵ' мерзлых песков при повышении частоты от 1,5 кГц до 1,5 МГц уменьшается в 4–20 раз в зависимости от льдистости и температуры породы, а ϵ'' имеет максимум на частоте, определяемой лишь температурой породы и практически не зависящей от общей влажности (льдистости) исследуемого образца.

Согласно экспериментальным данным этого цикла исследований (измерения выполнялись с помощью Q-метров), мерзлые пески характеризуются несимметричным распределением времен релаксации, которая сужается при понижении температуры (с одновременным увеличением эффективного времени релаксации) и при достаточно низких температурах переходит в симметричное. Если предположить, что зависимость частоты максимума ϵ'' от температуры, полученная по нашим данным, вполне универсальна и может быть экстраполирована в область более низкой температуры, то, например, при $t = -100^\circ\text{C}$ $f_{\text{max}} \approx 100 \div 300$ Гц, а при $t = -200^\circ\text{C}$ $f_{\text{max}} \approx 50 \div 70$ Гц. Это находится в удовлетворительном качественном согласии с результатами экспериментов Р.Альвареса [190], который исследовал частотную зависимость ϵ' и ϵ'' моделей лунного грунта различной льдистости при температуре -100°K в условиях высокого вакуума $10^{-5} \div 10^{-6}$ Н/м². Правда, следует иметь в виду, что изучались влагосодержащие образцы, приготовленные из порошков базальта, гранулометрический состав которых характеризуется большим содержанием достаточно тонких фракций (50% по массе – частицы диаметром $d < 0,074$ мм). Такой состав скелета грунта обуславливает и большее содержание воды в связанном

состоянии по сравнению с кварцевым песком. С другой стороны, количественные данные для ϵ' и ϵ'' , полученные Р.Альваресом (рис. 59), занижены по сравнению с данными для льда и даже для сухой породы. Обращает на себя внимание и большая ширина области симметричного распределения времен электрической релаксации ($\alpha \approx 0,4$) при столь низкой температуре. При полном влагонасыщении $\alpha = 0,19$, что также значительно превышает известные данные для льда (при -100°C , $\alpha \approx 0$).

Дальнейшие эксперименты с образцами тщательно отмытого кварцевого песка, выполненные нами совместно с И.В.Федюкиным с применением иной методики измерений (метод эталонной емкости см. п. V.2) [143, 157, 159], дали сходные с рис. 56, но не идентичные результаты. Основные отличия состоят в смещении максимумов ϵ'' в область более низких частот, а соответственно, в больших значениях эффективного времени релаксации и ϵ_s . По-видимому это обусловлено лучшей предварительной очисткой кварцевого песка, насыщавшегося затем дистиллированной водой.

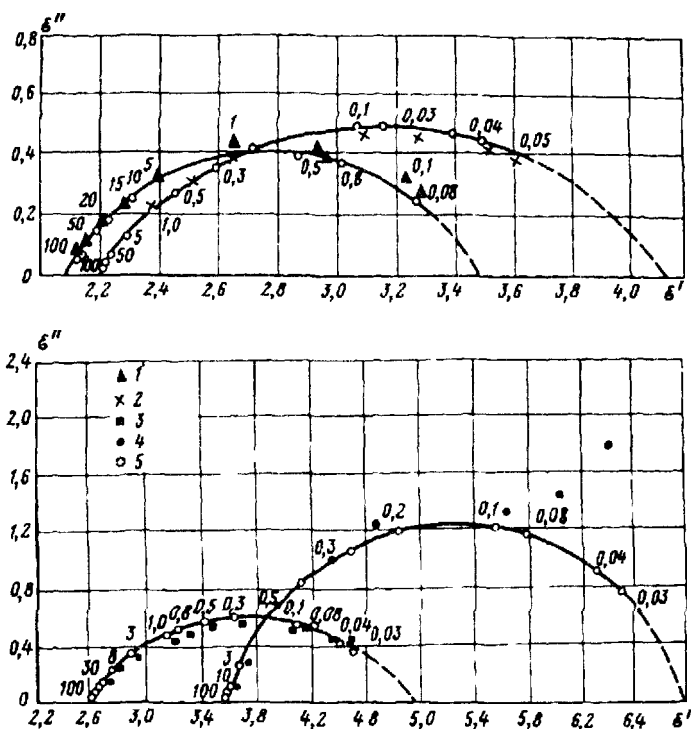


Рис 59 Диаграммы Коул-Коула для модели лунного грунта при $T=100\text{K}$. 1, 2, 3, 4 – суммарная влажность равна соответственно 6, 9, 12.3, 18.6% (полное влагонасыщение), 5 – результаты расчета, цифры у точек – частота измерения (кГц)

В ходе этих экспериментов была предпринята попытка установить зависимость параметров диэлектрических свойств от степени дисперсности мономинерального грунта. С этой целью из многократно прокипяченного кварцевого люберецкого песка были изготовлены образцы четырех фракций (мм). 0,5–0,25, 0,25–0,1, 0,1–0,05 и 0,05–0,025. Изучение под микроскопом показало, что в пределах каждой фракции распределение частиц по размерам было близко к нормальному со средними значениями соответственно 0,35, 0,2, 0,07 и 0,035 мм. Измерения были выполнены при различных влажностях образцов в интервале температур $+20 \text{--} -28^\circ\text{C}$ в диапазоне частот $20\text{--}2 \cdot 10^5$ Гц.

Анализ полученных данных, представленных в виде диаграмм Арганда (Коул-Коула), показал, что для описания $\epsilon^*(\omega)$ можно применять уравнения (II.57), либо (II.62). При этом среднеквадратичная погрешность аппроксимации экспериментальных данных теоретическими кривыми составила $\sim (5 \pm 2)\%$. В итоге при большой влажности (льдистости) $W_c \approx 20\text{--}15\%$ предпочтительнее оказалось уравнение (II.62), т.е. несимметричное распределение времен релаксации, при $W_c \leq 15\%$ — (II.57), т.е. распределение

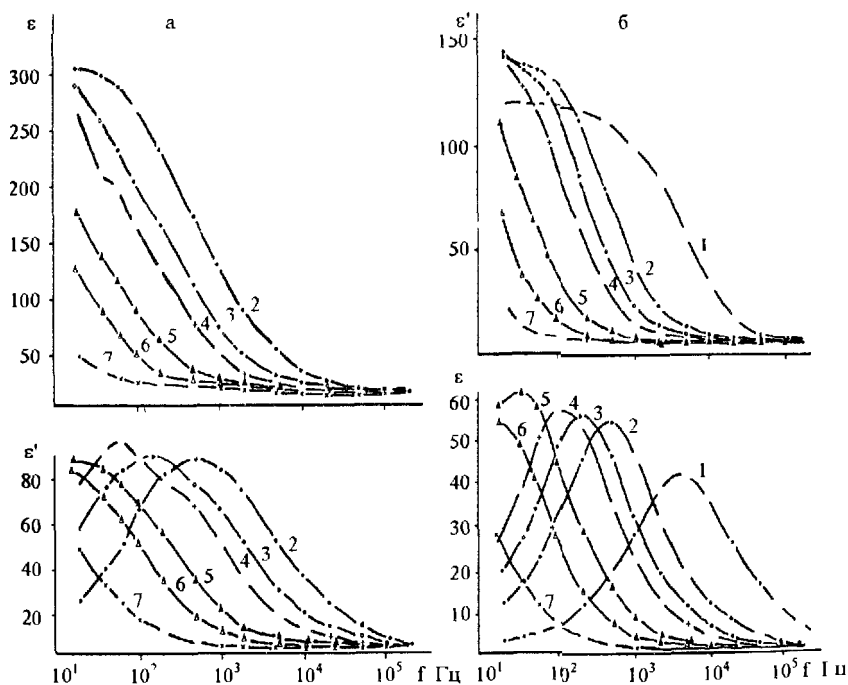


Рис. 60. Частотная зависимость ϵ и ϵ' пресного кварцевого песка: а — фракции 0,25–0,1 мм, $W_c = 20\%$; б — фракции 0,1–0,05 мм, $W_c = 2\%$, при температурах ($^\circ\text{C}$) 1 — $+3,5$, 2 — $-0,7$, 3 — $-2,6$, 4 — $-4,8$, 5 — -11 , 6 — -16 , 7 — -25 .

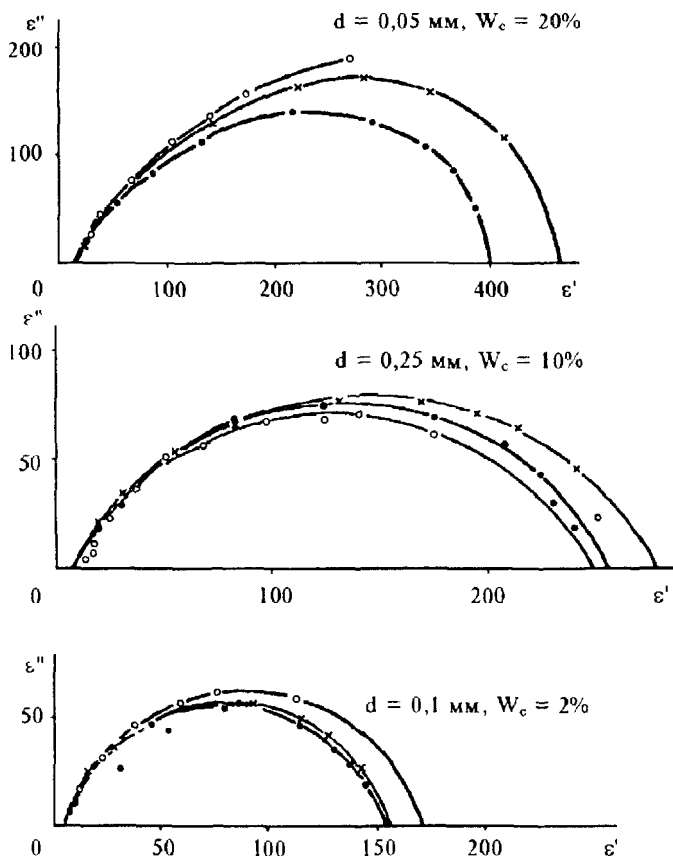


Рис 61 Диаграммы Коул-Коула для мерзлых кварцевых песков с различной влажностью и дисперсностью Температура (°C) • – 2,6, × – 4,8, о – 11

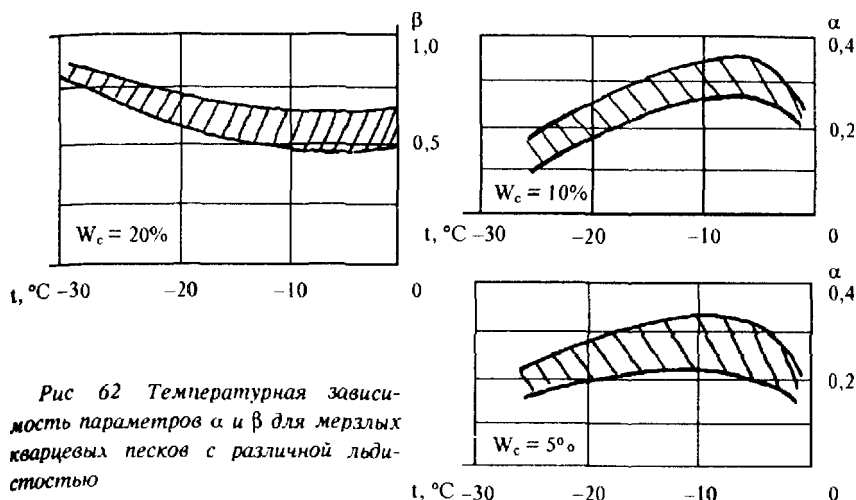
оказалось ближе к симметричному. Примеры частотных спектров ϵ_s' и ϵ_s'' и диаграмм Коул-Коула приведены на рис. 60, 61. Значения коэффициента β при несимметричном распределении времен релаксации слабо зависят от дисперсности песка и изменяются при понижении температуры в пределах $0,5 \div 0,9$; а коэффициента α – в пределах $0,4 \div 0,1$ (рис. 62). Квазистатические значения диэлектрической проницаемости ϵ_s мерзлого песка слабо зависят от температуры и определяются в основном льдистостью (рис. 63, 64).

Для всех изученных фракций получено, что:

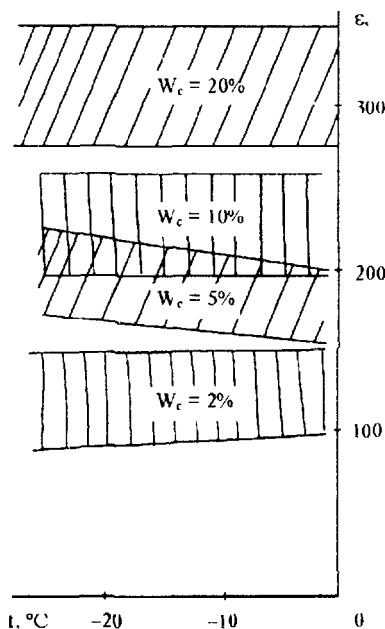
$$\epsilon_s \approx a + b \cdot W_c, \quad (\text{III.28})$$

где $a = 120 \pm 20$, $b = 12 \pm 3$.

Динамические значения ϵ_s' , получаемые на частотах $\geq 0,1$ мГц,



также почти линейно зависят от льдистости, изменяясь в пределах $\epsilon_d \approx 5 \div 8$ при весовой $W_c = 2 \div 20\%$, соответственно. Степень дисперсности песка не оказывает заметного влияния на значения ϵ_d , а сами ее значения согласуются с моделью двухкомпонентной смеси кварцевый песок–примесный лед, описываемой, например, форму-



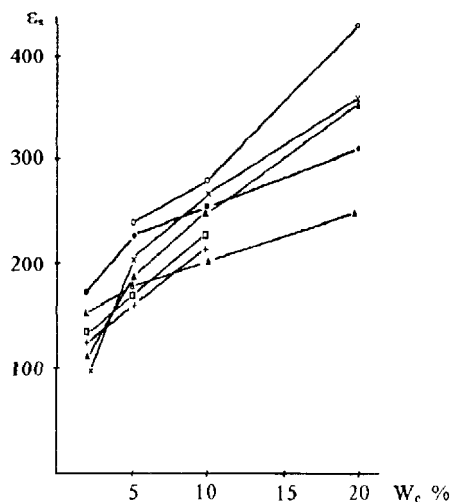


Рис 64 Зависимость ϵ_3 мерзлых кварцевых песков различной дисперсности от влажности при температурах $t = -2,6^\circ\text{C}$ кривые $+ - 0,5$ мм, $\Delta - 0,25$ мм, $\bullet - 0,1$ мм $o - 0,05$ мм, $t = -9^\circ\text{C}$, $\square - 0,5$ мм, $\times - 0,25$ мм $\blacktriangle - 0,1$ мм

лой (III.7). С возрастанием W_e несколько увеличивается и эффективное время релаксации мерзлого песка (см п III 6)

Что касается влияния степени дисперсности на диэлектрические свойства мерзлых пресных кварцевых песков, то четких закономерностей установить не удалось. Можно отметить лишь определенные тенденции [143]. Так, для мелкозернистых песков, характеризующихся большей удельной поверхностью, а следовательно большим числом доменов связанной и незамерзшей воды, значения ϵ_3 всегда выше. В талом состоянии, например при $W_e = 5\%$, ϵ_3 принимают значения от 170–180 – для фракции 0,05–0,025 мм до 60–70 – для фракции 0,5–0,25 мм. В мерзлом состоянии ϵ_3 возрастает с сохранением разницы в ее значениях, связанной со степенью дисперсности песка. Имеется также тенденция к большей электрической однородности мерзлого влажного песка с уменьшением размеров зерен его скелета. Значения коэффициентов β обычно больше, а α – меньше для тонкодисперсных фракций, что свидетельствует о сужении области распределения времен релаксации материала. Отмеченные тенденции находятся в хорошем согласии с представлениями о макродипольном механизме миграционной поляризации в дискретных доменах жидкой фазы. Так, уменьшение размеров зерен песка, а также переход его в мерзлое состояние приводят к повышению степени дискретизации жидкой фазы и преобладанию влияния на низких частотах макродипольной поляризации, т.е. к большим значениям ϵ_3' , не соответствующим формулам смесей. При увеличении частоты приложенного поля миг-

рационное смещение ионов за полупериод и накопление избыточных зарядов у границ доменов жидкой фазы уменьшаются. Сдвиг по фазе между током миграции и приложенным полем стремится к нулю, что обуславливает уменьшение ϵ_3' и возрастание ϵ_3'' с достижением максимума на определенной частоте. На достаточно высоких частотах ($>10^5$ Гц) макродипольная поляризация стремится к нулю, и этот эффект перестает влиять на ϵ_3' и ϵ_3'' , т.е. диэлектрические свойства определяются молекулярной поляризацией компонентов и их объемным содержанием. В этом случае применимы формулы смесей.

Итак, вторая серия экспериментов по изучению диэлектрических свойств мерзлых песков подтвердила основные закономерности, полученные в результате первых экспериментов. Однако имеются некоторые отличия и уточнения. В связи с применением иной методики измерений, во-первых, был расширен в область низких частот (почти на две декады) диапазон измерений. Это дало возможность более точного определения низкочастотных значений ϵ_3' и области дисперсионного перехода. Во-вторых, определения величин $\text{tg} \delta$ (а следовательно, и ϵ_3'') при этих измерениях во всем диапазоне частот были значительно точнее, чем в первых экспериментах, в особенности при больших значениях потерь ($\text{tg} \delta \geq 1$). Поэтому величины ϵ_3'' в области максимума более достоверны во второй серии экспериментов. Все это позволило уточнить аппроксимацию экспериментальных данных теоретическими моделями. В результате, в отличие от первых экспериментов для мерзлых песков, за исключением образцов с большой льдистостью, лучшей оказалась модель (II.57), т.е. симметричное распределение времен электрической релаксации, что нашло подтверждение и в работе [42], в которой была применена аналогичная методика измерений. Измерения, выполненные на образцах натурального влагонасыщенного гжельского кварцевого песка, близкого по составу минеральной матрицы к люберецкому, подтверждают полученные закономерности (рис. 65). Правда, сравнение с рис. 60 позволяет отметить некоторые отличия в температурной зависимости и появление области низкочастотной дисперсии для гжельского песка. Это, по-видимому, связано с содержанием примесей солей и глинистых фракций в неотмытом гжельском песке, что обуславливает его большую электропроводность по сравнению с модельными образцами люберецкого песка. Диэлектрический спектр для талого состояния (см. рис. 65, кривые 1) свидетельствует о смещении частоты дисперсионного перехода в интервал частот $10^6 \div 10^7$ Гц, что типично для талых глинистых грунтов (см. п. III.5).

Таким образом, мерзлые пресные пески характеризуются частотной дисперсией ϵ_3' и ϵ_3'' релаксационного типа с распределением времен релаксации, часто близким к симметричному. С понижением температуры интервал распределения сужается, а эффективное время релаксации материала, определяемое по частоте макси-

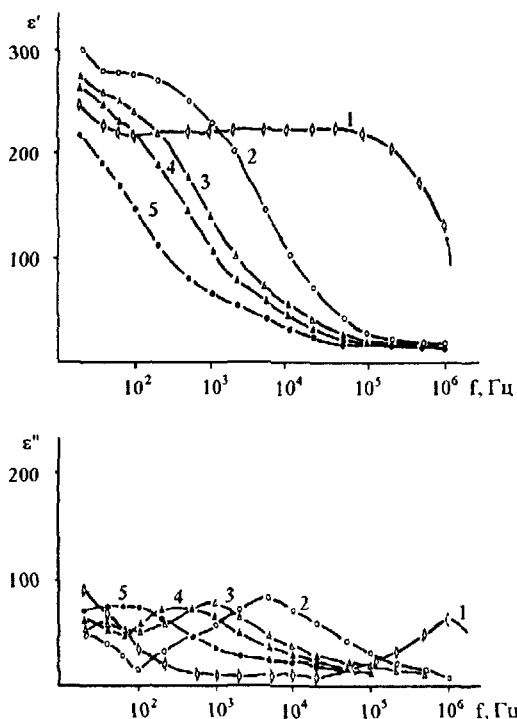


Рис. 65. Частотная зависимость ϵ' и ϵ'' гжельского песка: 1 - $+20^\circ\text{C}$; 2 - $-0,7^\circ\text{C}$; 3 - -5°C ; 4 - -11°C ; 5 - -23°C

му ϵ_3'' , возрастает. На частотах ниже 10^5 Гц величины ϵ_3' и σ_3'' мерзлых песков далеки от значений, получаемых из формул смесей. В этой области частот велико влияние несвободной ионной электропроводности на поляризацию сложного материала, что обуславливает возникновение электрических макродиполей в доменах жидкой фазы и, как следствие, большие значения ϵ_3' и относительно малые - σ_3' . Наличие частотной дисперсии электрических свойств мерзлых грунтов достоверно установлено и при полевых исследованиях электромагнитными методами [77, 81, 295 и др.].

Мерзлые глинистые грунты. Рассмотрим результаты наших первых экспериментов по изучению диэлектрической проницаемости и коэффициента потерь образцов мерзлого тяжелого суглинки (Никольский карьер) в диапазоне частот 1,5 кГц-1,5 МГц и температур $-(2 \div 70)^\circ\text{C}$. Впервые был установлен характер частотной зависимости ϵ' и ϵ'' для мерзлого глинистого грунта с весовой влажностью 18 и 30%, при различных фиксированных температурах (рис. 66). В общих чертах частотная дисперсия оказалась почти такой же, как и для мерзлого песка: диэлектрическая проницаемость ϵ_3' плавно уменьшается с повышением частоты (примерно в

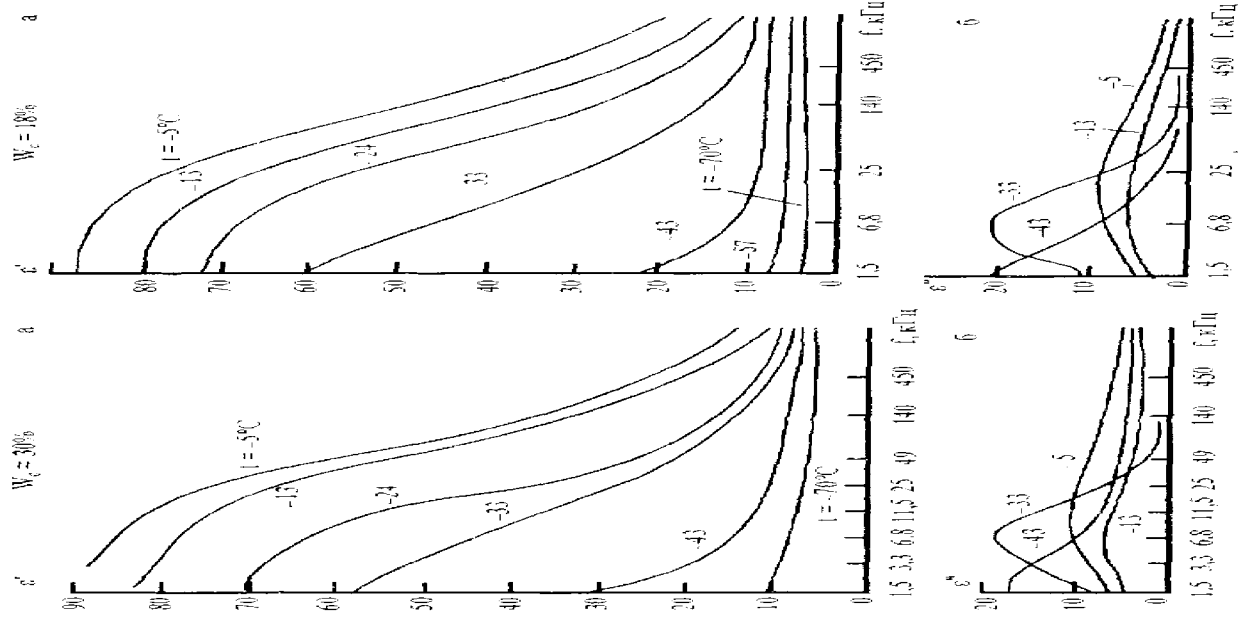


Рис. 66. Зависимость ϵ' - (а), ϵ'' - (б) от частоты f при различных температурах

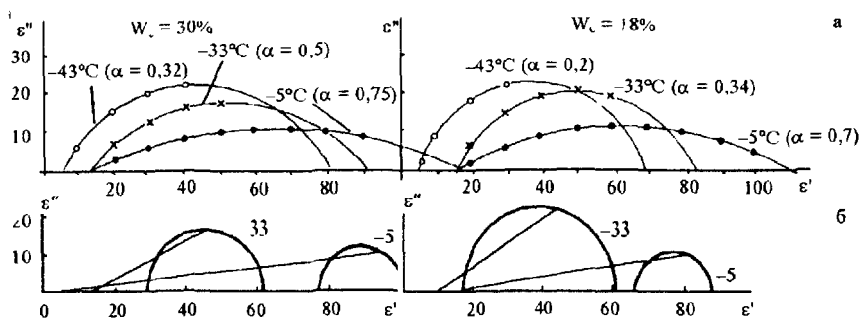


Рис. 67. Аппроксимация экспериментальных данных (рис. 66) симметричным распределением (а) и несимметричным (б)

5÷10 раз), а коэффициент диэлектрических потерь ϵ_3'' имеет максимум на частоте, которая тем ниже, чем ниже температура исследуемого образца. Частота выхода дисперсионных кривых к квазистатическим значениям уменьшается с понижением температуры. Аппроксимация распределения времен релаксации может быть как несимметричной, так и симметричной (рис. 67).

Однако существуют и весьма заметные различия. Область распределения времен релаксации мерзлых глинистых грунтов очень широкая и гораздо медленнее сужается при понижении температуры, чем у мерзлых песков. Имеется тенденция приближения графика $\epsilon'(f)$ к квазистатическому значению в области низких частот исследованного диапазона при температурах выше -20°C . В этом же интервале температур наблюдаются наиболее высокие значения ϵ_s и ϵ_d и наибольшая частотная дисперсия ϵ_3' .

Дисперсионный переход ϵ_3' к динамическим (высокочастотным) значениям очень растянут и при температуре выше -20°C завершается на частотах $\geq 1 \div 10$ МГц. При дальнейшем понижении температуры частотный интервал дисперсионного перехода несколько сужается и смещается в область более низких частот. Вплоть до температур $-(20 \div 25)^\circ\text{C}$ максимум коэффициента потерь ϵ'' весьма расплывчатый, а при более низких температурах выражен гораздо четче. При температурах ниже -40°C частота максимума ϵ'' сдвигается в область частот, меньших 1,5 кГц.

Анализ температурной зависимости коэффициентов α и β (рис. 68) показывает, что при сравнительно высокой отрицательной температуре область распределения времен релаксации глинистого грунта очень широкая ($\beta \approx 0,1$, или $\alpha \approx 0,7 \div 0,8$) и почти не изменяется при охлаждении до температуры около -15°C . При дальнейшем понижении температуры наблюдается приблизительно линейный рост коэффициентов $(1-\alpha)$ и β . Если проэкстраполировать эту зависимость в диапазон низких температур, то можно сделать вывод, что температура практически полного завершения фазовых переходов воды в лед в мерзлом суглинке составляет не выше

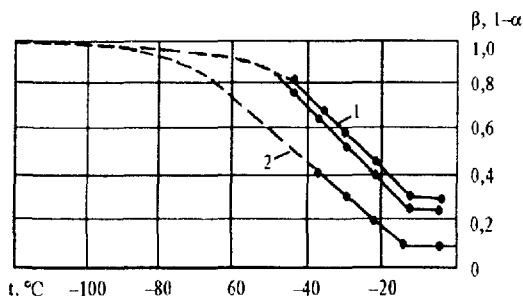


Рис. 68 Температурная зависимость параметров распределения времен релаксации для мерзлого суглинка: 1 — $(1-\alpha)$, 2 — β

$70 \div 80^\circ\text{C}$. Фактически, ввиду уменьшения наклона и нелинейности графиков (рис. 68), она будет значительно ниже. По данным метода ЯМР, эта температура приблизительно равна -100°C .

Наличие интервала температур, в котором коэффициенты, характеризующие ширину распределения времен релаксации, практически не меняются (до -15°C), можно объяснить состоянием жидкой фазы в суглинке. В соответствии с данными [7], большая часть воды в этой глинистой породе при указанных выше значениях влажности находится в адсорбированном состоянии. Поэтому в данном интервале температур фазовые переходы, по-видимому, почти не происходят и практически сохраняются одни и те же количество и энергетическое состояние незамерзшей воды, которая главным образом и определяет область распределения времен релаксации. Это подтверждается очень слабо выраженным и растянутым максимумом ϵ'' в рассматриваемом диапазоне температур, что свидетельствует об изменении в больших пределах времен релаксации и значительных потерях энергии электромагнитного поля, обусловленных омической электропроводностью мерзлого глинистого грунта. Большая гетерогенность и достаточно высокая электропроводность свидетельствуют о значительном содержании незамерзшей воды в мерзлом суглинке, вплоть до температур $-(15 \div 20)^\circ\text{C}$. При дальнейшем понижении температуры количество незамерзшей воды и подвижность в ней ионов уменьшаются, электропроводность мерзлого суглинка заметно падает, степень гетерогенности его снижается, а область распределения времен электрической релаксации сужается (β растет, либо α уменьшается).

Последующие экспериментальные исследования диэлектрических свойств мерзлых глинистых грунтов в общих чертах подтвердили наши результаты и позволили несколько расширить представления об этих свойствах. Однако данные разных авторов имеют существенные различия.

Так, Олхоевт [267] выполнил эксперименты в более широком диапазоне частот $10 \div 10^6$ Гц на ряде образцов глин и глинистых

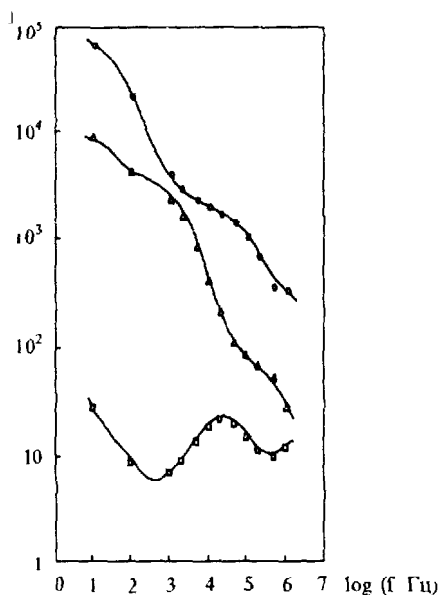


Рис 69 Частотная дисперсия электрических свойств мерзлой глины ($W_v = 53\%$) $\circ$ — действительная часть удельного сопротивления (ρ') — Ом м, Δ — ϵ' , $\square$ — $10 \text{ tg}\delta$

грунтов (отобранных *in situ*) в условиях, приближенных к естественным при $t \approx -10^\circ\text{C}$ и давлении $1,62 \cdot 10^5$ Па, что примерно соответствует глубине залегания 10 м. Полученные им изменения ϵ' и $\epsilon'' = (\epsilon' \cdot \text{tg}\delta)$ в области частот $5 \cdot 10^5 \div 10^6$ Гц (рис. 69) и частота максимума $\text{tg}\delta$ сходны с нашими данными для никольского суглинка. Однако очень большие низкочастотные значения $\epsilon'_v \approx 10^4$ вряд ли реальны. Их трудно физически объяснить влиянием

электропроводности при тех значениях ρ_z , которые приводит автор. Даже на частоте 1,5 кГц значения ϵ'_v превышает 10^3 , что более чем на порядок больше полученных нами для суглинка. Тем не менее частотные спектры ϵ' и $\text{tg}\delta$ имеют релаксационный характер, что согласуется с вышеприведенными результатами. Выделяемые Олхоевтом [267, 268] пять преобладающих механизмов релаксации в различных частотных интервалах при произвольно фиксированной температуре мерзлого грунта (-10°C) интересны, но недостаточно обоснованы. Поэтому их можно рассматривать лишь как общие соображения для дискуссии о природе частотной дисперсии электрических свойств мерзлых грунтов.

Экспериментальное изучение диэлектрических свойств нескольких глинистых пород в диапазоне частот $30 \div 10^5$ Гц и температур $-5 \div -100^\circ\text{C}$ было выполнено недавно Н.Маено с соавторами [194, 253, 257]. Полученные ими результаты для глины и илистого грунта представлены на рис. 70, 71. Сопоставление их с вышеприведенными данными свидетельствует о качественном соответствии. В целом значения ϵ' для глины (рис. 70) согласуются с нашими данными для никольского суглинка с $W_c = 18\%$ в интервале температур $-20 \div -70^\circ\text{C}$ (см. рис. 66). Однако значения ϵ'' (или $\sigma = \omega \epsilon_0 \cdot \epsilon''$) отличаются примерно на два порядка при $t \geq -10 \div -15^\circ\text{C}$. С понижением температуры это различие уменьшается, и при -40°C и ниже оно оказывается в пределах одного порядка. В экспериментах Н.Маено с соавторами практически не получено релаксационных спектров частотной дисперсии, т.е. нет даже тенденции выхода ϵ'_v к низкочастотной асимптоте, что трудно объяснить с позиций

какой-либо физической модели. Вызывает удивление и практически отсутствие зависимости эффективной удельной электропроводности от частоты, вплоть до -30°C при влагонасыщении 11% (см. рис. 70).

Таким образом, данные разных авторов о низкочастотной дисперсии диэлектрических свойств глинистых мерзлых грунтов несколько противоречивы. Конечно, мерзлый глинистый материал представляет значительно более сложную электрическую систему, чем песчаный. Весьма значительным может быть влияние на электрические свойства минералогического состава глинистых частиц, их ионной обменной активности, гетеропористости минеральной матрицы грунта и др. Однако причины расхождений в характере частотных диэлектрических спектров и значениях ϵ_3' и ϵ_3'' трех

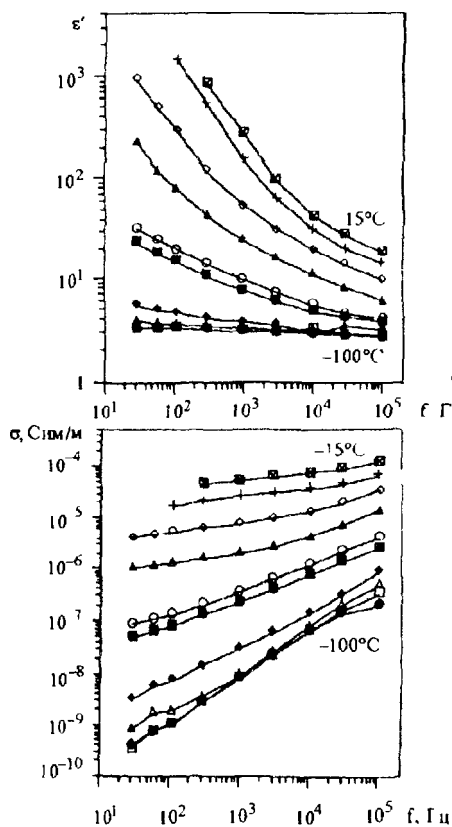


Рис 70

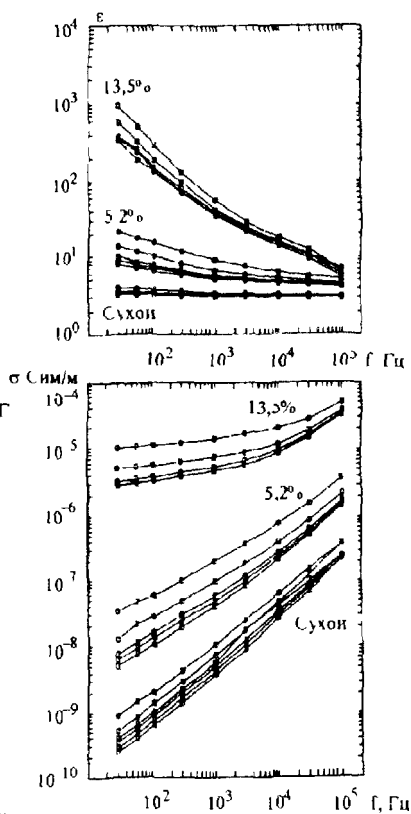


Рис 71

Рис 70 Частотная зависимость электрических свойств мерзлой глины с $W_c = 11\%$ Температуры от -15°C до -100°C с интервалом 10°

Рис 71 Частотные зависимости электрических свойств мерзлого илистого (лессового) грунта при температурах $+10, 0, -20^{\circ}\text{C}$ и разных W_c

вышеприведенных исследований, возможно, связаны и с различной методикой измерений, которая требует дальнейшего усовершенствования и унификации (см. п. V.1, V.2).

В работе [22] исследована частотная зависимость диэлектрических свойств плотных карбонатно-глинистых мерзлых пород на естественном керне из скважин, пробуренных в Западной Якутии. На рис. 72 приведен пример полученных результатов. Обращают на себя внимание довольно высокие для частот $10^5 \div 10^7$ Гц значения ϵ_3' . Наибольшие величины ϵ_3' получены для мергелей, т.е. более глинистых пород, отличающихся значительной неоднородностью пористости и состояний жидкой фазы, а следовательно, и процессов электрической поляризации. Авторами установлена также анизотропия электрических свойств, связанная со слоистостью изучавшихся пород. Так, например, значения коэффициента поглощения электромагнитных волн k'' параллельно и перпендикулярно слоистости отличаются в 3–4 раза. Проверка измерениями в лабораторных условиях на высушенных образцах керна и

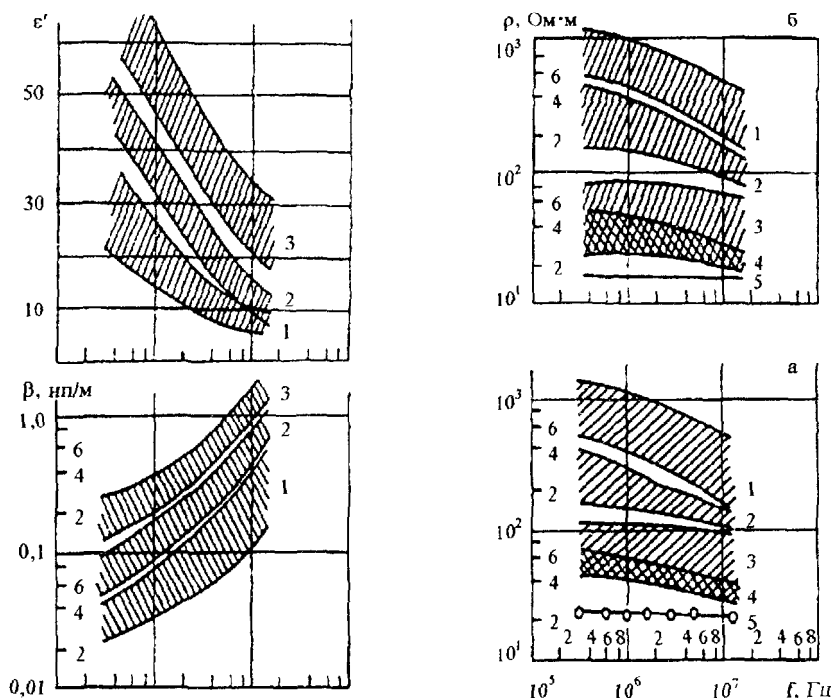


Рис. 72. Электрические характеристики мерзлых карбонатных пород (Якутия, Мирный):

1 – доломитизированные известняки; 2 – известняки с прослойками мергелей; 3 – мергели; 4 – выветрелые мергели; 5 – траппы, измененные до глин. (а) – искусственно замороженные образцы

вновь насыщавшихся подземной водой данного участка и искусственно замороженных, дала почти те же значения сопротивлений (см. рис. 72,а). Отмечается также соответствие данных, полученных путем измерений, с результатами междускважинного радиоволнового просвечивания. Полученные результаты представляют несомненный интерес, однако отсутствие точных данных о температуре исследованных кернов затрудняет их интерпретацию и сопоставление с результатами других исследований.

В высокочастотном и СВЧ радиоволновом диапазоне ($10^7 \div 10^{11}$ Гц) заметные изменения диэлектрических свойств песчано-глинистых грунтов могут быть лишь в области дисперсии молекулярной поляризации незамерзшей жидкой фазы. Вплоть до этих частот ϵ'' должно быть очень малым, а величины ϵ' — постоянными и пропорциональными содержанию жидкой фазы и льдистости ($\epsilon'_d \approx 3 \div 5$, в зависимости от пористости и содержания в нем примесей). Однако возрастание ϵ' грунта должно иметь определенный предел, так как при большом объемном содержании льда ($>50 \div 60\%$) мерзлый грунт превращается в примесные ледяные образования, в которых лед становится основной (вмещающей) твердой матрицей ПКС. Дальнейшее возрастание объемного содержания примесного льда ($\epsilon' \approx 4 \div 5$), т.е. уменьшение объемного содержания минеральной твердой матрицы ($\epsilon'_{ск} \approx 4 \div 9$), а следовательно, и содержания незамерзшей жидкой фазы, приводит к уменьшению ϵ' композита (смеси), которая будет в пределе стремиться к значениям для чистого льда ($\epsilon'_d \approx 3,2$). Для мерзлых глинистых грунтов зависимость ϵ' от льдистости должна быть сильнее, чем для песков в связи с большей разницей в содержании жидкой фазы по сравнению со льдом. По той же причине зависимость ϵ' от льдистости будет более выраженной при высоких отрицательных температурах мерзлых грунтов. Подобная экстремальная зависимость от льдистости мерзлого грунта установлена и для модулей упругости (см. п. IV.3), поскольку максимальная жесткость ПКС возникает при определенном содержании льда и жидкой фазы в данном грунте.

В связи с применением радиолокации и метода ТДР для изучения мерзлых грунтов и льдов многие авторы проводили измерения в высокочастотном диапазоне, однако в большинстве случаев эксперименты имели фрагментарный характер.

Наиболее обстоятельными и достоверными нам представляются работы С.Аркона с соавторами [195, 196, 207 и др.]. Результаты этих экспериментов на частотах $2 \cdot 10^7 \div 5 \cdot 10^9$ Гц, выполненных методом передающей линии, нагруженной волноводом с грунтом (ТДР), на образцах лесса и золотого песка (отобранных в районе г.Фэрбенкс, Аляска) при различных заданных W_v (насыщение высушенных образцов осуществлялось дистиллированной водой) приведены на рис. 73. Как следует из этих данных, наличие высокочастотной дисперсии для песчано-глинистых грунтов четко уста-

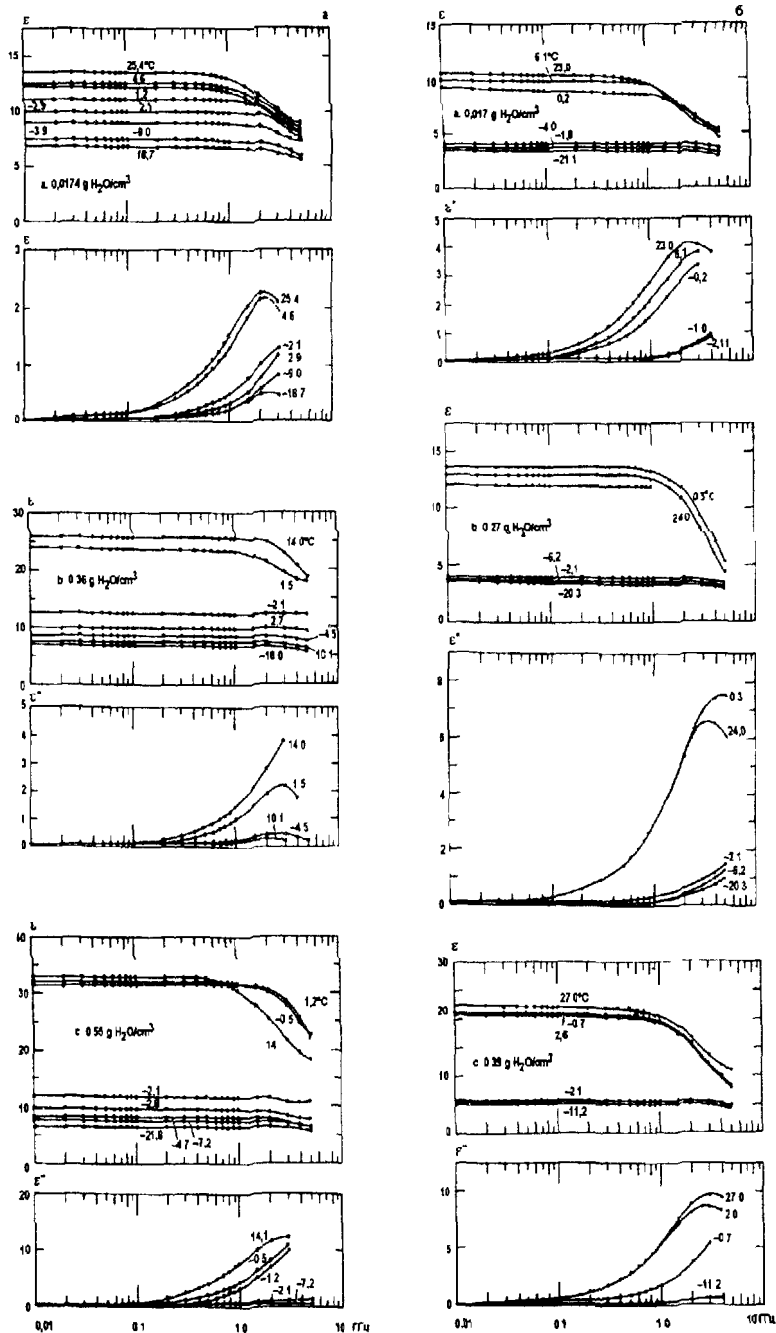


Рис. 73 Частотная зависимость диэлектрических свойств лесса (а) и пылевого песка (б) при различных W и t , $^\circ\text{C}$

новлено в интервале частот >1 ГГц при положительных температурах, что мы обсудим в п. III.5. Для образцов в мерзлом состоянии высокочастотная область дисперсии, если она подтвердится, возможна, согласно рис. 73, на частотах более 5 ГГц.

Учитывая наши вышеприведенные данные, видим, что в интервале частот $10^6 \div 10^9$ Гц ϵ' мерзлых песков не зависит от частоты и определяется лишь их льдистостью, а ϵ'' — очень мало меняется. Так, для воздушно-сухих образцов лесса и песка получены значения $\epsilon' = 2,9$, которые начинают слабо уменьшаться на частотах $3 \cdot 10^9 \div 5 \cdot 10^9$ Гц до величины 2,5–2,4, а значения ϵ'' — менее 0,01. Те же увлажненные породы в мерзлом состоянии характеризуются величинами $\epsilon' = 12 \div 6$ для лесса и $\epsilon' = 5 \div 3,5$ для песка, причем большие значения соответствуют более высоким отрицательным температурам $1 \approx -2^\circ\text{C}$. Имеется слабая тенденция к возрастанию ϵ' с увеличением объемной льдистости (рис. 73, б).

Таким образом, частотная дисперсия электрических свойств мерзлых песчано-глинистых грунтов имеет ряд характерных черт. Так, выход к динамическим значениям ϵ' происходит на частотах $10^5 - 10^7$ Гц, в зависимости от температуры мерзлого грунта и его литологии, а по существу в зависимости от фазового состава.

При малом содержании незамерзшей воды (низкие температуры) выход к динамическим значениям ϵ_d имеет место уже на частотах $(1 \div 5) \cdot 10^4$ Гц, т.е. ϵ' приближается к значениям для смеси: минеральная матрица — пресный лед. Однако область распределения времен релаксации, например, мерзлых песков при достаточно низких температурах (-20°C), остается заметной ширины в отличие от чистого льда. Вплоть до $10^9 \div 10^{10}$ Гц значения ϵ_d мерзлых песчаных и глинистых грунтов не зависят от частоты и находятся в пределах $4 \div 12$ (пески — вблизи нижнего предела, глины — вблизи верхнего).

Выход к статическим значениям ϵ_s и сами эти значения определяются фазовым составом мерзлой породы. Увеличение содержания жидкой фазы (приближение отрицательной температуры грунта к 0°C) повышает частоту выхода ϵ' к статическим значениям. Величина ϵ_s для мерзлых песков практически не зависит от температуры в интервале $-2 \div -30^\circ\text{C}$, но почти линейно возрастает с увеличением льдистости (W_d).

В целом полученные данные о частотной зависимости электрических свойств мерзлых песчано-глинистых пород находятся в хорошем соответствии с компонентным составом и физической моделью мерзлой породы (см. гл. II) и свидетельствуют об определяющем влиянии содержания жидкой фазы на их дисперсию в диапазоне низких частот (до $0,5 \div 1$ МГц), вплоть до температур, при которых практически завершаются фазовые переходы. Влияние объемного содержания льда на величины ϵ' и σ' мерзлых пород заметно сильнее на низких, чем на высоких и СВЧ частотах.

III.4. Температурная зависимость

Температурная зависимость диэлектрических свойств пресного льда изучалась при различной частоте многими авторами [18, 108, 146, 226, 232, 279]. Однако полученные разными исследователями результаты, несмотря на хорошее качественное совпадение, часто трудно сопоставить количественно. Основные данные из работ [234, 264] в модифицированном виде представлены на рис. 74. Графики $\epsilon'(t)$ и $\epsilon''(t)$, а также их диаграммы Арганда сходны с подобными для частотной дисперсии Коул-Коула, но с очень узким симметричным распределением времен релаксации электрической поляризации. Следовательно, у льда имеется определенная аналогия закономерностей температурной дисперсии электрических свойств с частотной. Это указывает на возможность применения метода редуцированных переменных [95] при исследовании частотно-температурных спектров пресных льдов.

Первые опыты по изучению ϵ мерзлых грунтов при температуре до -20°C были выполнены Б.Н.Достоваловым [53] (рис. 75). Характер температурной зависимости диэлектрической проницаемости

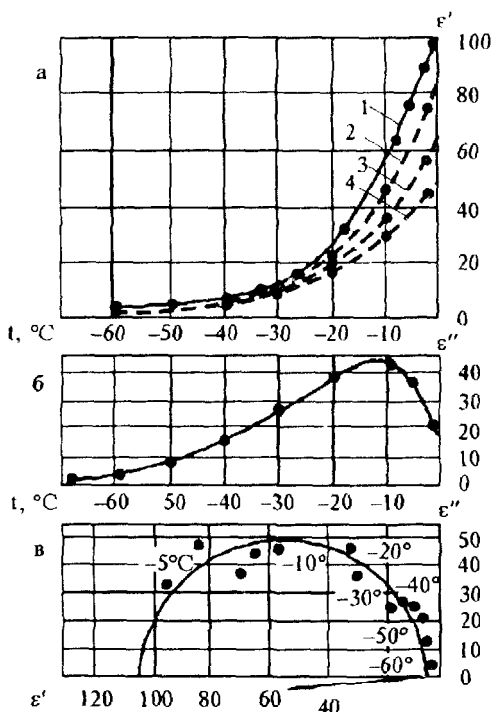


Рис 74 Температурные зависимости диэлектрических свойств пресного льда ($f = 3,3$ кГц) а - ϵ'' , 1, 2, 3, 4 - пористость $p = 0, 0,022; 0,075; 0,13$; б - ϵ'' , в - диаграмма Арганда

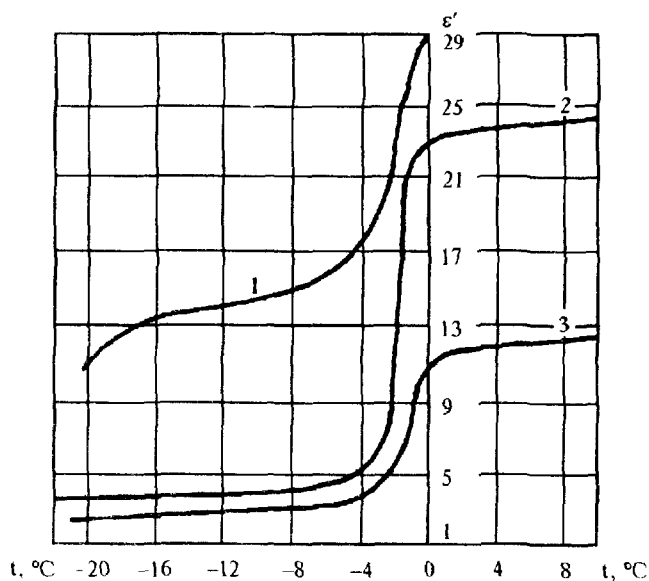


Рис. 75 Температурная зависимость ϵ' мерзлых пород ($f=10^6$ Гц): 1 – глина юрская ($W_c=35,5\%$); 2, 3 – песок мелкозернистый с влажностью 9 и 3%, соответственно

влажных кварцевых песков на частоте 10^6 Гц оказался примерно одинаков со льдом: в обоих случаях ϵ' монотонно уменьшается с понижением температуры, т.е. стремится к определенному минимальному значению. Для юрской глины эта зависимость несколько иная: при некоторой температуре имеет место приближение величины ϵ' к промежуточному асимптотическому значению, с последующим продолжением уменьшения. Длительное время эти данные были единственными.

Исследования диэлектрических свойств песчано-глинистых мерзлых грунтов различного состава, выполненные нами [43, 152, 154], позволили более детально проанализировать особенности температурной зависимости ϵ' и ϵ'' .

Во-первых, в отличие от имевшихся ранее представлений о монотонном уменьшении ϵ'_3 влажного грунта при его переходе в мерзлое состояние в результате наших экспериментов выявлен экстремальный характер температурной зависимости ϵ'_3 . На рис. 76 дан пример такой зависимости, полученной для мерзлого люберецкого кварцевого песка (фракция 0,1–0,25 мм). Объяснение экстремума ϵ'_3 при переходе породы в мерзлое состояние может быть дано с позиций механизма “макродипольной поляризации”. Возникновение криогенной системы пор при промерзании влажного песка приводит к значительному повышению степени дискретности скоплений оставшейся жидкой фазы, а также концентрации в ней ионов.

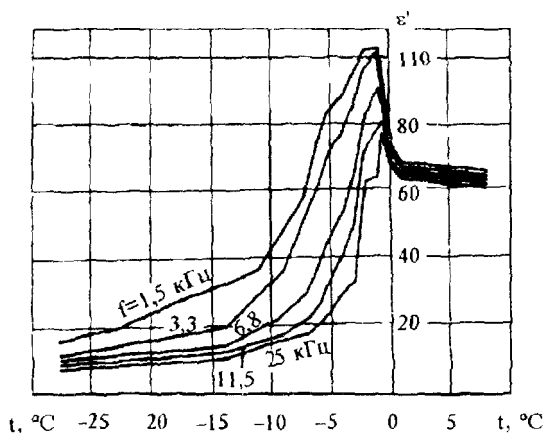


Рис 76 Температурная зависимость ϵ' мерзлого песка при различной частоте ($W_c = 10\%$)

При некоторых оптимальных значениях этих характеристик поляризация за счет этого механизма должна достичь максимума. Дальнейшее вымерзание жидкой фазы при понижении температуры приводит к вырождению диффузных частей ДЭС незамерзшей воды и спаду миграционной поляризации. По нашим оценкам, максимум $\epsilon_3'(t)$ в мерзлом пресном песке возникает при температуре $0 \div -1^\circ\text{C}$. Детальное изучение этого экстремума требует измерений в интервале температур $(+2 \div -2)^\circ\text{C}$ с длительным термостатированием образцов с точностью до $\pm 0,1^\circ\text{C}$ или выше, что еще предстоит осуществить. Однако, хотя мы имели точность термостатирования в три раза ниже, факт наличия экстремума установлен достаточно надежно на нескольких образцах мерзлого песка, подвергавшихся длительному (сутки и более) выдерживанию при фиксированных температурах вблизи 0°C . Подтверждение экстремума ϵ_3' при переходе грунта в мерзлое состояние получено для засоленных песков и супеси (см. рис. 119 и 122) на низких частотах, а также в единичном эксперименте в водонасыщенном мерзлом песке на высокой частоте (см. рис. 81). Для мерзлых глинистых грунтов подобные эксперименты более сложны и до сих пор не осуществлены. Косвенным подтверждением экстремального изменения $\epsilon_3(t)$ является заметное возрастание ϵ_3 влажного песка при переходе в мерзлое состояние (см. рис. 63 и др.).

Характерным является частотная зависимость величины максимума ϵ_3' (рис. 76). На частотах выше 10^5 Гц он становится слабо выраженным, что хорошо согласуется с представлениями о прекращении влияния механизма "макродипольной поляризации". На этих частотах температурный спад ϵ_3' при промерзании мерзлого песка практически определяется только объемным содержанием и молекулярной поляризуемостью незамерзшей воды и льда,

хотя и на высоких частотах переход влажного грунта в мерзлое состояние, т.е. резкое изменение энергетических характеристик жидкой фазы, ее слоистости и степени дискретности, может сопровождаться увеличением ϵ_3' . Некоторые тенденции этого прослеживаются в результатах А.Деланея и С.Аркона [207], однако и в этой работе не было длительного и высокоточного термостатирования изучаемых образцов. При понижении температуры мерзлого грунта после достижения максимума ϵ_3' имеет место закономерное изменение действительной и мнимой частей ϵ_3 , типичное для релаксационной поляризации: ϵ_3' уменьшается, асимптотически приближаясь к некоторому постоянному значению при достаточно низкой температуре, соответствующему рассчитанному по формуле смеси для системы силикат-лед; ϵ_3'' имеет максимум при некоторой температуре, которая тем ниже, чем

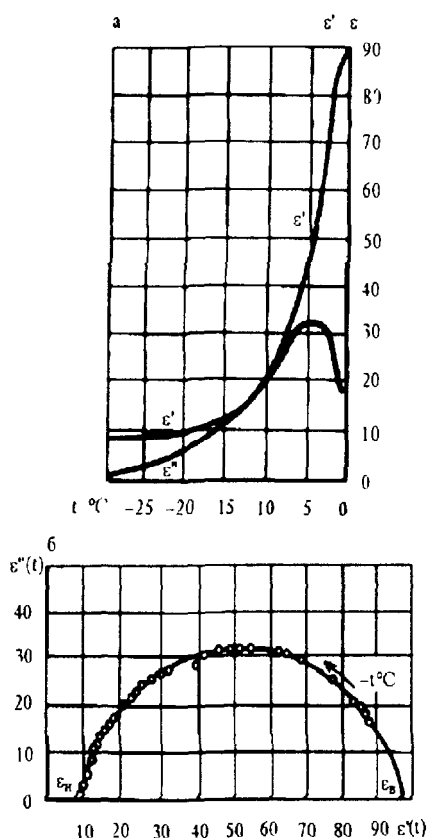


Рис 77 Диэлектрические свойства мерзлого песка ($d = 0,1-0,25$ мм $f = 3,3$ кГц) в интервале температур $0--27^{\circ}\text{C}$ а — ϵ_3' и ϵ_3'' , б — диаграмма Арганда, стрелкой указано понижение температуры изучаемого образца

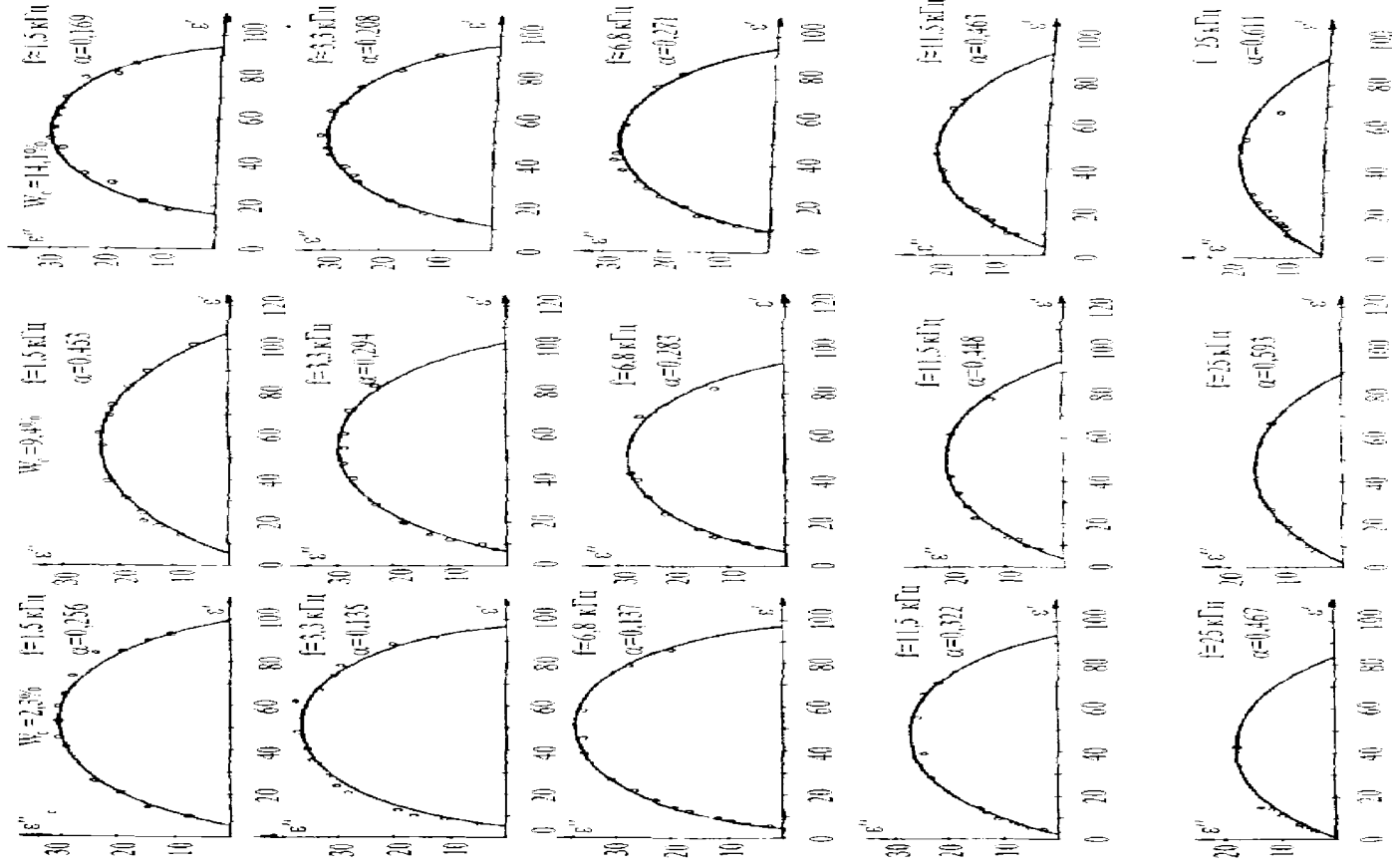


Рис. 78. Примеры диаграмм Арганда на фиксированных частотах для температурной зависимости $\epsilon_3'(t)$ и $\epsilon_3''(t)$ мерзлого песка с разной W_c

меньше частота электромагнитного поля, применяемого при измерениях.

На рис. 77 в качестве типичного примера приведены данные, полученные на образцах кварцевого песка с $W_c = 5\%$. При других значениях суммарной влажности (льдистости) и на различных частотах в интервале до 10^5 Гц характер зависимости ϵ_3' и ϵ_3'' от температуры аналогичен (рис. 78), что позволяет сделать вывод о преобладающем влиянии на температурную зависимость содержания и состояния незамерзшей жидкой фазы. Так, при отрицательных температурах, близких к 0°C , мерзлый грунт содержит довольно большое количество незамерзшего порового раствора, что обуславливает высокое значение эффективной поляризуемости системы вода-лед (за счет механизмов макродипольной и молекулярной поляризации) и малое эффективное время релаксации $\theta_3(t)$. Поэтому при измерениях на некоторой фиксированной частоте ω может оказаться справедливым соотношение $\omega < \frac{2\pi}{\theta_3(t)}$, свидетельст-

вующее о том, что процессы поляризации в исследуемом материале успевают завершаться за интервал времени, равный половине периода изменения электромагнитного поля. Это обуславливает высокие значения ϵ_3' и малые значения ϵ_3'' .

При понижении температуры количество незамерзшей воды уменьшается, концентрация распределенных в ней ионов и степень связанности воды увеличиваются, подвижность носителей заряда и дипольных групп понижается, а значение $\theta_3(t)$ возрастает. В этом случае при некоторой температуре и той же частоте ω становится справедливым соотношение $\omega > \frac{2\pi}{\theta_3(t)}$, т.е. период электромагнитного

поля оказывается намного меньше времени становления процессов поляризации. В этом случае значения ϵ_3' и ϵ_3'' малы. Естественно,

что при $\omega \approx \frac{2\pi}{\theta_3(t)}$ наблюдается максимум ϵ_3'' и наиболее сильное изменение ϵ_3' . Точно такие же соотношения имеют место при частотной зависимости диэлектрических свойств влажных пород, когда время релаксации (или распределение времен релаксации) электрической поляризации материала остается неизменным, а меняется частота воздействующего электромагнитного поля.

Эта аналогия позволяет применить для феноменологического описания **температурной дисперсии** электрических свойств мерзлых грунтов уравнение, подобное (II.57). Введем следующие понятия:

1. "**Высокотемпературная**" диэлектрическая **проницаемость** ϵ_∞ — предел, к которому стремится значение действительной части

диэлектрической проницаемости мерзлых грунтов при приближении отрицательной температуры к 0°C $\epsilon_s = \lim_{t \rightarrow -0^{\circ}\text{C}} \epsilon_s'(t)$. Она аналогична квазистатической диэлектрической проницаемости (ϵ_s) при описании частотной зависимости.

2. "Низкотемпературная" диэлектрическая проницаемость ϵ_n — это значение ϵ_s' при такой отрицательной температуре, когда практически прекращается ее уменьшение (аналог высокочастотной проницаемости ϵ_d в уравнении Коул-Коула). Для мерзлых кварцевых песков такой температурой можно с достаточной уверенностью считать $t \leq -30^{\circ}\text{C}$, т.е. $\epsilon_n = \lim_{t \rightarrow -30^{\circ}\text{C}} \epsilon_s'(t)$.

3. Эффективное время релаксации $\theta_s(t)$ мерзлого грунта, а по существу системы незамерзшая вода-лед, зависящее от температуры и характеризующее в среднем процессы поляризации этой системы, имеющей некоторое распределение времен релаксации, меняющееся при изменении температуры.

Правильность таких представлений подтверждается формой диаграмм Арганда для $\epsilon_s'(t)$ и $\epsilon_s''(t)$, которые (см. рис. 74, 77, 78) у пресного льда и мерзлого песка оказались аналогичными диаграммам Коул-Коула для частотной дисперсии с симметричным распределением времен релаксации. Но в данном случае независимой переменной уравнения является не частота ω , а $\theta_s(t)$, т.е. температура мерзлого грунта. По диаграммам легко установить, что в рассматриваемом диапазоне температур имеется некоторое распределение времен релаксации — центр дуги окружности ниже оси абсцисс, т.е. $\alpha \neq 0$. Четко определяются также значения ϵ_n и ϵ_s по пересечению диаграмм с осью $\epsilon_s'(t)$. Пользуясь вышерассмотренной аналогией, заменим асимптотические параметры ϵ_d , ϵ_s и θ_m в уравнении (II.57) соответственно на ϵ_n , ϵ_s и $\theta_s(t)$. Тогда для температурной зависимости комплексной диэлектрической проницаемости на фиксированной частоте получим

$$\epsilon_s^*(t) = \epsilon_n + \frac{\epsilon_s - \epsilon_n}{1 + [j\omega\theta_s(t)]^{1-\alpha}} = \epsilon_s'(t) - j\epsilon_s''(t). \quad (\text{III.29})$$

Действительная и мнимая части уравнения (III.29) определяются соотношениями:

$$\epsilon_s'(t) = \epsilon_n + \frac{\epsilon_s - \epsilon_n}{y} \cdot (1 + x \cdot \sin \frac{\alpha\pi}{2}), \quad (\text{III.30})$$

$$\epsilon_s''(t) = \frac{\epsilon_s - \epsilon_n}{y} \cdot x \cdot \cos \frac{\alpha\pi}{2}, \quad (\text{III.31})$$

где $x = [\omega\theta_s(t)]^{1-\alpha}$; $y = 1 + x^2 + 2x \cdot \sin \frac{\alpha\pi}{2}$.

Эти соотношения дают возможность определять при любой

температуре значения комплексной диэлектрической проницаемости ϵ_3^* , и ее частей ϵ_3' и ϵ_3'' на фиксированной частоте, если для данного материала известны значения ϵ_n , ϵ_∞ , α и $\theta_3(t)$, которые можно найти по измерениям в ограниченном интервале температуры. В п. III.6 данной главы будет показано, что на основе полученных уравнений может быть развита новая методика релаксационной спектроскопии, так как они позволяют по ограниченному

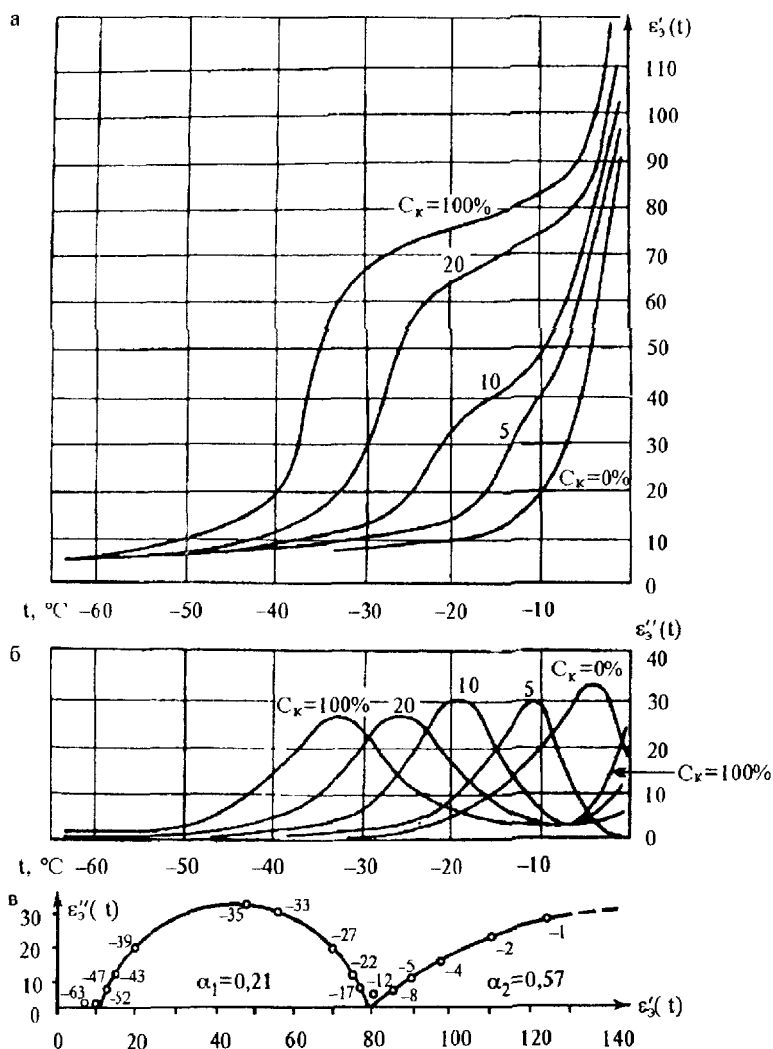


Рис. 79. Температурная дисперсия диэлектрических свойств мерзлых песка, каолина и их смесей (а, б), C_x — удельное содержание каолина в смеси ($f = 1,5 \text{ кг/ц}$); в — диаграмма Арганда для каолина

числу частотных измерений определить температурное распределение эффективных времен релаксации.

Из рис. 79 следует, что более тонкодисперсные грунты имеют иной характер температурной зависимости, чем мерзлые пески. На графиках, полученных для мерзлого глуховецкого каолина ($C_k = 100\%$), отчетливо выделяются два интервала аномальной температурной дисперсии $\epsilon'_s(t)$ и $\epsilon''_s(t)$: а) низкотемпературный ($\approx -(15 \div 60)^\circ\text{C}$ и б) высокотемпературный от 0 до -10°C . Подобная особенность (но при иных интервалах t) имеет место и для песчано-глинистого мерзлого грунта с уменьшающимся содержанием каолина в смеси, вплоть до 20% . Температурная зависимость диэлектрических свойств мерзлого никольского суглинка суммарной влажностью 18% (рис. 80) также характеризуется на всех частотах низкотемпературной областью дисперсии при $t \approx -(15 \div 60)^\circ\text{C}$ с соответствующим максимумом ϵ''_s , который сдвигается в область более низких температур при уменьшении частоты исследований. В интервале от 0°C до -10°C слабо выявляется высокотемпературная область дисперсии, для которой при температурах наших исследо-

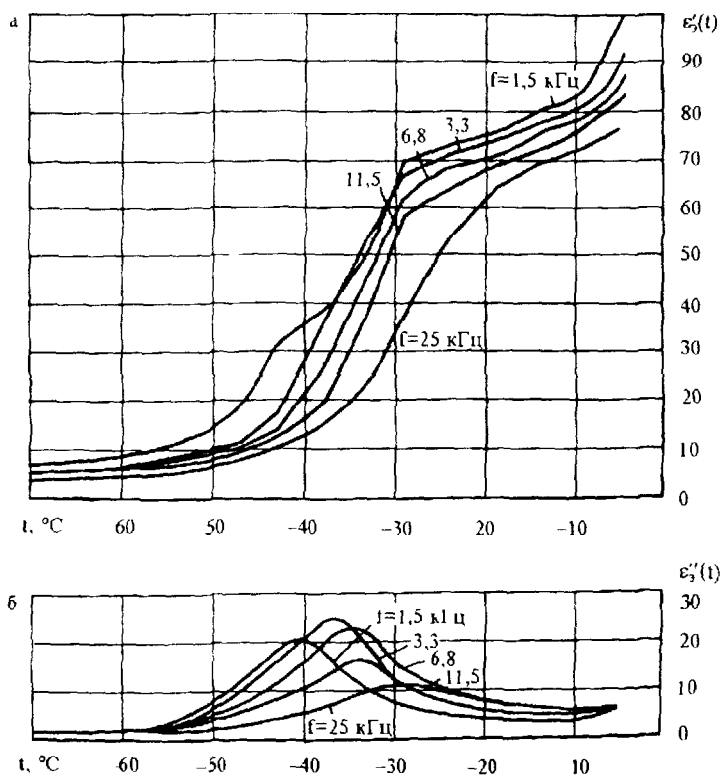


Рис 80 Температурная зависимость ϵ'_s и ϵ''_s мерзлого суглинка ($W_{\Sigma} \approx 18\%$)

ваний получена лишь часть левых ветвей кривых $\epsilon_3'(t)$ и $\epsilon_3''(t)$. Наиболее четко она зарегистрирована на самой низкой в данном эксперименте частоте — 1,5 кГц. В интервале температур между этими областями имеют место приближение ϵ_3' к промежуточному асимптотическому значению и слабо выраженный минимум ϵ_3'' . Следовательно, суглинок так же, как и каолин имеет две области температурной дисперсии. Это подтверждается и соответствующим видом диаграмм взаимозависимости $\epsilon_3'(t)$ и ϵ_3'' , которые для глинистых пород разделяются на две с общей точкой (см. рис. 79). Тенденция к подобной зависимости $\epsilon_3'(t)$ мерзлой глины была получена Б.Н.Достоваловым (см. рис. 75) и имеется в некоторых результатах исследований Н.Маено с соавторами [194, 257].

Поэтому описание изменений комплексной диэлектрической проницаемости $\epsilon_3^*(t)$ с помощью уравнения (III.29) для мерзлых глинистых грунтов неправомерно, так как оно справедливо при одной области дисперсии. Необходимо составить уравнение, описывающее две области дисперсии. Это можно осуществить, если ввести не два, а три характеристических значения диэлектрической проницаемости $\epsilon_3'(t)$, а именно: ϵ_n , ϵ_n (последнее, в отличие от мерзлых песков, при температуре $-(70 \div 80)^\circ\text{C}$) и ϵ_n — промежуточное асимптотическое значение диэлектрической проницаемости. Оно соответствует выполаживанию кривой $\epsilon_3'(t)$ и минимуму на графике $\epsilon_3''(t)$ при температуре около -10°C . Значение ϵ_n нетрудно определить по диаграммам Арганда для взаимной зависимости $\epsilon_3'(t)$ и $\epsilon_3''(t)$ (см. рис. 79) в точке вблизи оси абсцисс, общей для двух ветвей диаграммы, характеризующих каждую из областей дисперсии.

Таким образом, у глинистых грунтов имеются по крайней мере две области температурной дисперсии ϵ_3' и ϵ_3'' . Поэтому для этих материалов уравнение, описывающее температурную зависимость комплексной диэлектрической проницаемости ϵ_3^* , будет иметь вид:

(III.32)

$$\epsilon_3^*(t) = \epsilon_n + \frac{\epsilon_n - \epsilon_n}{1 + [j\omega\theta_{3,1}(t)]^{1-\alpha_1}} + \frac{\epsilon_n - \epsilon_n}{1 + [j\omega\theta_{3,2}(t)]^{1-\alpha_2}}.$$

Согласно (III.32), графики зависимости $\epsilon_3'(t)$ и $\epsilon_3''(t)$ можно разделить на две температурные области и для каждой из них произвести анализ распределения эффективного времени релаксации. Легко установить, что уравнение (III.29) является частным случаем уравнения (III.32), если $\epsilon_n \rightarrow \epsilon_n$.

В общем случае, т.е. при любом числе k температурных интервалов дисперсии, температурная зависимость комплексной диэлектрической проницаемости материала $\epsilon_3^*(t)$ определится выражением в виде ряда:

$$\epsilon'_3(t) = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_{n1} - \epsilon_\infty}{1 + [j\omega\theta_{3,1}(t)]^{1-\alpha_1}} + \dots + \frac{\epsilon_n - \epsilon_{n(n-1)}}{1 + [j\omega\theta_{3,n}(t)]^{1-\alpha_n}}.$$

Согласно нашим данным, для мерзлых песков имеется одна, а для мерзлых глинистых грунтов две области температурной дисперсии электрических свойств, соответствующие двум взаимоперекрывающимся симметричным распределениям времени релаксации (при $\alpha_1 \neq \alpha_2$). Последнее, по-видимому, обусловлено влиянием на поляризацию влагосодержащей среды двух процессов проводимости в скоплениях жидкой фазы разной степени дискретности, а возможно и сменной вида носителей заряда, в связи с повышением вероятности возникновения ионных пар и тройников при понижении температуры [45, 126].

Высокотемпературная область дисперсии в мерзлом глинистом грунте связана в основном с процессом неидеальной сквозной проводимости и механизмом "макродипольной поляризации". Процесс поляризации при этом характеризуется значительной шириной области распределения времен релаксации, а также малыми значениями эффективного времени релаксации (см. п. III.6). Такой характер поляризации глинистых грунтов обусловлен тем, что жидкая фаза в них электрически более неоднородна по сравнению с песками ввиду гораздо большего разнообразия различных по размерам, форме и адсорбционной активности стенок пор и капилляров. Низкотемпературная область дисперсии, по-видимому, обусловлена процессами поверхностной проводимости и молекулярной ориентационной поляризацией незамерзшей жидкой фазы и льда, а также возможной сменной носителей заряда в поровом растворе значительной концентрации за счет ионных ассоциатов.

В высокочастотном диапазоне ($10^8 \div 10^{10}$ Гц) температурная зависимость диэлектрических свойств мерзлых грунтов становится более простой и при одинаковой суммарной льдистости грунта должна определяться в основном содержанием жидкой фазы. На этих частотах ϵ' пресного льда практически не зависит от температуры и находится в пределах значений $3,1 \div 3,2$, а $\epsilon_1'' \approx 10^{-2} \div 10^{-3}$. Наличие примеси может привести к увеличению ϵ_1' в 1,5–2 раза и ϵ_1'' в 10–100 раз и более. Поэтому, например, в мерзлых тонкодисперсных, гетеропористых глинистых грунтах температурный интервал изменения $\epsilon'_3(t)$ должен быть шире, чем в песчаных и гомопористых (см. п. I.6), а значения ϵ_3' и ϵ_3'' соответственно больше.

Имеющиеся немногочисленные результаты экспериментальных исследований подтверждают эти соображения. Так, по данным [207], для мерзлого лесса и эолового пылеватого песка (рис. 81) разница в температурном интервале изменения $\epsilon'_3(t)$ достаточно заметна: для образцов лесса изменения $\epsilon'_3(t)$ продолжают вплоть до -25°C (предельно низкая температура этих экспериментов), в

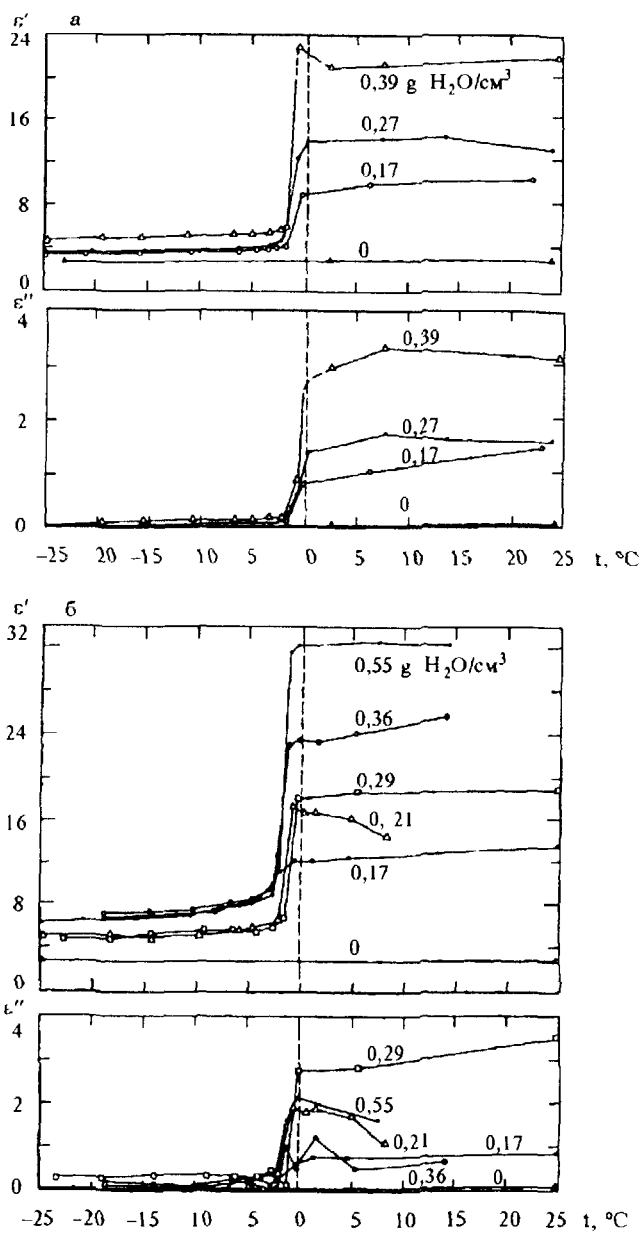


Рис 81 Температурная зависимость диэлектрических свойств мерзлого золотого песка (а) и лесса (б) при различных влажностях на частоте 0,5 ГГц

то время как для мерзлого песка они практически прекращаются при $t = -10 - 15^\circ\text{C}$. Отметим, что температурный интервал интенсивных фазовых переходов для обоих типов грунтов, согласно рассматриваемым данным, практически одинаков. Мерзлый песок также характеризуется меньшими величинами ϵ' при одинаковых (или близких) значениях влажности с лессом. Это отражает факт меньшего содержания незамерзшей жидкой фазы в мерзлом песке при фиксированных температурах. Значения фактора потерь ϵ'' в мерзлом состоянии очень малы и практически не меняются в интервале $-2 \div -25^\circ\text{C}$, что указывает на преобладающий вклад в высокочастотные диэлектрические потери примесного льда, формирующегося в мерзлом грунте. В целом значения ϵ' для обоих грунтов определяются содержанием в основном жидкой фазы, а в мерзлом состоянии еще и льдистостью. Эта закономерность четко получена лишь для образцов песка (см. рис. 81а). Для лесса (см. рис. 81б), например, значения ϵ' в мерзлом состоянии для образцов с $W = 17\%$ оказались больше чем с $W = 21 - 29\%$, и практически одинаковы с $W = 55\%$, что требует проверки.

На рис. 82 представлены результаты измерений $\epsilon(t)$ для трех глинистых грунтов, полученные Дж. Олифантом [270] также методом ТДР примерно на той же частоте, что и предшествующие данные. Эти результаты хорошо иллюстрируют закономерное влияние на $\epsilon'(t)$ фазового состава и W_c . Предложенная автором теоретическая модель (формула смеси) оказалась вполне подходящей (сплошные линии на рис. 82) для каолинита и в меньшей степени для мерзлой глины и суглинка, в особенности при значительных W_c . Определенное недоумие вызывает то, что согласно этим данным, при $t \approx -10 \div -15^\circ\text{C}$ при всех W_c имеются постоянные значения $\epsilon'(t)$, т.е. в глинистых породах как бы завершились фазовые переходы. По-видимому, это указывает на ограничение чувствительности метода ТДР к объемному содержанию незамерзшей воды.

Таким образом, можно считать, что температурная зависимость диэлектрических свойств мерзлых грунтов обусловлена изменением их фазового состава, а также электрических релаксационных спектров незамерзшей жидкой фазы и конституционного льда, что оказывает существенное влияние на частотах ниже 10^5 Гц. В результате в этой области частот наблюдается более сложная температурная дисперсия диэлектрических свойств мерзлых грунтов и льдов, которая отражает преобразование релаксационных процессов при изменении самого материала. Мерзлая среда при каждой фиксированной отрицательной температуре переходит в новое состояние вследствие изменения строения ДЭС, т.е. количества незамерзшей воды, ее энергетической структуры и степени дискретности ее объемного распределения. На высоких частотах температурная зависимость ϵ' и ϵ'' упрощается, однако детальные измерения вблизи 0°C пока не производились.

Для пресного поликристаллического льда при температурах,

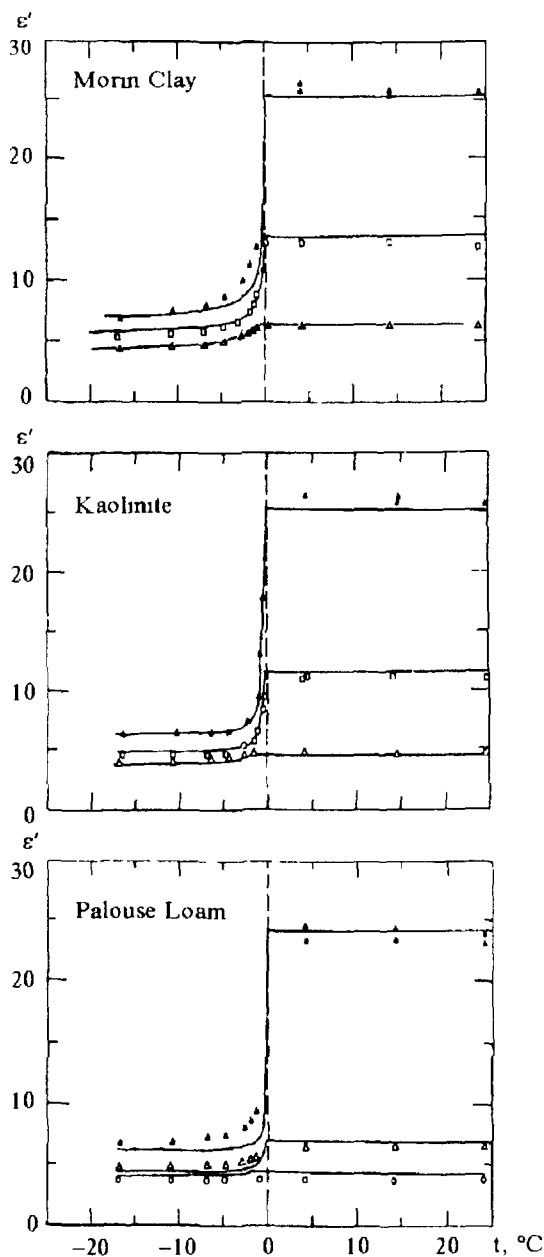


Рис 82 ϵ' мерзлых глинистых грунтов при различных температурах и W_c ▲ - 28%, ◻ - 20%, Δ - 10%, ○ - возд.-сухой, линии - результаты расчета по формуле смеси для сферических включений

близких к точке плавления, также возможна высокотемпературная область дисперсии, связанная с содержанием жидкой фазы. При более низких температурах превалирует влияние изменения свойств самих кристаллов льда вследствие уменьшения интенсивности диффузионных процессов, снижения подвижности дислокаций, точечных дефектов и т.п.

Для засоленных мерзлых грунтов, а также соленого и морского льда температурная зависимость $\epsilon'(t)$ и $\epsilon''(t)$ на низких и средних частотах еще более сложна, так как, помимо содержания жидкой фазы, значительное влияние на их физические свойства оказывают солевой состав и концентрация порового раствора, выпадение кристаллогидратов и др., что требует специального рассмотрения (см. п. III.7).

III.5. Зависимость от влажности и минерального состава

Влияние влажности и минерального состава скелета на электрические свойства в переменных полях особенно важно учитывать для сильно пористых песчано-глинистых грунтов. Поскольку при переходе в мерзлое состояние наибольшим изменениям подвержена жидкая фаза среды, следует иметь достаточно ясные представления о ее влиянии на электрические свойства при начальных условиях, т.е. при положительных температурах.

В талом состоянии для влажных кварцевых песков и глинистых грунтов выявлена характерная зависимость диэлектрической проницаемости ϵ' от влажности [64, 65, 143 и др.]. Показано, что ϵ'_3 закономерно увеличивается при возрастании влажности, причем малые значения влажности характеризуются более резкими изменениями ϵ'_3 при низких частотах, а большие — при высоких.

На рис. 83 приведены наши данные о частотной зависимости ϵ'_3 и ρ'_3 образцов кварцевого люберецкого песка фракции 0,1–0,5 мм, исследованных в диапазоне от 20 Гц до 10 МГц при $t = +20^\circ\text{C}$. Ход частотных зависимостей для всех изучавшихся образцов при любых значениях влажности качественно сходен с зависимостью, вытекающей из теории неоднородных диэлектриков. Однако для каждой разновидности грунта наблюдаются характерные особенности частотной дисперсии электрических свойств. Можно выделить (см. рис. 83) две группы дисперсионных кривых, отражающих определенное различие частотных зависимостей. К первой группе относятся данные, полученные на воздушно-сухих и слабо-влажных ($W_0 < 0,5\%$) образцах (кривые 2–4), для которых характерно монотонное понижение ϵ'_3 с ростом частоты (в звуковом диапазоне) и приближение к высокочастотной асимптоте на частотах 10^4 – 10^5 Гц. Повышение влажности в пределах этой группы мало влияет на величину ϵ'_3 в высокочастотной части диапазона, но при низких частотах приводит к десятикратному ее увеличению.

Приближения кривых ϵ_3' к низкочастотной асимптоте не получено, хотя у кривой 4 такая тенденция наблюдается.

Ко второй группе можно отнести кривые, характеризующие частотную зависимость электрических параметров более влажных образцов ($W_0 \geq 1\%$; кривые 5–9), для которых наблюдается типичная область дисперсионного перехода ϵ_3' с выходом к низкочастотной и высокочастотной асимптотам. Для этой группы характерна более сильная дифференциация по ϵ_3' в зависимости от влажности в области высокочастотных (динамических) значений – в 6–8 раз (см. рис. 83, кривые 6–9) и сравнительно малые различия в области

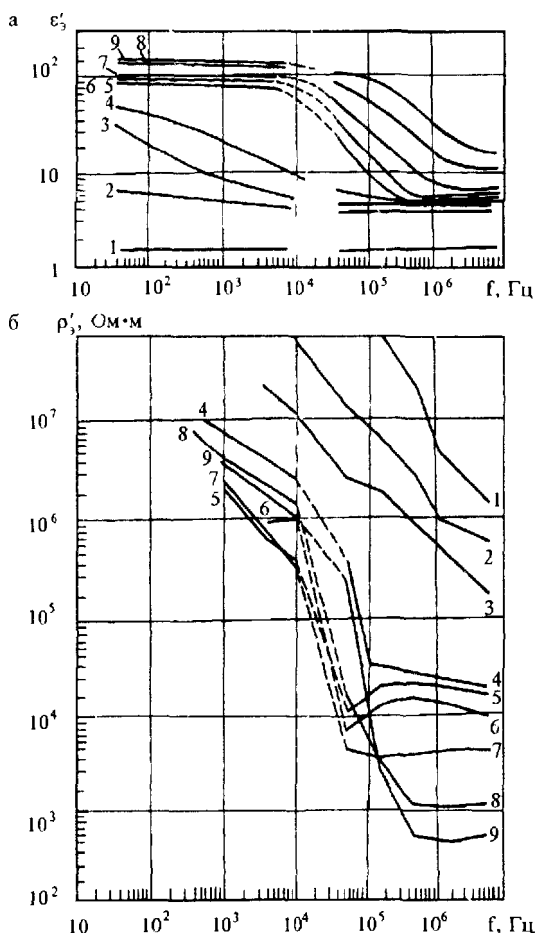


Рис. 83 Зависимости ϵ_3' – (а) и ρ_3' – (б) кварцевого песка от частоты при различных влажностях: 1 – воздушный конденсатор; 2 – песок воздушно-сухой; 3–9 – влажность массовая, равная, соответственно, 0,1; 0,2; 1; 2,5; 6; 10 и 15%

квазистатических значений — в 1,5–2 раза. Кривые ϵ_3'' и $\text{tg} \delta$ для этой группы имеют ясно выраженный максимум, который оказывается более широким и несколько сдвинутым в область высоких частот при большей влажности, а $\rho_3'(f)$ характеризуется (см. рис. 83) приближением к высокочастотной асимптоте и уменьшением наклона на низких частотах. Частота максимума ϵ_3'' в этой группе возрастает с повышением влажности от $5 \cdot 10^4$ до $(2 \div 3) \cdot 10^5$ Гц.

На рис. 84 приведены для сравнения частотные характеристики электрических свойств песка, глин и некоторых песчано-глинистых смесей при фиксированной влажности $W_0 = 10\%$. Эти примеры показывают, что, хотя и наблюдаются общие черты частотной зави-

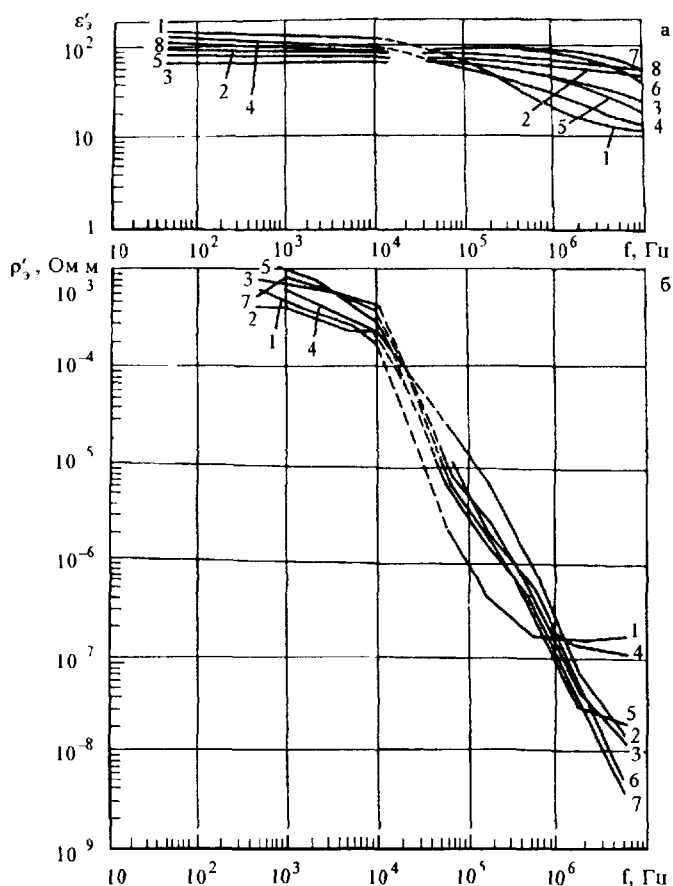


Рис 84 Частотные зависимости ϵ_3' (а) и ρ_3 (б) песчано-глинистых пород (влажность 10%) 1 — кварцевый песок, 2 — каолин, 3 — монтмориллонит, 4–8 — смеси каолина с песком, при объемном содержании каолина, соответственно 5, 10, 15, 20 и 50%

симости электрических параметров грунтов различного состава минеральной матрицы, количественные различия совершенно очевидны. Данные для образцов глин свидетельствуют, что для них область дисперсионного перехода ϵ_3' сдвинута в сторону высоких частот и находится примерно в диапазоне $10^7 \div 10^8$ Гц. С увеличением влажности эта область сдвигается к более высоким частотам. Характер частотной дисперсии электрических свойств песчано-глинистых смесей оказывается промежуточным по сравнению с установленным для каолина и песка, причем различия проявляются только при слабоглинистом песке. С повышением глинистости до 15–20% и более ϵ_3' смеси (см. рис. 84) мало отличается от величины чистого каолина. Параметры, характеризующие диэлектрические потери ϵ_3'' и $\operatorname{tg} \delta$ в глинах, не достигают максимума вплоть до частоты 10^7 Гц, а ρ_3' не приближается к высокочастотной асимптоте, что также свидетельствует о необходимости расширения частотного диапазона исследований для глинистых грунтов до 10^9 Гц. Для песка получены достаточно четкие максимумы ϵ_3'' и $\operatorname{tg} \delta$ на частотах $\sim 0,2$ и $\sim 0,6$ МГц, причем $(\operatorname{tg} \delta)_{\max} \approx 1$, а на частотах 10^7 и 10^8 Гц его значения $\leq 0,1$.

Анализ полученных данных позволяет заключить, что дисперсия электрических свойств влажных песчано-глинистых грунтов обусловлена состоянием порового раствора. Различная степень увлажнения обуславливает разные частотные зависимости ϵ_3' и разные ее статические и динамические значения. Эти особенности могут быть в первом приближении объяснены изменением подвижности ионов и диполей для поровой воды, находящейся в разных структурных состояниях, а также влиянием проводимости на поляризуемость. Величина низкочастотных значений ϵ_3' кварцевого песка в зависимости от степени влажности меняется от 7 до 150 и более (при диэлектрической проницаемости сухого грунта около 3–4). Это неоспоримо свидетельствует о том, что в грунте, помимо молекулярной (ориентационной) поляризации воды, имеет место объемная поляризация за счет несвободной проводимости (см. п. III.1).

При малых значениях влажности диэлектрическая проницаемость грунта относительно мала, время релаксации поляризации велико, и дисперсионный переход ϵ_3' смещен в область более низких частот (см. рис. 83, кривые 2–4). Это свидетельствует о том, что подвижность ионов в дискретных скоплениях жидкой фазы небольшая и миграция ионов происходит в основном за счет поверхностной проводимости вблизи зерен минеральной матрицы песка. Тем не менее на низких частотах вклад эффекта макродипольной поляризации очень большой, т.к. значения ϵ_3' , например, на частоте 10^3 Гц (см. рис. 83, кривые 3, 4) достигают 9 и 25 при влажности, соответствующей объемному содержанию жидкой фазы всего $\sim 0,2$ и $0,35\%$.

С ростом влажности породы получает развитие ДЭС, а затем появляется определенное количество “свободной” воды, что приво-

дит к последовательному увеличению электрических моментов макродиполей и возрастанию ϵ_3' породы. Для песка ϵ_3' на низких частотах становится больше 80 при влажности $\sim 1\%$ и с дальнейшим увеличением влажности возрастает до 150 и более, в зависимости от гранулометрического состава. Для глин и глинистых грунтов, у которых удельная поверхность и адсорбционная активность стенок пор и капилляров значительно больше, чем у песков, ϵ_3' становится более 80 при влажности $\sim 10\%$.

С увеличением влажности наблюдается также уменьшение эффективного времени релаксации процессов поляризации, а следовательно, и сдвиг дисперсного перехода ϵ_3' в сторону более высоких частот. Крутизна кривых ϵ_3' в области дисперсионного перехода зависит, по-видимому, от степени электрической однородности материала. Так, при малых значениях влажности кварцевого песка (0,05–0,15%) имеет место более разнородная в электрическом отношении система: скелет породы–жесткосвязанная вода–рыхлосвязанная вода. При увеличении влажности и развитии диффузной части ДЭС роль жесткосвязанной воды уменьшается, подвижность ионов увеличивается, влияние “макродиполей” на поляризацию породы возрастает и при определенной степени ее увлажнения становится преобладающим. Дальнейшее увеличение влажности приводит к заметному удельному влиянию поляризации “свободной” воды, что вновь повышает электрическую неоднородность системы. Последнее, при прочих равных условиях, приводит к расширению области распределения времен релаксации, что обуславливает более растянутый дисперсионный переход ϵ_3' от статического к динамическому значению. Наиболее растянут дисперсионный переход ϵ_3' при малых влажностях (см. кривые 3 и 4 на рис. 83), т.е. электрическая неоднородность системы скелет–жидкая фаза наибольшая. С увеличением W_c наблюдается возрастание крутизны кривых ϵ_3' (см. рис. 83, кривые 5–6) в области дисперсионного перехода, что соответствует сужению диапазона времен релаксации. При дальнейшем увеличении влажности вновь происходит некоторое уменьшение крутизны спада ϵ_3' (см. рис. 83, кривые 7–9), т.е. расширение диапазона времен релаксации, но не столь сильное, как при малой влажности.

На рис. 85 приведен пример специального анализа зависимости диэлектрической проницаемости ϵ_3' кварцевого песка от *объемной влажности* на различных частотах. Из данных рис. 85 видно, что на низких частотах, когда основное влияние на величину эффективной диэлектрической проницаемости оказывает механизм “макродиполя”, зависимость $\epsilon_3'(W_v)$ (две верхние кривые) полностью соответствует представлениям, развитым в п. III.1. На высоких частотах (три нижние кривые), когда преобладает релаксационный компонент ориентационной молекулярной поляризации, заметное возрастание ϵ_3' имеет место только при

значительной влажности (появлении относительно “свободной” воды с $\epsilon \approx 80$). При промежуточных частотах зависимость $\epsilon'_3(W_v)$ более равномерная, так как влияние обоих компонентов поляризации примерно одинаково. Из полученных данных следует важный вывод о том, что диэлектрическая влагометрия маловлажных сред может осуществляться с достаточной точностью только на низких частотах – до $\sim 10^4$ Гц. Для кварцевого песка это $W_v \leq 1 \div 2\%$, когда поровая влага находится в состоянии связанной воды в виде дискретизированных ДЭС. Для глинистых пород подобная ситуация будет, по-видимому, при больших W_v , в зависимости от их $S_{уд}$ и адсорбционной активности.

Так, для изученной фракции песка удельная поверхность порового пространства $S_{уд} \approx 0,1 \text{ м}^2/\text{см}^3 = 10^{11} \text{ мкм}^2/\text{см}^3$ и при объемной влажности $2 \div 3\%$, удельный объем воды равен $(2 \div 3) \cdot 10^{10} \text{ мкм}^3/\text{см}^3$. Следовательно, средняя толщина ДЭС оказывается равной $\sim (2 \div 3) \cdot 10^{-1} \text{ мкм}$, а с учетом островного характера адсорбции – $1 \div 0,1 \text{ мкм}$, что хорошо согласуется с данными работ [118, 126 и др.]. Приведенные на рис. 85 результаты являются определенным базовым эталоном зависимости $\epsilon'(W_v)$ для оценки объемного содержания жидкой фазы в диэлектрической влагометрии, в том числе и мерзлых песков (см. п. VI.5). Отметим, что полученная нами зависимость высокочастотных значений ϵ'_3 от W_v (на частоте $5 \cdot 10^6$ Гц, рис. 85) подтвердилась во многих последующих работах, например, по влагометрии методом ТДР [207] талых эоловых

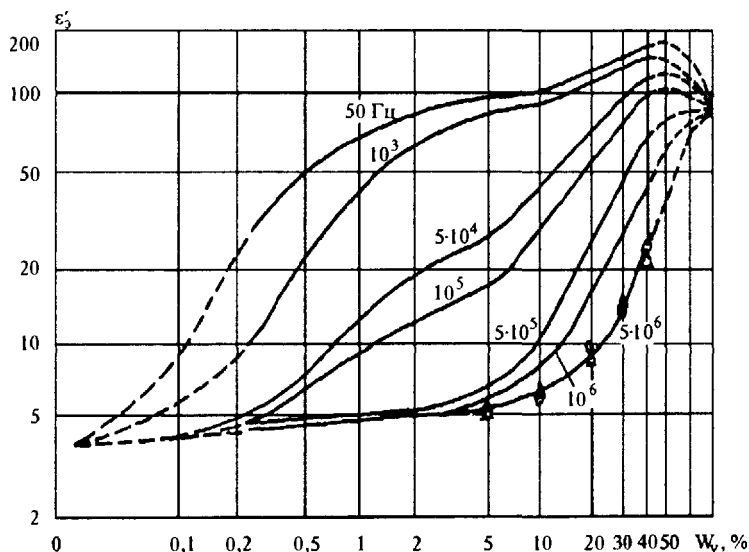


Рис. 85. Зависимость ϵ'_3 кварцевого песка от объемной влажности при различных частотах (Δ и $\circ$ – см. в тексте)

песков и даже глинистых грунтов [270] на частоте ~ 500 МГц (см треугольники и кружки на рис. 85).

Объединяя результаты наших экспериментов по определению ϵ_3' мелкозернистого влажного кварцевого песка в диапазоне $5 \cdot 10^1 \div 5 \cdot 10^6$ Гц с данными лабораторных измерений методом ТДР С.Аркона и А.Деланея [207] для эолового песка и лесса, охватывающими интервал частот $5 \cdot 10^7 \div 5 \cdot 10^9$ Гц, можно составить общую картину частотной дисперсии песчано-глинистых грунтов при положительных температурах в интервале $10 \div 10^{10}$ Гц (рис. 86). Отметим хорошее соответствие в области близких частот и влажностей, которое получено (табл. 4), несмотря на разные генезис, степень чистоты и гранулометрический состав изученных образцов песка, а также различную методику и точность измерений.

Таким образом, для влажного песчаного грунта при $t \approx +20^\circ\text{C}$ выделяются две области частотной дисперсии: а) в интервале частот

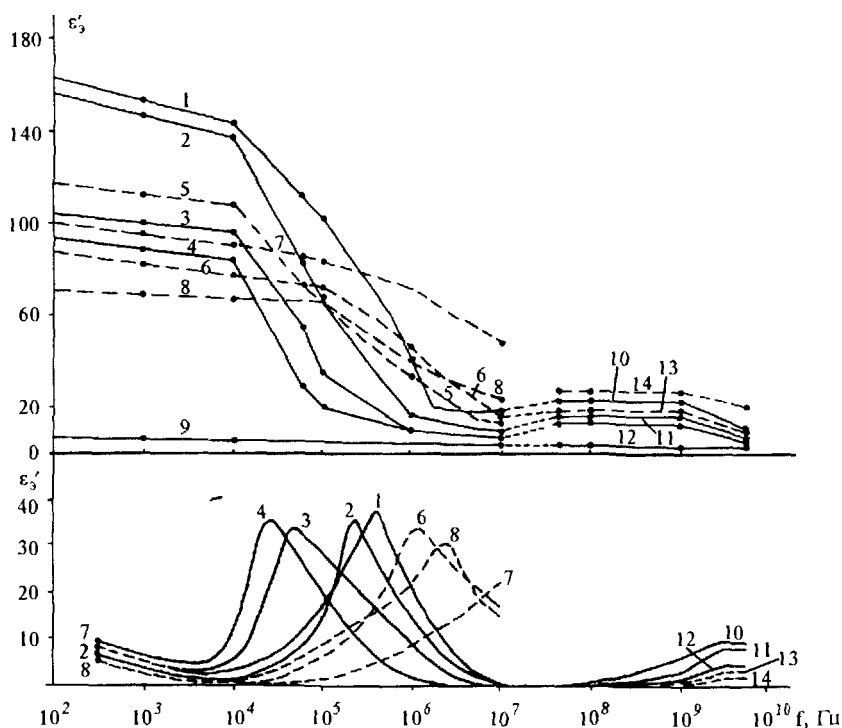


Рис 86 Сводные данные о частотной дисперсии диэлектрических свойств песчано-глинистых грунтов разной влажности (W_v) 1, 2, 3, 4 – люберецкий кварцевый песок, $W_v = 38, 25, 12$ и 6% , 10, 11, 12 – эоловый песок, $W_v = 39, 27, 17\%$, 9 – песок воздушно-сухой, 5, 6, 7, 8 – кварцевый песок + 5% каолина, + 10% каолина, чистый каолин и монтмориллонит, для всех $W_v = 25\%$, 13, 14 – лёсс $W_v = 17, 36\%$

Данные по [64, 154], частота $5 \cdot 10^6$ Гц		Данные по [207], частота $5 \cdot 10^7$ Гц	
W_v	ϵ_3'	ϵ_3'	W_v
Воздушно-сухой	3,4	2,9	Воздушно-сухой
12	8	10	17
24	12	13	27
37	20	22	39

$<3 \cdot 10^6$ Гц, которая описана выше и обусловлена сменой доминирования макродипольного механизма поляризации (низкие частоты) дипольно-релаксационным (частоты $\sim 10^5 \div 10^6$ Гц), при этом значения ϵ_3' в зависимости от влажности изменяются от $8 \div (200-300)$ до $4 \div 22$; б) в интервале частот $5 \cdot 10^8 \div 10^{11}$ Гц, что уже связано с переходом к преобладающему влиянию атомно-молекулярной релаксации воды и сопровождается заметным уменьшением ϵ_3' и максимумом ϵ_3'' , достигающим $4 \div 10$ на частоте ~ 3 ГГц [207]. В интервале частот $5 \cdot 10^6 \div 5 \cdot 10^8$ Гц ϵ_3' остается постоянной величиной, определяемой влажностью грунта. Зависимость (возрастание) ϵ_3' от влажности на этих частотах почти одинаковая.

Для глинистых влажных грунтов в широком интервале частот и влажностей нет данных для ϵ_3' близких составов минеральных матриц. Однако общая картина частотной дисперсии ϵ_3' сходная. Сопоставление имеющихся данных указывает на наличие также двух основных областей частотной дисперсии, отличительными чертами которых являются: а) сдвиг интервала первой области дисперсии к более высоким частотам; б) большие, по сравнению с песком, постоянные значения ϵ_3' (при одинаковых влажностях) в интервале $10^8 \div 10^9$ Гц. Эти характерные черты вполне соответствуют теоретическим положениям п. III.1.

Мерзлые грунты. При каждом фиксированном значении отрицательной температуры в породах определенного литологического состава и влажности устанавливается характерное динамическое равновесие между количеством льда и незамерзшей воды (порового раствора), а также определенный тип криогенной текстуры. Это определяет степень неоднородности системы, а следовательно, характер дисперсии электрических свойств и значения характеристик электрической и механической релаксации. Поэтому важно исследовать частотную и температурную зависимости электрических свойств влагосодержащих песчано-глинистых грунтов в мерзлом состоянии. Данные этих исследований, помимо самостоятельного значения (определение характеристик мерзлых грунтов), позволят более глубоко проанализировать общую зависимость электрических свойств пород от влажности, так как процесс промерзания грунта

в принципе близок к процессу его обезвоживания. В мерзлых грунтах, с достаточно замкнутым поровым пространством, путем понижения температуры можно добиться состояния грунта с очень малым содержанием незамерзшей воды.

Результаты измерения на относительно низких частотах (1–10 кГц) величин ϵ'_s и ϵ''_s образцов мерзлого кварцевого песка фракции 0,1–0,25 мм массивной криогенной текстуры в широком интервале суммарной влажности представлены в виде диаграмм на рис. 87, по которым можно отметить следующие особенности:

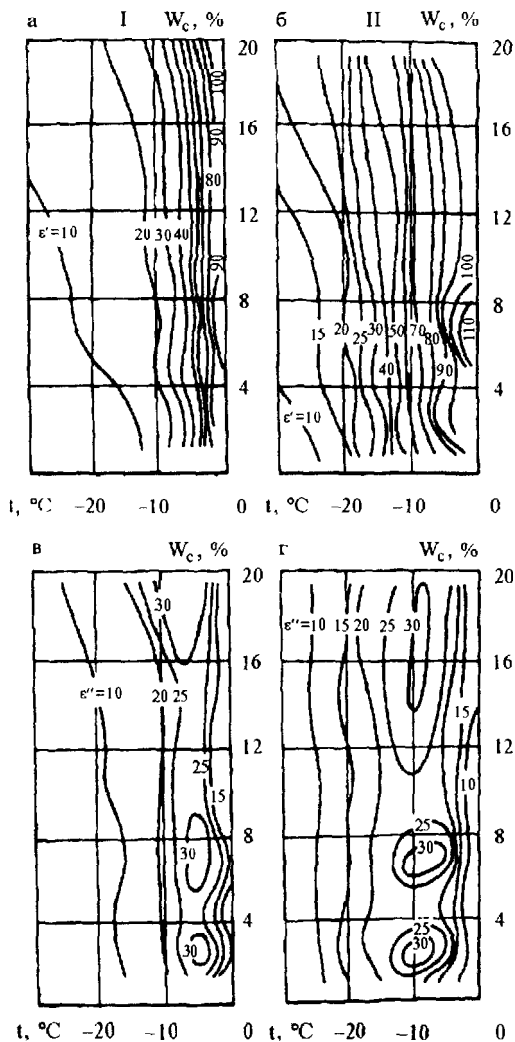


Рис. 87. Зависимости ϵ'_s (а и б) и ϵ''_s (в и г) мерзлого песка от температуры и суммарной влажности: I – $f = 6,8$ кГц; II – $f = 1,5$ кГц

– диэлектрическая проницаемость ϵ_3' увеличивается при увеличении суммарной влажности (льдистости), однако эти изменения в мерзлых песках значительно меньше, чем в талых;

– относительное изменение ϵ_3' (до приближения к асимптотическим значениям) на высоких частотах меньше, чем на низких;

– максимум коэффициента диэлектрических потерь ϵ_3'' практически не зависит от суммарной влажности (льдистости), вплоть до температуры завершения фазовых переходов в данном грунте, ниже которых влияние лдистости становится заметным.

Эти особенности можно объяснить, исходя из рассмотренных зависимостей для талых пород, когда ϵ' определяется эффективной поляризуемостью системы: минеральный скелет–связанная вода с распределенными в ней ионами – “свободная” вода в порах. Если считать, что первые два компонента имеются и в мерзлом песке, то большие изменения ϵ_3' в зависимости от влажности, наблюдаемые для талых пород, вызываются большим влиянием содержания “свободной” воды. При отрицательной температуре количество незамерзшей воды в мерзлом песке в первом приближении не зависит от заданной суммарной влажности, и при одной и той же температуре и пористости образцов песка различной лдистости оно примерно одинаково. Поскольку поляризуемость незамерзшей воды оказывает определяющее влияние на величину ϵ_3' , то изменения суммарной влажности (льдистости) не вызывают значительных относительных изменений ϵ_3' . При достаточно низких температурах количество незамерзшей воды пренебрежимо мало, и поляризуемость грунта определяется свойствами льда, т.е. влияние лдистости становится более заметным. Анализ экспериментов с мерзлым песком при различной суммарной влажности показывает, что относительные изменения ϵ_3' за счет увеличения лдистости мерзлого песка при $t = -20^\circ\text{C}$ и ниже примерно вдвое больше, чем вблизи 0°C . Так, например, ϵ_3' при $t = -22^\circ\text{C}$ возрастает в изученном диапазоне изменения суммарной влажности в 2–3 раза, а при $t = -(1 \div 3)^\circ\text{C}$ всего в 1,5 раза и менее. При низкой частоте в случае $t \approx -(1 \div 5)^\circ\text{C}$ – максимальные значения ϵ_3' наблюдаются не только при наибольшей величине $W_c \approx 19\%$, но и при среднем ее значении (порядка $6 \div 8\%$). Этот максимум сглаживается и пропадает при понижении температуры ниже -10°C , а также при увеличении частоты поля. На частотах выше $15 \div 25$ кГц зависимость $\epsilon'(W_c)$ хорошо аппроксимируется монотонно возрастающими, почти прямолинейными графиками (рис. 88,б), при увеличении W_c от малых значений до насыщения пор. Величины статической диэлектрической проницаемости ϵ_s мерзлых песков различной влажности при температурах $0 \div -10^\circ\text{C}$ изменяются мало при сравнительно высоких значениях ($\epsilon_s \approx 80 \div 120$). Причем большие значения соответствуют большей лдистости. Уменьшение величины ϵ_s мерзлого песка с понижением температуры обусловлено вымерзанием жидкой фазы, а более высокие значения ϵ_s в случае повышенной лдистости при

низкой температуре связаны, по-видимому, с возрастанием статической проницаемости льда. Данные об изменении коэффициента диэлектрических потерь ϵ_3'' мерзлого песка от влажности показывают, что она не оказывает существенного влияния вплоть до низких температур. Это связано с тем, что суммарные диэлектрические потери определяются, в первую очередь, неидеальной поляризуемостью и электропроводностью незамерзшей воды до тех пор, пока ее количество не станет пренебрежимо мало. При достаточно низ-

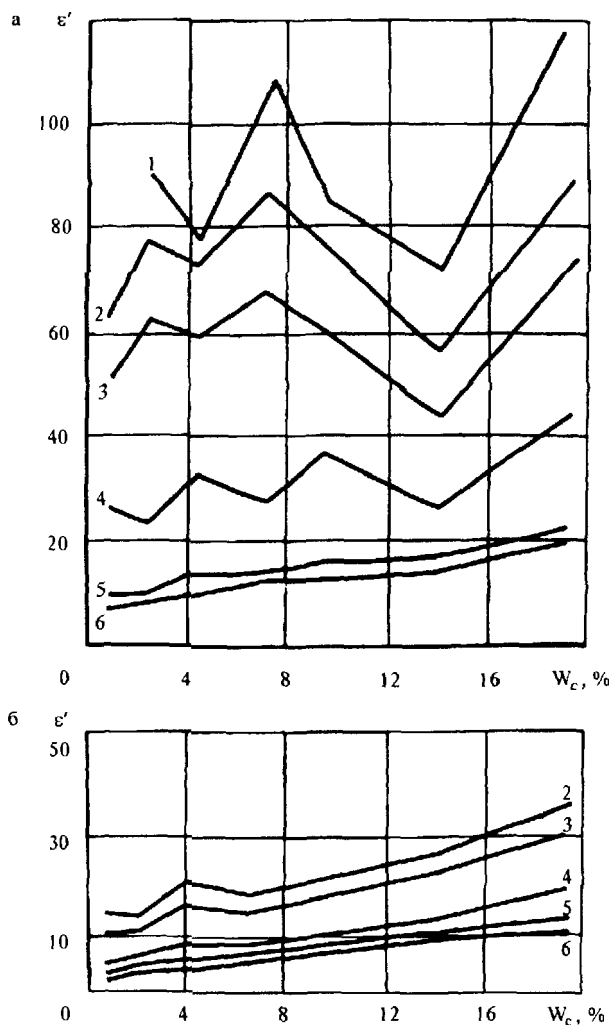


Рис 88 Зависимость ϵ' мерзлого песка от суммарной влажности W_c а - $f = 3,3$ кГц, б - $f = 25$ кГц, 1-6 - температура, соответственно: -1, -3, -5, -10, -17, -22°C

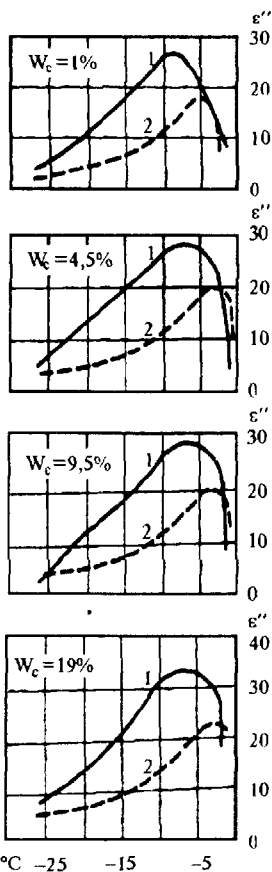
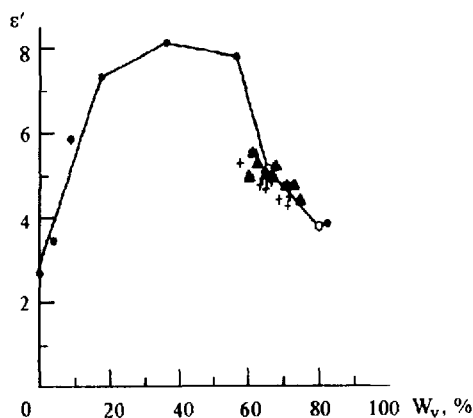
Рис. 89. Температурная зависимость ϵ'' мерзлого песка при различной влажности: 1 - $f = 3,3$ кг/г; 2 - $f = 11,5$ кг/г

кой температуре преобладают потери в поровом льду, и значение ϵ_3'' немного увеличивается при большой льдистости (рис. 89).

Для глинистых мерзлых грунтов подобных экспериментальных данных практически нет.

Сопоставив результаты, полученные при измерениях на образцах и в естественных условиях путем радиолокационного просвечивания между скважинами (глубина ~ 12 м) и в туннеле, пройденном в мерзлой толще (Аляска, Фэрбенкс) примерно на той же глубине, С. Аркон и А. Деланей [195, 196] установили четко выраженную зависимость ϵ' мерзлого лесса от льдистости на частоте 500 МГц (рис. 90). Эти экспериментальные данные для мерзлого глинистого грунта хорошо соответствуют высказанным выше общезначимым представлениям. Возрастание льдистости $>40 \div 50\%$ приводит к заметному уменьшению объемного содержания минеральной матрицы грунта, а следовательно, W_n и ϵ' . Возрастание ϵ' при увеличении W_v до 40% связано с уменьшением содержания воздуха в порах. Причина практически одинаковых значений ϵ' при температурах -7°C и $-0,7 \div -1^\circ\text{C}$ (см. крестики и треугольники на рис. 90) осталась невы-

Рис. 90. Зависимость высокочастотной диэлектрической проницаемости мерзлого лесса от объемной льдистости. Сплошная кривая - результаты (при $t \approx -7^\circ\text{C}$) лабораторных измерений, $f = 500$ МГц ($\circ$) и данные по радиопросвечиванию в туннеле ($\circ$); $\blacktriangle$ и $+$ - данные по межскважинному радиопросвечиванию (частота максимума импульса ≈ 100 МГц, $t \approx -0,7 \div -1^\circ\text{C}$)



ясненной. Возможно, она связана с различной криотекстурой искусственно изготовленных лабораторных образцов и грунта в мерзлом массиве. Отметим, что эти данные для столь широкого интервала льдистости одного и того же грунта пока единственные.

С целью определения степени **влияния минералогического состава** скелета на диэлектрические свойства параметры мерзлых грунтов нами проведено изучение диэлектрической проницаемости и коэффициента потерь образцов песка, каолина и их смесей. Влажность образцов составляла 5%, температура изменялась от 0 до -63°C (рис. 91). Анализ приведенных данных позволяет выделить следующие особенности зависимости диэлектрических свойств от процентного содержания глинистого материала в мерзлом грунте:

– диэлектрическая проницаемость ϵ_3' при фиксированной температуре возрастает с увеличением содержания глинистого материала в смеси;

– низкотемпературные значения ϵ_3' для всех смесей примерно одинаковы ($\epsilon_n \approx 5$);

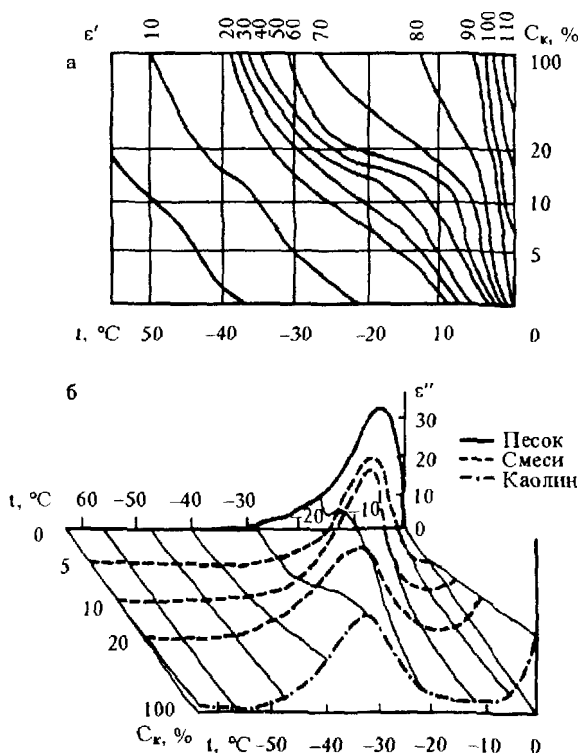


Рис 91 Изменение диэлектрических свойств мерзлой породы в зависимости от степени глинистости ($f=3,3$ кГц) ϵ' – (а); ϵ'' – (б), C_k – объемное содержание каолина в смеси

– максимум величины ϵ_3'' при увеличении содержания каолина сдвигается в область более низких температур;

– при содержании каолина в смеси более 5% уже отмечается начало выхода к высокотемпературному максимуму ϵ_3'' ; образцы с таким содержанием каолина характеризуются наличием перегиба на графиках $\epsilon_3'(t)$ при температуре около $-(10 \div 25)^\circ\text{C}$, т.е. по электрическим свойствам у них появляются особенности глинистого грунта;

– при содержании каолина в мерзлой песчано-глинистой смеси более 20–30% электрические свойства ее практически такие же, как и у чистого мерзлого каолина, что согласуется с результатами подобных экспериментов при положительной температуре (см. рис. 84).

Эти особенности соответствуют принятой нами гипотезе о преобладающем влиянии фазового состава мерзлого грунта на его электрические свойства. Количество незамерзшей воды зависит, в частности, от удельной поверхности породы: в каолине оно больше, чем в песке. При понижении температуры или уменьшении величины удельной поверхности породы (в данном случае – снижение процентного содержания глинистого материала) количество незамерзшей воды в ней уменьшается, что приводит к меньшим значениям ϵ_3' .

Низкотемпературные величины ϵ_3' можно определить по формулам для смесей, например (III.7), так как количество незамерзшей воды в этом состоянии пренебрежимо мало. Количество льда во всех образцах при одинаковой влажности примерно одинаково, поэтому различия в значениях ϵ_3' изучаемых смесей обусловлены только разницей диэлектрических свойств кварца и каолина, которая невелика.

Максимум ϵ_3'' определяется эффективным временем релаксации грунта, которое, в первую очередь, связано с макродипольной поляризуемостью незамерзшей воды и зависит от концентрации и подвижности в ней ионов при данной температуре. Так как при одинаковой температуре количество и толщина диффузных частей ДЭС незамерзшей воды в каолине значительно больше, чем в песке, а в смесях имеет промежуточные значения, максимум коэффициента потерь при фиксированной частоте поля по мере увеличения содержания каолина в смеси должен сдвигаться в сторону низких температур, что и подтверждается экспериментом (рис. 91б).

В заключение можно отметить:

- Электрические свойства песчано-глинистых грунтов в переменных электромагнитных полях определяются общей влажностью, а также состоянием порового раствора, которое зависит от литологических и структурно-текстурных особенностей грунта, минерализации поровой влаги и температуры.

- Зависимость диэлектрических свойств мерзлых песков от суммарной влажности выражена слабее, чем у талых, в особенности

при измерениях на низких частотах в диапазоне относительно высоких отрицательных температур. При низкой температуре, когда количество незамерзшей воды в мерзлых грунтах становится пренебрежимо мало, и при высоких частотах, когда эффекта макродипольной поляризации практически нет, имеет место более четкая пропорциональность ϵ_3' и ϵ_3'' льдистости.

• Влияние минеральной матрицы ПКС на диэлектрические свойства песчано-глинистых мерзлых грунтов определяется, в первую очередь, содержанием и состоянием незамерзшей воды при фиксированной температуре в грунтах различного состава. Таким образом, измерение диэлектрических свойств не позволяет однозначно определять состав грунта по абсолютным значениям ϵ_3' и ϵ_3'' , но их частотно-температурная зависимость дает возможность косвенно судить о степени дисперсности и минеральном составе скелета грунта.

III.6. Характеристики процессов электрической релаксации

Характеристики электрической релаксации определяются с помощью уравнений, описывающих изменения электрических свойств мерзлых грунтов в зависимости от частоты и температуры (см. п II.4. и III.4.). Коэффициент потерь ϵ_3'' криогенных пород имеет максимум, соответствующий определенной температуре при фиксированной частоте и определенной частоте при фиксированной температуре. Это следует из соотношения $\omega \approx \frac{2\pi}{\theta_3(t)}$. Зная координату

максимума ϵ_3'' по оси частот или температур (соответствующую значению $\omega\theta_3 \approx 1$), нетрудно определить эффективное (наиболее вероятное) время релаксации θ_3 при отдельных фиксированных температурах. Однако в этом случае характеризуется не весь интервал изучаемых температур, а лишь та его часть, в пределах которой при заданных частотах измерений имеет место максимум ϵ_3'' . Например, при измерениях на частотах от 1,5 кГц до 1,5 МГц можно по максимуму ϵ_3'' охарактеризовать зависимость эффективного времени релаксации от температуры для мерзлых песков примерно в пределах $0 \div -8^\circ\text{C}$, для мерзлых глинистых пород — от 0 до $-(35 \div 40)^\circ\text{C}$, а для пресного льда — до -20°C . Кроме того, при несимметричном распределении времени релаксации степень асимметрии распределения (коэффициент $\beta \neq 1$) существенным образом влияет на сдвиг максимума ϵ_3'' (частоты дисперсионного перехода) в область более высоких частот (рис. 92). Из рисунка, а также формул (II.62)–(II.66), следует, что в этом случае при определении θ_3 по частоте максимума ϵ_3'' необходимо вводить поправку за сдвиг его по оси частот в зависимости от величины β , по крайней мере, при $\beta \leq 0,5$. Таким образом, для получения данных о θ_3 мерзлых грунтов при понижении их температуры необходимы измерения

$\epsilon',$ и $\epsilon'',$ при все более низких частотах, что технически осуществить не всегда возможно.

Поэтому нами была разработана другая методика определения температурной зависимости θ_3 , основанная на применении релаксационного уравнения (III.29). С помощью этого уравнения можно рассчитать значения $\epsilon', \epsilon'(t), \epsilon''(t)$ и $\theta_3(t)$ во всем интервале температур исследования. Так, для $\epsilon'(t)$ и $\epsilon''(t)$ справедливы уравнения (III.30) и (III.31), при совместном решении которых относительно

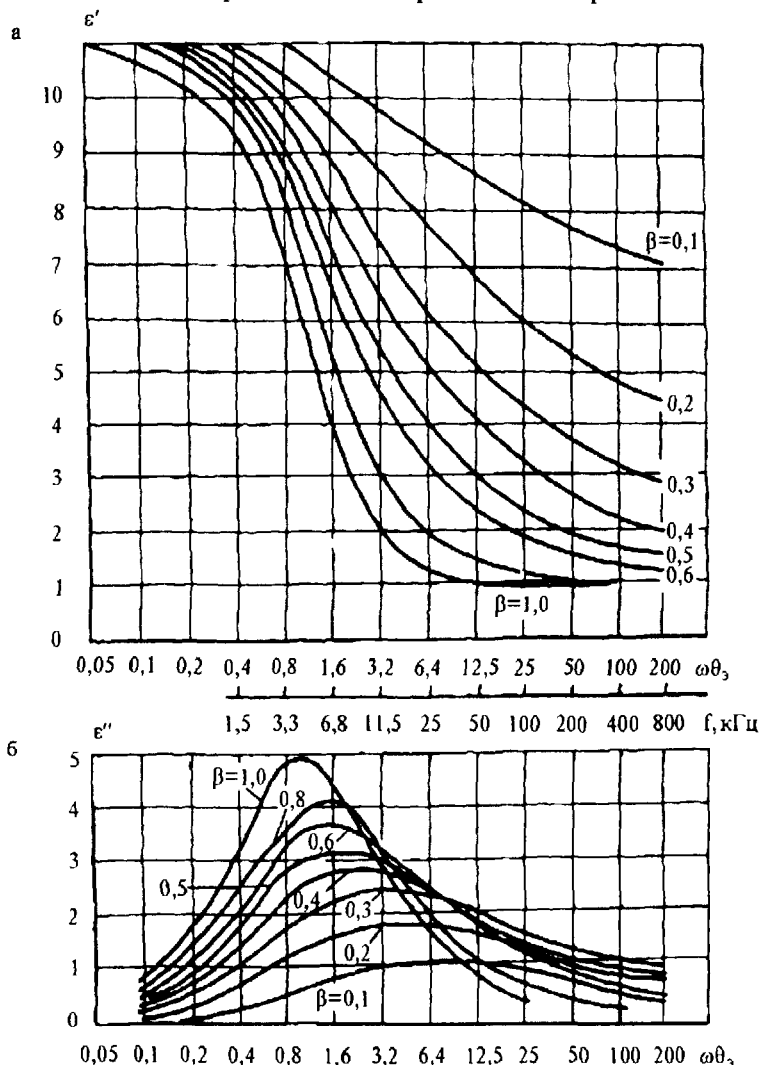


Рис. 92. Влияние несимметричного распределения времен релаксации (рассчитано для значений $\beta = 0,1 \div 1$) на частотные зависимости ϵ' — (а) и ϵ'' — (б)

параметра x получаем соотношение, позволяющее по измеренным значениям ϵ' и ϵ'' при данной частоте ω и при температуре t рассчитывать значения эффективного времени релаксации $\theta_s(t)$ при той же температуре:

$$\lg \theta_s(t) = \frac{\lg \epsilon''(t) - \lg \left\{ [\epsilon'(t) - \epsilon_n] \cos \frac{\alpha\pi}{2} - \epsilon''(t) \sin \frac{\alpha\pi}{2} \right\} - (1 - \alpha) \lg \omega}{1 - \alpha}. \quad (\text{III.34})$$

По уравнению (III.34) можно определять эффективное время релаксации, а следовательно, эффективную частоту релаксации системы кварц-вода-лед, либо лед-вода (жидкая фаза) при любой температуре по данным измерений, выполненных лишь на одной частоте. Значения $\epsilon'(t)$ и $\epsilon''(t)$, входящие в это уравнение, определяются в результате измерений на фиксированной частоте в выбранном интервале температур, а значения ϵ_n и α получают из диаграммы взаимозависимости $\epsilon'(t)$ и $\epsilon''(t)$.

В более тонкодисперсных мерзлых грунтах (глинах, суглинках), изменение диэлектрических свойств которых характеризуются двумя температурными интервалами аномальной дисперсии (см. п. III.4), вышеописанную методику применяют для каждого температурного интервала, определяя ϵ_n и α_2 или ϵ_n и α_1 . В высокотемпературном интервале дисперсии в случае малых значений коэффициента β необходимо вводить поправку на сдвиг максимума ϵ'' от координаты $\omega\theta_s = 1$ в соответствии с рис. 92, поскольку уравнение (III.34) получено в предположении, что такого сдвига нет.

Несомненный интерес представляет изучение характера *распределения времен релаксации* процессов поляризации в мерзлых грунтах при изменении их температуры и состава. Рассмотрим на основе имеющихся теоретических предпосылок (см. п. II.4) методику расчета функции распределения времен релаксации. В зависимости от особенностей механизмов поляризации, частотные изменения комплексной диэлектрической проницаемости в различных материалах описываются, как было показано, уравнениями, справедливыми для четырех выделенных типичных случаев (п. II.4).

Рассмотрим второй и третий случаи, для которых предложены удовлетворительные функции (II.60) и (II.65). Так, при симметричном распределении времен релаксации относительно наиболее вероятного времени θ_m подходит функция распределения плотности вероятности времен релаксации (II.60), либо подобная ей функция Фуосса-Кирквуда, которая может быть записана следующим образом:

$$F(\theta) = \frac{b}{\pi\theta} \cdot \frac{\cos \frac{b\pi}{2} \cdot \text{ch} by}{\cos^2 \frac{b\pi}{2} + \text{sh}^2 by}, \quad (\text{III.35})$$

$$\text{где } b = \frac{1 - \alpha}{\sqrt{2} \cdot \cos \frac{(1 - \alpha) \pi}{4}}; \quad y = \ln \frac{\theta}{\theta_m}.$$

Существующие методики расчета с использованием этой функции [201 и др.] недостаточно удовлетворительны и громоздки. Нам представляется, что физически более наглядным является не плотность вероятности, а вероятность, т.е. распределение самих времен релаксации. Поэтому целесообразно преобразовать формулу (III.35) для нахождения функции распределения времен релаксации, т.е. получить решение интеграла:

$$P(\theta) = \int_0^{\theta} F(\theta) d\theta = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^z \frac{cdz}{c^2 + z^2}, \quad (\text{III.36})$$

$$\text{где } c = \cos \frac{b\pi}{2}; \quad z = shby; \quad dz = (chby) \cdot bdy = bchby \frac{d\theta}{\theta}.$$

Решение интеграла (III.36) имеет вид:

$$P(\theta) = \frac{1}{\pi} \left[\arctg \frac{z}{c} + \frac{\pi}{2} \right] = \frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arctg \left[\frac{\left(\frac{\theta}{\theta_m} \right)^{2b} - 1}{2 \left(\frac{\theta}{\theta_m} \right)^b} \cdot \frac{1}{\cos \frac{b\pi}{2}} \right]. \quad (\text{III.37})$$

Это функция распределения времен релаксации, которую нетрудно вычислить на основании экспериментальных данных, задавая определенные значения отношения θ/θ_m и определяя из диаграммы взаимозависимости ϵ' и ϵ'' угловой коэффициент α , а следовательно, и параметр "b" для конкретных материалов. Вероятность нахождения времени релаксации θ в заданном интервале между θ_1 и θ_2 определяется из соотношения

$$P_{1,2} = P(\theta_2) - P(\theta_1). \quad (\text{III.38})$$

Для описания несимметричного распределения времен релаксации применяют функцию распределения плотности вероятности времен релаксации Коула-Девидсона (II.65):

$$F(\theta) = \begin{cases} \frac{\sin \beta \pi}{\theta \pi} \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_m - \theta} \right)^{\beta} & \text{при } \theta < \theta_m, \\ 0 & \text{при } \theta > \theta_m \end{cases}$$

В соответствии с этим выражением функция распределения времен релаксации определяется для интервала $\theta_m > \theta > 0$.

После преобразований интеграла типа (III.36) с учетом уравне-

ния для $F(\theta)$ получаем в этом случае для функции распределения времен релаксации следующее выражение:

$$P(\theta) = \frac{c}{\beta} \left(\frac{\theta}{\theta_m} \right)^\beta \left[1 - \frac{\beta^2}{(\beta+1)!} \left(\frac{\theta}{\theta_m} \right) + \right. \\ \left. + \frac{\beta^2 (\beta+1)}{(\beta+2)!} \left(\frac{\theta}{\theta_m} \right)^2 - \frac{\beta^2 (\beta+1)(\beta+2)}{(\beta+3)!} \left(\frac{\theta}{\theta_m} \right)^3 + \dots \right], \quad (\text{III.39})$$

где $c = \frac{\sin \beta \pi}{\pi}$.

Формула (III.39) представляет собой гипергеометрический ряд, сходящийся абсолютно, поскольку $\left| \frac{\theta}{\theta_m} \right| < 1$.

Вероятность нахождения θ в интервале от θ_1 до θ_2 (при $\theta_m > \theta > 0$) определяется разностью соответствующих вероятностей, аналогично (III.38).

Уравнения (III.34), (III.37) и (III.39) позволяют произвести количественный анализ результатов измерений электрических свойств: определить эффективное (наиболее вероятное) время релаксации и распределение относительно него времен релаксации криогенных пород различного состава, а также их температурную зависимость.

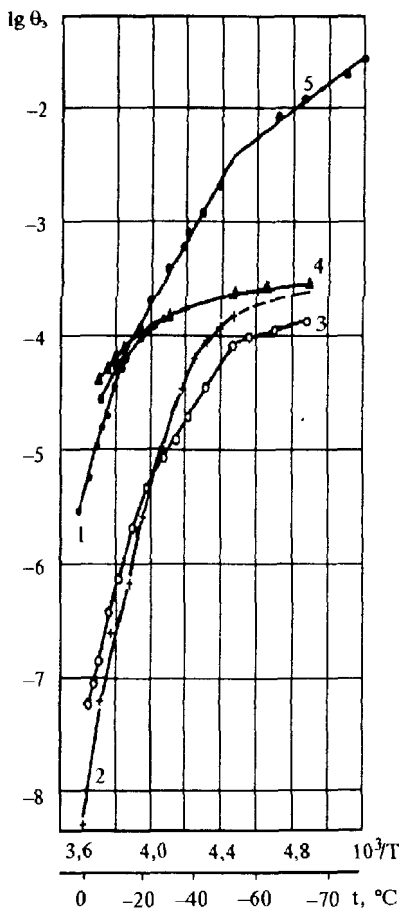
Расчеты, выполненные по уравнению (III.34) с использованием результатов наших измерений $\epsilon'(t)$ и $\epsilon''(t)$ мерзлых песчано-глинистых грунтов и имеющихся данных по пресным льдам при различной частоте и температуре, позволили впервые определить температурные зависимости $\theta_3(t)$ для соответствующих криогенных пород и сопоставить их с данными для льда. Значения $\theta_3(t)$, рассчитанные по величинам $\epsilon'(t)$ и $\epsilon''(t)$, полученным при различных частотах, имеют хорошую сходимость (в пределах 2σ), что подтверждает целесообразность применения формулы (III.34) и основанной на ней методики определения $\theta_3(t)$. Следует отметить, что среднесарифметические значения $\theta_3(t)$, полученные по измерениям на разных частотах звукового диапазона, практически не зависят от льдистости мерзлого грунта. Это еще раз свидетельствует о том, что в криогенных породах при относительно высокой отрицательной температуре преобладающее влияние на процессы электрической релаксации (поляризуемость) оказывает незамерзшая вода с распределенными в ней ионами и, в частности, подвижность ионов в этом растворе. В первом приближении можно считать, что количество незамерзшей воды и ее состояние определяются особенностями минеральной матрицы грунта и при каждой фиксированной температуре практически не зависят от льдистости.

На рис. 93 показаны температурные зависимости $\theta_3(t)$ пресного льда и пресных мерзлых грунтов — песка, каолина и суглинка (рассчитанные по вышеописанной методике). Из рисунка видно,

Рис 93 Эффективное время электрической релаксации криогенных пород в зависимости от температуры. 1 – песок, 2 – каолин, 3 – суглинок, 4 – лед из водопроводной воды, 5 – лед из дистиллированной воды

что в процессе охлаждения криогенной породы и вымерзания незамерзшей воды θ_3 монотонно возрастает. В случае мерзлого песка кривая $\theta_3(t)$ совпадает с соответствующей кривой для пресного льда (кривая 4) при температуре около -30°C . Это свидетельствует о том, что система лед-незамерзшая вода в мерзлом кварцевом песке при -30°C перешла в состояние, аналогичное (по протеканию процессов электрической релаксации) с пресным поликристаллическим льдом. Для каолина и суглинка такого совпадения кривых $\theta_3(t)$ со льдом в пределах температур наших измерений не получено. Хотя соответствующие кривые при $t \approx -(60 \div 70)^\circ\text{C}$ близки (см. рис. 93), однако система лед-незамерзшая вода в глинистых грунтах отличается от пресного поликристаллического льда несколько меньшим временем релаксации, а следовательно, и большей подвижностью молекул. Последнее обусловлено большим содержанием незамерзшей воды в глинистых грунтах и, по-видимому, большей подвижностью ионов в приконтактных слоях порового льда.

Характер графиков $\theta_3(t)$ для мерзлых грунтов различного минералогического состава и криогенной структуры свидетельствует о существенно разном энергетическом состоянии (подвижности) содержащейся в них незамерзшей воды. Время релаксации мерзлых глинистых грунтов вблизи 0°C на два-три порядка меньше, чем мерзлого песка. Значения θ_3 , полученные для изучаемых грунтов путем экстраполяции графиков в область положительной температуры, хорошо согласуются с результатами измерений диэлектрических свойств талых песчано-глинистых пород (см. п. III.5). Кроме того, характер графиков $\theta_3(t)$ позволяет выделить для каждой криогенной породы ряд температур, при которых имеет место заметный



излом кривых, т.е. полученные зависимости $\theta_3(t)$ можно представить в виде ломаных кривых, каждый из отрезков которых характеризует релаксационный процесс со своей энергией активации. Значения эффективных энергий активации можно оценить по наклону соответствующих отрезков, если считать, что выполняется закон Аррениуса. Полученные таким путем значения, характеризующие в первом приближении ряд процессов электрической релаксации в изученных криогенных породах, приведены в табл. 5.

Таблица 5

Криогенная порода	Значения $t^\circ\text{C}$ для W_a (ккал/моль)				
	(I) 50 ± 5	(II) 25 ± 2	(III) $10 \pm 1,5$	(IV) $5 \pm 0,5$	(V) $3 \pm 0,3$
Пресный лед*	—	—	—(2–10)	—(10–25)	—(30–50)
Мерзлый песок	—(0–4) —(1–5)**	—(3–12) —(5–15)**	—(12–17)	—(17–25) —(16–30)**	—(30–50)
Каолин	—(2–10)	—(10–30)	—(30–50)	—	—(50–70)
Суглинок	—(2–10)	—(10–30)	—(30–50)	—	—(50–70)
* — из водопроводной воды					
** — по данным второго цикла наших исследований					

Как следует из табл. 5, в изученном диапазоне температур для криогенных пород можно выделить пять дискретных интервалов характеризуемых различными значениями энергии активации. При этом, несмотря на недостаточность экспериментальных данных, отчетливо выявляется закономерность убывания энергии активации с понижением температуры. Это можно интерпретировать как изменение преобладающих механизмов, обуславливающих процесс поляризуемости криогенной породы в связи с изменением ее фазового состава. Так, при достаточно низкой температуре $-(30 \div 70)^\circ\text{C}$, по-видимому, у любых криогенных пород имеет место один — V механизм с энергией активации около 3 ккал/моль, что можно объяснить [210] миграцией точечных дефектов и примесных ионов во льду. Третий механизм с энергией активации примерно 10 ккал/моль обусловлен, по-видимому, совместным влиянием проводимости и поляризации. Механизм IV ($W_a \approx 5 \div 6$ ккал/моль) является переходным между III и V, а механизмы I и II с величиной W_a , равной соответственно 50 и 25 ккал/моль, очевидно, связаны главным образом с влиянием проводимости (в доменах ограниченных размеров) на процесс поляризации. Увеличение энергии активации примерно в 2 раза при переходе от III механизма к II и от II к I можно объяснить существенным увеличением сечения скоплений жидкой фазы (токового канала) в домене (ячейке) и подвижности ионов при повышении температуры мерзлой породы. В

этом случае быстрота разделения объемного заряда (возникновение макродиполей) за интервал времени около $\frac{2\pi}{\omega}$ должна значительно возрасти, что приводит к резкому уменьшению времен релаксации и, следовательно, к увеличению крутизны наклона графика температурной зависимости времен релаксации, а значит, и определяемой W_1 .

Приведенные на рис. 93 и в табл. 5 данные о температурной зависимости времен релаксации и энергии активации электрической поляризации в мерзлых песчано-глинистых грунтах были получены нами впервые. Имеющиеся в литературе результаты отдельных экспериментов на мерзлых образцах монтмориллонита дали значения энергии активации $\sim 12-14$ ккал/моль при температурах выше -70°C , что не противоречит нашим данным. Во втором цикле наших исследований (см. п. III.3) энергии активаций оказались близкими, но значения времен релаксации пресных мерзлых песков получились примерно на два порядка больше, чем на рис. 93 (кривая 1), т.е. выше чем θ , поликристаллического льда [159]. Последнее не нашло удовлетворительного объяснения, т.е. необходимы дальнейшие экспериментальные исследования, которые позволят получить дополнительные данные и провести более детальный анализ процессов поляризации. Особенно необходимо выполнение тщательных и детальных измерений в интервале температур вблизи 0°C при точной фиксации температуры через $0,1 \div 0,05^\circ\text{C}$, а также для глин при низких температурах $-(50 \div 120)^\circ\text{C}$.

Помимо определения эффективного времени релаксации, по уравнению (III.39) и значениям коэффициента β , полученным по диаграммам Коул-Коула при различной температуре измерений (см. п. III.3), было рассчитано распределение времен динамической электрической релаксации для мерзлых грунтов. Примеры полученных результатов представлены в виде гистограмм вероятности нахождения θ в заданном интервале (рис. 94, 95) и графиков функции распределения $P(\theta)$ (рис. 96) для мерзлого песка и суглинка.

Характерной установленной особенностью является значительное сужение области распределения θ при понижении температуры. Так, например, если вероятность нахождения θ в интервале от θ_m до $0,1 \theta_m$ для песка влажностью 4,5% при температуре $t = -2,2^\circ\text{C}$ составляет 33,6%, то при -9°C она равна 69% (см. рис. 94). Подобные изменения ширины области распределения θ имеют место и при других значениях суммарной влажности мерзлого песка. Для глинистых грунтов, хотя и имеет место аналогичная тенденция, однако сужение области распределения растянуто на гораздо более широкий интервал температур (см. рис. 95), что соответствует кинетике фазовых превращений в тонкодисперсных грунтах. Пороховый раствор в зависимости от его концентрации, температуры и степени дисперсности грунта характеризуется определенным набором процессов поляризации с различным временем релаксации. Поэтому при относительно высокой температуре мерзлого грунта,

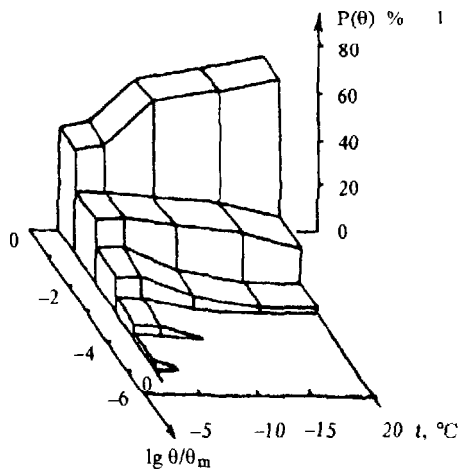
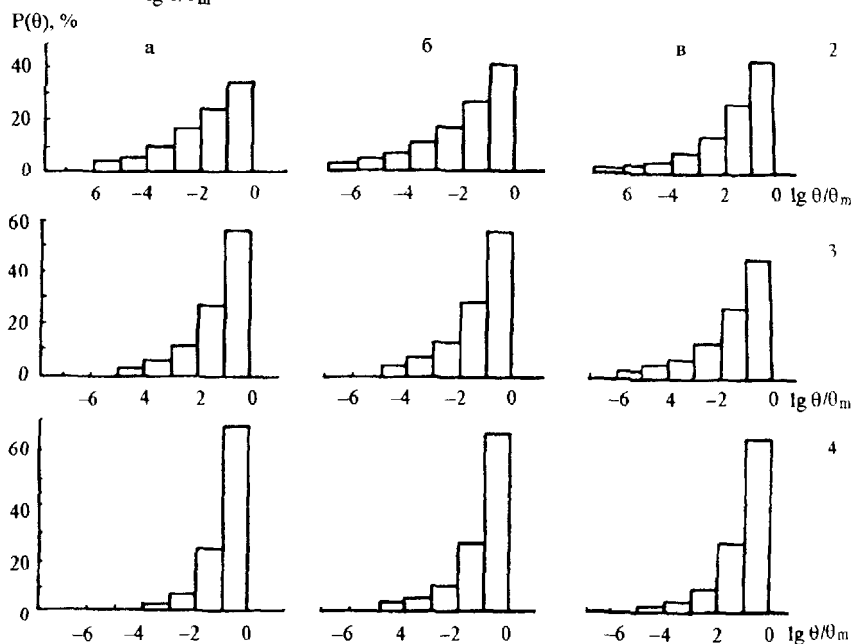


Рис 94 Гистограммы вероятности распределения времен релаксации мерзлого песка при различной температуре и влажности а - $W_c = 4,5\%$, б - $9,4\%$, в - 19% , 1 - сводная, 2 - при $t = -2,2^\circ\text{C}$, 3 - при $t = -5^\circ\text{C}$, 4 - при $t = -9^\circ\text{C}$



когда незамерзшая вода содержится в достаточно большом количестве (развита диффузная часть ДЭС), область распределения θ широкая. Понижение температуры приводит к уменьшению количества незамерзшей воды, переходу ее в дискретное (островное) распределение, т.е. к большей однородности ее энергетической структуры. Это, естественно, вызывает сужение области распределения времен релаксации. В пределе должна получиться весьма узкая область распределения θ , характеризующая релаксационные свойства, близкие к поликристаллическому льду. Так вероятность

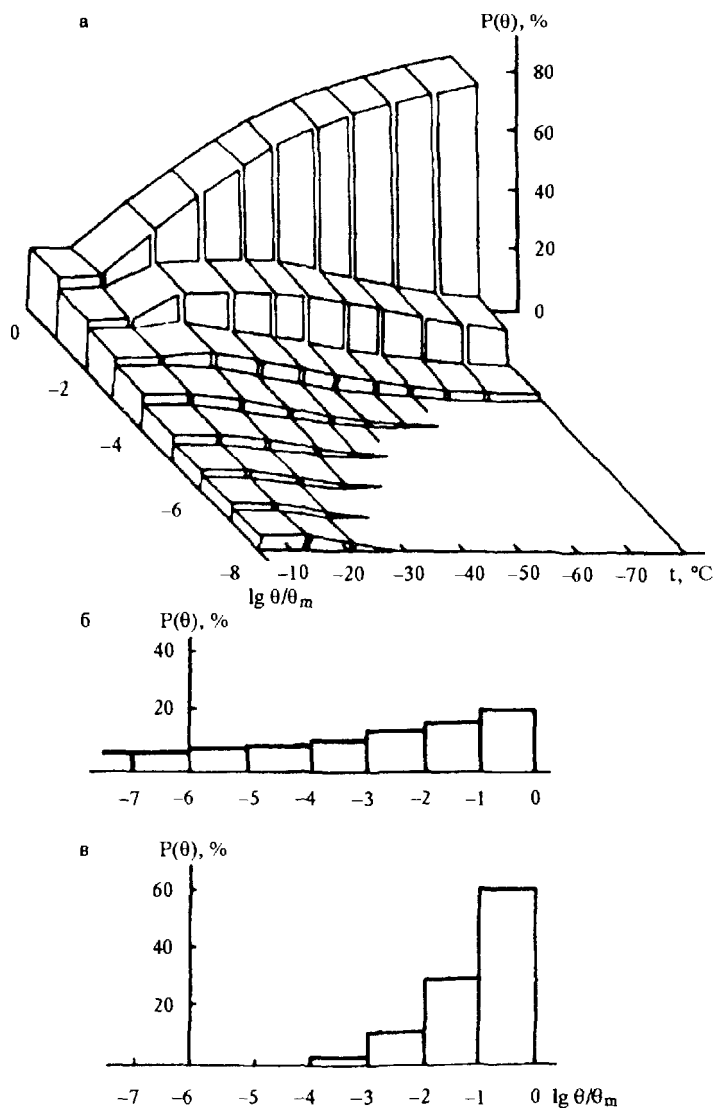


Рис. 95. Гистограммы вероятности распределения времен релаксации мерзлого суглинки ($W_c = 18\%$) при разной температуре: а – сводная; б – при $t = -10^\circ\text{C}$, в – при $t = -50^\circ\text{C}$

нахождения θ в интервале от θ_m до $0,1\theta_m$ достигает более 85% в мерзлом песке примерно при -20°C , а суглинке – при -70°C . Дальнейшее понижение температуры вплоть до практического завершения фазовых преобразований в этих грунтах приведет к еще большему сужению области распределения θ .

Второй отличительной чертой является слабая зависимость распределения θ от суммарной влажности (льдистости) мерзлого песка (см. рис. 94). Это еще раз подтверждает вывод о том, что релаксационные свойства системы незамерзшая вода–лед определяются в первую очередь поляризуемостью незамерзшей жидкой (квазижидкой) фазы, т.е. подвижностью распределенных в ней ионов, диполей, групп частиц и т.п. Возрастание льдистости приводит, согласно нашей модели (п. III.5), к увеличению θ_3 , так как растут значения ϵ_s и ϵ_d . Однако пока остается невыясненной разница в энергетических состояниях жидкой фазы вблизи поверхности зерен льда и силикатов.

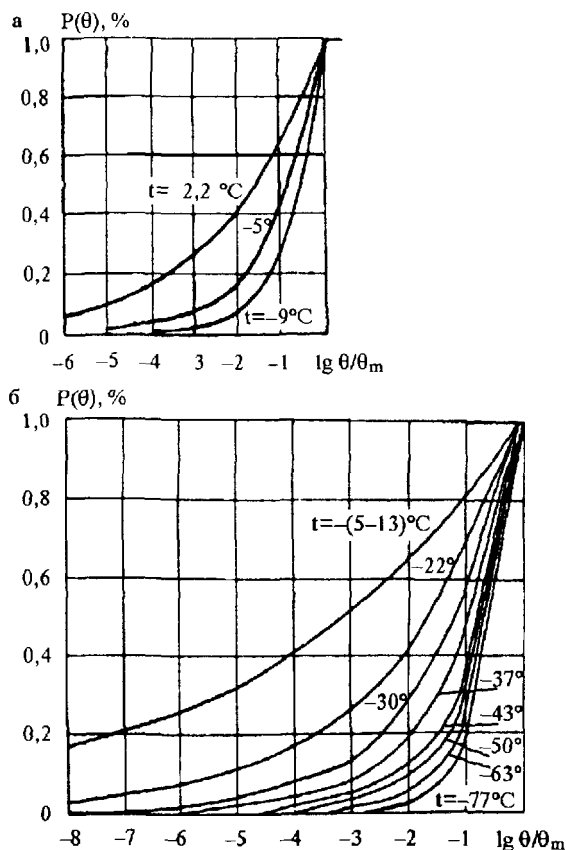


Рис. 96 Функции распределения времен релаксации мерзлых пород при различной температуре: а – песок ($W_c = 4,5\%$); б – суглинок ($W_c = 18\%$)

По совпадению графиков гистограмм и функций распределения времен релаксации для грунтов различной дисперсности можно делать заключение об аналогичном содержании, состоянии и распределении незамерзшей воды. Так, например (рис. 96), такое совпадение имеет место для графиков мерзлого песка при $-2,2$, -5 и -9°C и мерзлого суглинка примерно при $-(20 \div 23)$, $-(35 \div 40)$ и $-(60 \div 65)^{\circ}\text{C}$, соответственно.

Выводы:

1. Мерзлые грунты характеризуются некоторым распределением времен релаксации процессов электрической поляризации. Это распределение в виде первого приближения удовлетворительно описывается моделью и функцией плотности вероятности Коула-Девидсона, которая преобразована в функцию распределения θ в виде сходящегося гипергеометрического ряда, пригодную для расчетов.

2. Полученные гистограммы вероятности нахождения времен релаксации в заданном интервале и функции распределения хорошо отражают изменения (сужение) области распределения θ при понижении температуры грунта. В пределе (при температурах завершения фазовых переходов и ниже) мерзлые грунты должны характеризоваться в зоне низкочастотного дисперсионного перехода, достаточно узкой областью распределения времен релаксации, сходной с таковой для льда.

3. Мерзлые песчано-глинистые грунты, в отличие от пресного льда, имеют иную температурную зависимость эффективного времени электрической релаксации. Для них выделено несколько релаксационных процессов электрической поляризации с различными значениями эффективной энергии активации, соответствующих определенному содержанию и состоянию жидкой фазы и порового льда в криогенной породе.

4. Изучение характеристик релаксации процессов электрической поляризации в криогенных породах позволяет получать информацию об их фазовом составе и особенно о кинетике его изменения при промерзании или оттаивании, а также выявлять аналогию состояний криогенных материалов различного состава.

III.7. Засоленные криогенные породы

К засоленным криогенным средам относятся льды, мерзлые грунты и породы, содержащие примесные кристаллы (зерна) льда и раствор значительной концентрации (рассол) в межзерновых зонах и в пузырьках внутри кристаллов льда. Они существенно отличаются спецификой фазовых превращений при изменении температуры (в особенности при $t > t_{\text{зп}}$), строением ПККС, содержанием и пространственным распределением жидкой фазы, подвижностью в ней ионов и т.п. (см. п. I.5). Особенности электрических свойств засоленных криогенных пород обусловлены, в первую очередь, ис-

ходной концентрацией и составом замерзающих растворов. Можно выделить следующие группы засоленных криогенных сред:

1. Лед из природной морской воды.
2. Лды из растворов различного ионного состава.
3. Засоленные песчано-глинистые грунты.
4. Засоленные пористые и трещиноватые горные породы.

Каждая из этих групп, наряду с некоторыми общими особенностями электрических свойств, характерными для криогенных засоленных сред в целом, имеет свою специфику. Следует отметить, что, несмотря на многие десятки публикаций по изучению электрических свойств этих сред, имеющиеся к настоящему времени данные представляют собой лишь первый этап исследований. Выделенные четыре группы изучены крайне неравномерно. Большинство работ содержат сведения об электрических свойствах льдов из морской воды и из растворов ряда солей и кислот. Весьма ограниченное число исследований посвящено изучению свойств соленых дисперсных грунтов и горных пород. При этом совсем мало работ по изучению их электрических свойств в широком спектре исходных концентраций насыщающих поровых растворов, с учетом критических значений концентраций (п. 1.5) для грунтов различного минерального и гранулометрического состава скелета. Большинство имеющихся данных по электрическим свойствам соленых грунтов и пород получены при насыщении их растворами NaCl. Тем не менее накопленные к настоящему времени сведения представляют значительный научный и практический интерес, так как позволяют, хотя бы в главных чертах, понять общие и частные особенности электрических свойств различных засоленных криогенных материалов.

Общие особенности. Поскольку основным компонентом соленых мерзлых сред являются поровые растворы значительной концентрации, остановимся сначала на их электрических свойствах.

Изменение температуры и концентрации водных растворов обуславливает варьирование многих их параметров: степени диссоциации, вероятности возникновения ассоциатов ионов, вязкости, поверхностного натяжения, структуры растворителя, релаксационного торможения ионов, температуры начала замерзания, характера кристаллизации, формы выпадающих кристаллов, количества и степени дискретизации незамерзшей жидкой фазы и др. Таким образом, происходят сложные физико-химические изменения среды, на которые еще оказывает влияние и ионный состав раствора. Например, раствор NaCl характеризуется большей вязкостью, чем раствор KCl (при $t = 0^\circ\text{C}$ и $C = 1$ моль/л на 20%). В соленых криогенных средах растворы находятся в порах (ячейках) и подвержены воздействию полей поверхностей твердой фазы, что еще больше усложняет ситуацию. Вследствие большой площади поверхности раздела твердое тело—электролит в криогенных породах, в том числе и в поликристаллическом льду различного состава, существенное значение имеет *поверхностная проводимость* σ_n , которая возрастает

тает с увеличением площади поверхности и уменьшением концентрации электролита. Природа поверхностной проводимости связана с избытком концентрации ионов одного знака в диффузной части ДЭС, а также, возможно, и с повышенной тангенциальной подвижностью ионов слоя Штерна [173], если толщина слоя адсорбированной воды больше диаметра двух-трех молекул. Большая вязкость адсорбированной воды, по сравнению со свободной, не оказывает существенного влияния на тангенциальную подвижность ионов, так как они в слое Штерна не гидратированы. Количество незамерзшего раствора в криогенной породе определяется его концентрацией, ионным составом, а также величиной и распределением заряда поверхности твердого скелета. В зависимости от этих факторов подвижность ионов и числа переноса будут различны, что обуславливает особенности протекания электрохимических процессов, а следовательно, электропроводность и поляризуемость криогенных пород.

В первом приближении можно считать, что с повышением концентрации порового раствора в процессе его вымерзания возрастают:

- а) вырождение ДЭС;
- б) поверхностное натяжение и вероятность дискретизации "пленок" жидкой фазы (распад на линзы или капли, соединенные тонкими пленочками);
- в) вязкость раствора;
- г) релаксационное торможение за счет смещения иона в ионной атмосфере (ион-ионное взаимодействие), которое уменьшается с ростом частоты приложенного электрического поля, т.е. при малых смещениях ионов;
- д) вероятность возникновения ассоциатов ионов: двойников, а затем и тройников;
- е) изменение структуры растворителя;
- ж) отклонения условий, характера и режима кристаллизации от известных закономерностей для свободных растворов.

Все эти факторы обуславливают особенности формирования и изменения ПККС, электрических и других свойств соленых криогенных сред. Однако выделение влияния отдельных факторов часто оказывается затруднительным, поэтому ниже мы кратко рассмотрим известные экспериментальные данные.

Установлено [45, 126, 184], что *удельная электропроводность* водных растворов простых электролитов на постоянном токе — (σ_0) зависит от температуры и концентрации. Для раствора фиксированного состава и концентрации понижение температуры (в области $>0^\circ\text{C}$) приводит (ввиду повышения вязкости, т.е. уменьшения подвижности ионов) к некоторому уменьшению его σ_0 . С другой стороны, при фиксированной температуре увеличение концентрации раствора обуславливает увеличение числа подвижных ионов, т.е. возрастание σ_0 . Однако при больших концентрациях (порядка нескольких моль/л), σ_0 раствора начнет уменьшаться за

счет возрастания ион-ионного взаимодействия, приводящего к замедлению движения ионов, а также к их ассоциированию. Здесь следует отметить, что при возникновении заряженных ассоциатов — ионных тройников, возможно вновь некоторое возрастание удельной электропроводности раствора.

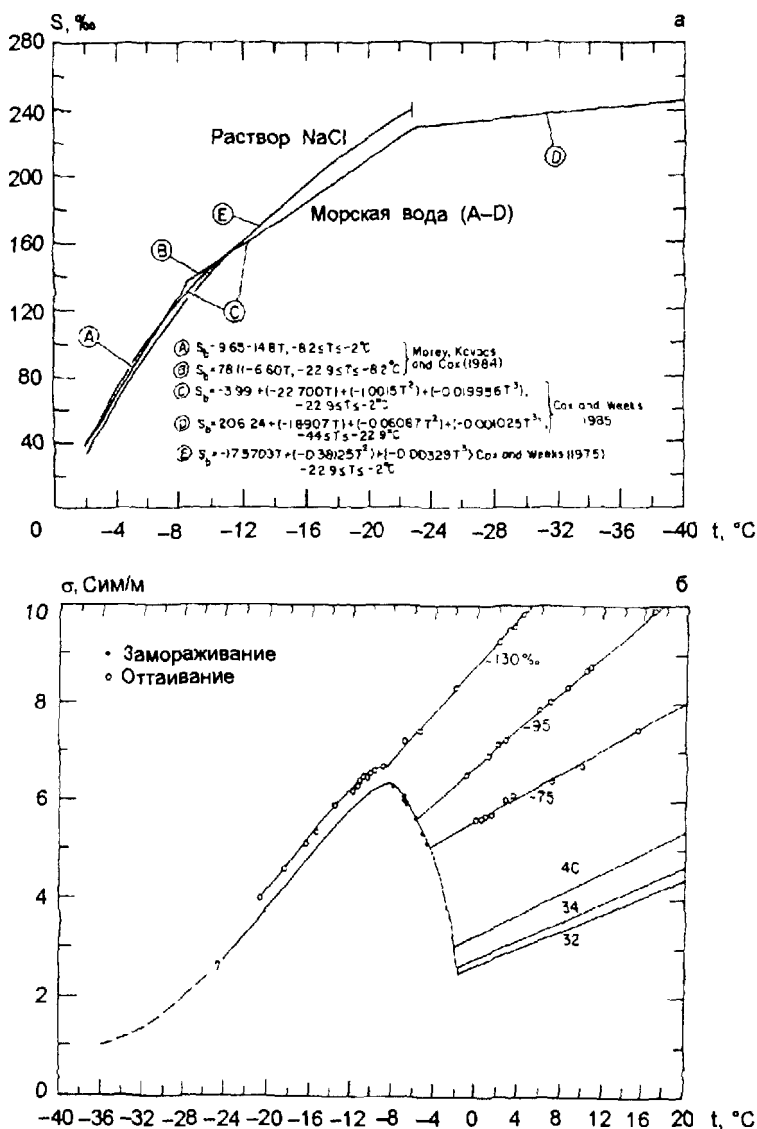


Рис. 97. Изменения в растворе (расsole) в зависимости от температуры: а — концентрация (А-Е — аппроксимации), б — электропроводность на постоянном токе при разных концентрациях (32–34‰ — морская вода, остальное — раствор NaCl)

В случае поровых растворов в криогенной среде изменение температуры сопровождается изменением их концентрации за счет кристаллизации части H_2O . Так, при понижении температуры от точки замерзания концентрация (соленость) порового раствора закономерно возрастает от исходной до эвтектической. Например, для раствора (рассола) $NaCl$ и морской воды получены достаточно надежные корреляционные зависимости (рис. 97а). Таким образом, при понижении температуры криогенной среды, содержащей поровые растворы, их удельная электропроводность $\sigma_{\perp}$ будет уменьшаться за счет температурной зависимости вязкости и возрастать за счет увеличения концентрации ионов и вырождения ДЭС. При этом последнее будет доминировать над первым, вплоть до достаточно высоких концентраций, а для некоторых ионных составов растворов (например, KCl) – почти вплоть до эвтектики [45].

Итак, понижение температуры порового раствора до начала его замерзания будет сопровождаться некоторым, практически линейным, уменьшением $\sigma_{\perp}$. Дальнейшее понижение температуры криогенной среды и возрастание концентрации незамерзшей жидкой фазы должно приводить к увеличению $\sigma_{\perp}$. Исследования, выполненные А.Стогриным [284, 285], О.Ковачем с соавторами [241, 258] для поровых растворов $NaCl$ и морской воды, хорошо подтверждают эти представления (рис. 97б). При этом показано, что для многокомпонентного порового раствора (морской воды) максимум его удельной электропроводности получается при $-8,2^{\circ}C$ (температура выпадения из раствора кристаллов соли Na_2SO_4). Последующее понижение температуры сопровождается уменьшением $\sigma_{\perp}$. По-видимому, в этом случае новая твердая фаза – кристаллогидраты мирабилита – влияет на уменьшение подвижности ионов в оставшемся жидком рассоле, а также на увеличение степени извилистости токовых путей.

Диэлектрическая проницаемость растворов – ϵ_3' с повышением концентрации должна уменьшаться, так как все большее число дипольных молекул растворителя окажется ориентировано (связано) электрическим полем ионов растворенного вещества. В разбавленных растворах ($C < 10^{-3}$ моль/л) этим эффектом реорганизации молекул растворителя можно пренебречь [45], так как доля растворителя, связанного ионами, мала. Согласно экспериментальным исследованиям [186], при изменении концентрации водных растворов $NaCl$ от 0,05 до 5 моль/л при отрицательных температурах высокочастотная ($f \sim 10^{10}$ Гц) ϵ_3' уменьшается от 45 до 20. При этом расширяется область распределения времен релаксации. Для раствора KCl влияние концентрации сказывается слабее. Фактор потерь ϵ_3'' возрастает с ростом концентрации, причем в концентрированных растворах KCl он больше, чем для $NaCl$. С понижением частоты несколько возрастает ϵ_3' , оставаясь затем почти постоянной, а ϵ_3'' резко увеличивается, так как при частотах

$\sim 10^8$ Гц в механизмах потерь в растворах явно доминирует сквозная электропроводность (рис. 98). На более высоких частотах будет преобладать механизм диэлектрических потерь, обусловленных неидеальностью поляризации раствора, который при $C \geq 10^{-2}$ моль/л слабо зависит от изменения концентрации. Рассмотренные основные особенности электрических свойств поровых растворов естественно оказывают влияние на соответствующие свойства содержащих их мерзлых сред.

Для любых засоленных (выше критической концентрации) криогенных пород характерны повышенные значения удельной электропроводности — σ как на постоянном (квазипостоянном) токе, так и в широком диапазоне частот переменных электромагнитных по-

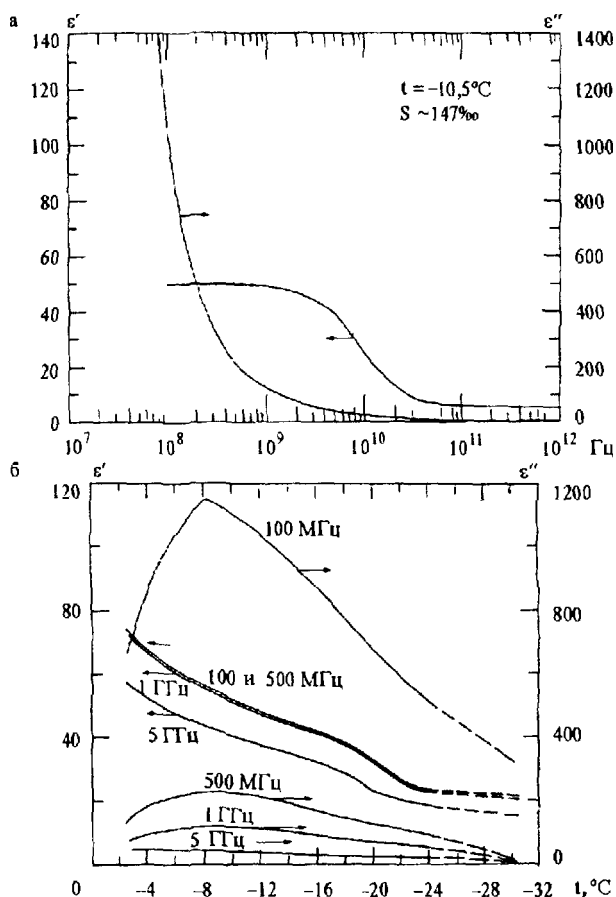


Рис. 98. Модельные расчеты [241] частотной (а) и температурной (б) зависимости диэлектрических свойств раствора NaCl; пунктир — экстраполяция, S — концентрация (соленость) раствора

лей. Существенно иные значения для этих сред имеет и диэлектрическая проницаемость — ϵ_3' , изменения которой с температурой мерзлой соленой среды и частотой электромагнитного поля сильно отличаются от таковых для пресных криогенных пород. Это является следствием: большего содержания (по сравнению с соответствующими незасоленными мерзлыми средами) жидкой фазы при фиксированной температуре, большей удельной электропроводности порового раствора, меньшей степени извилистости пор и капилляров, больших размеров дискретных скоплений незамерзшей жидкой фазы и др.

Качественно указанные отличия соответствуют теоретическим предпосылкам (см. п.п. II.2, 3; III.1). Так, в соответствии с формулой (II.12), увеличение числителя и уменьшение знаменателя приводит к увеличению удельной электропроводности засоленной криогенной среды. То же относится и к эффективной (измеряемой) диэлектрической проницаемости. За счет эффекта “макродипольной поляризации” в доменах жидкой фазы, который будет проявляться до более низких температур, чем в незасоленных мерзлых средах, ϵ_3' соленых криогенных пород должна быть больше, в особенности на относительно низких частотах. Кроме того, определенное влияние на ϵ_3' (ω , t) и σ_3' (ω , t) рассматриваемых сред будут оказывать примесные зерна (и их агрегаты) льда, захватившие в процессе роста ионы солей, пузырьки рассола, а иногда и воздуха. Это влияние может доминировать при низких (ниже эвтектической) температурах и в высокочастотных ($>10^6$ Гц) электромагнитных полях. В целом для частотно-температурных зависимостей σ_3' и ϵ_3' любых засоленных криогенных материалов возможны более широкие интервалы характерных изменений как по t° , так и по ω . При этом аналогия с выводами теории медленного (равновесного) замерзания чистых свободных растворов может быть лишь приближительной, в особенности для морских льдов и соленых мерзлых грунтов, так как процессы замерзания поровых растворов в ограниченных твердой матрицей малых объемах (дискретных доменах незамерзшей жидкой фазы) должны иметь свои отличия.

В самом деле, незамерзший раствор в пористой мерзлой среде находится под воздействием сложных электрических полей поверхностей твердых матриц ПКС соленой криогенной породы: минерального скелета и примесного льда. Эти силовые воздействия искажают структуру раствора и должны изменять условия и кинетику формирования кристаллов льда, кристаллогидратов солей и др. при понижении температуры. Однако количественно эти отличия пока не изучены. То же относится и к замерзанию пузырьков рассола, захваченных зернами льда, которые вымерзают при более низких температурах [61], чем незамерзшая жидкая фаза в межзерновых зонах. Возможно, с этими особенностями замерзания связаны полученные в ряде экспериментальных работ аномально большие значения электрических параметров соленых льдов и мерзлых грунтов

по сравнению с пресными при температурах, ниже эвтектической для соответствующих составов растворов. В случае многокомпонентных поровых растворов (например, морская вода) имеется определенная последовательность эвтектических температур. В некотором интервале около каждой из них возникают переходные состояния, когда кристаллизация льда и солей особенно отличаются от таковых в свободном однокомпонентном растворе. Влияние же зерен примесного льда и кристаллов солей поровых растворов с более высокой эвтектической температурой на последующее вымерзание растворов других ионных составов практически не изучено. Каковы особенности строения ПККС, формирующейся в процессе последовательного вымерзания растворов со все более низкой $t_{эв}$ и как это влияет на изменение электрических характеристик незамерзшей жидкой фазы, также специально не изучалось. Даже для льдов из морской воды, для которых хорошо известна фазовая диаграмма, дающая общие представления о процессах фазовых преобразований при понижении температуры, а также значительное число исследований их микроструктуры (многие работы В. Уикса, Б. А. Савельева и ряда других авторов), систематизированных данных об особенностях формирования ПККС в различных температурных интервалах и в широкой гамме солёности льда практически нет. Лишь в некоторых экспериментах получены характерные изломы кривых $\epsilon_3(t)$ и $\sigma_3(t)$, соответствующие фазовой диаграмме [146, 221], либо свидетельствующие об отличии свойств льда из морской воды и солёных льдов из однокомпонентных растворов KCl и NaCl [188, 189, 221] при одинаковом содержании жидкой фазы. Однако взаимосвязи этих особенностей с соответствующими изменениями ПККС льдов не исследовались.

Лед из морской воды

Изучение электрических свойств льда из морской воды как естественного, так и полученного при ее искусственном замораживании, выполнялось многими авторами как на сравнительно низких частотах (до 10^6 Гц), так и в высокочастотном (10^8 – 10^{10} Гц) радиоволновом диапазоне. Последнее в основном связано с применением радаров для изучения толщины и состояния ледовых покровов моря и океанов, а также метода ТДР для определения общего содержания жидкой фазы в этих льдах. Обобщение имеющихся данных позволяет отметить следующее:

Удельная электропроводность морских льдов на постоянном токе — σ_0 — (исходная концентрация раствора 20–40‰ для большинства морей и океанов) значительно больше, чем у пресноводного льда и изменяется в широких пределах: 10^{-6} – 10^{-1} Сим/м.

Для молодых льдов она составляет: 10^{-3} – 10^{-1} Сим/м; для многолетних льдов, в зависимости от солёности и температуры, т.е. от содержания рассола, σ_0 может быть в пределах 10^{-6} – 10^{-3} Сим/м.

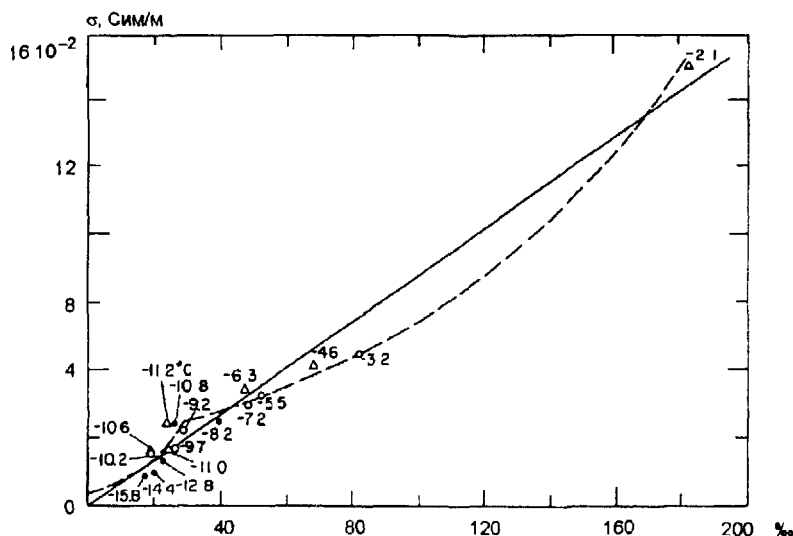


Рис. 99. Электропроводность морского льда на постоянном токе в зависимости от содержания рассола [258], точки — σ при различных температурах, линии — аппроксимация

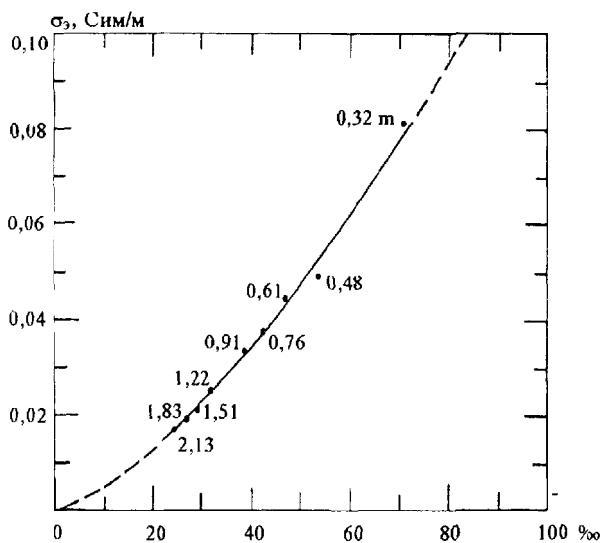


Рис. 100. Высоочастотная (100 МГц) эффективная электропроводность модельного морского льда в зависимости от среднего содержания рассола. Цифры на кривой — толщина льда

Установлено, что σ почти линейно возрастает с увеличением объемного содержания рассола во льду (рис. 99). На высоких частотах (~ 100 МГц) подобная зависимость эффективной удельной электропроводности морского льда ближе к степенной функции (рис. 100). Корреляционная связь σ морского льда с объемным содержанием рассола достаточно сильная ($r \approx 0,994-0,998$).

Диэлектрическая проницаемость морского льда ϵ_3' также сильно зависит от содержания жидкой фазы, т.е. солености и температуры льда, а кроме того, от формы, ориентации и распределения ячеек рассола в ПККС. Причем, на высоких частотах ($> 10^7$ Гц) сильнее зависимость ϵ_3' от объемной доли рассола во льду, чем от ориентации включений жидкой фазы и коэффициента деполяризации, а ϵ_3'' , наоборот, в большей степени зависит от формы и ориентации ячеек рассола, чем от содержания жидкой фазы. Частотная дисперсия ϵ_3' и ϵ_3'' морского льда в высокочастотном диапазоне согласно оценкам [241] не очень велика (рис. 101), с характерной частотой дисперсионного перехода $\sim 2,0 \pm 2,5$ ГГц. Однако дисперсионный переход растянут на несколько декад частоты, что отражает электрическую неоднородность среды и широкий набор времен релаксации различных механизмов электрической поляризации в этом материале. Имеющиеся результаты исследований разных авторов диэлектрических свойств морского льда на более низких частотах (10 ± 10^6 Гц) количественно значительно отличаются друг от друга.

В табл. 6 дано сопоставление результатов наиболее известных экспериментальных определений ϵ_3' морского льда близкой солености $S \approx 14-16\text{‰}$ в области средних и низких частот К Фуджино [221] – естественный (Охотское море) мозаичный и искусственно

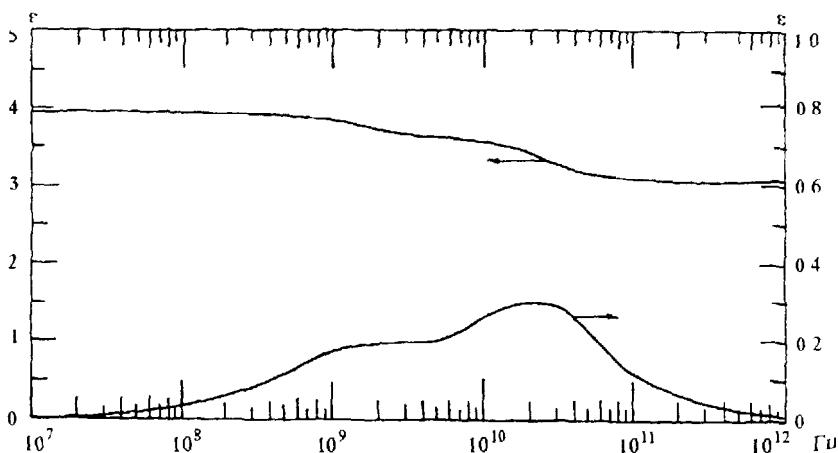


Рис. 101 Высокочастотная дисперсия ϵ_3' и ϵ_3'' морского льда, $\rho_{\text{л}} = 890 \text{ кг/м}^3$, объемное содержание рассола 31‰, $t = -10,5^\circ\text{C}$

приготовленный (гранулированный) морской лед; Г.П.Хохлова [146] – естественный полярный арктический лед; Ж.Эддисона и Э.Паундера [279] – искусственно приготовленные образцы моделей морского льда.

Общим для результатов этих трех исследований являются:

а) очень большие значения $\epsilon_3' = 10^7 \div 10^4$, вплоть до частот 10^3 Гц и температур -20°C , в особенности это относится к данным К.Фуджино;

б) слабая частотная дисперсия в интервале $10^2 \div 10^4$ Гц и гораздо более сильная в интервале $10^5 \div 10^7$ Гц;

Таблица 6

t, °C	f, Гц	ϵ_3'		
		[221] S = 11-15‰	[279] S = 15,8‰	[146] S = 14‰
-5	10^2	$(2-10) 10^6$	—	$4 10^4$
	10^3	$(1-8) 10^5$	—	$1,7 10^4$
	10^5	$(0,7-1,5) 10^4$	—	$6 10^2$
	10^6	—	—	60
-10	10^2	$(1-6) 10^6$	—	$3 10^4$
	10^3	$(0,5-5) 10^5$	—	10^4
	10^5	$(0,5-2) 10^4$	—	$4 10^2$
	10^6	—	—	50
-15	10^2	$(0,6-4) 10^6$	$2 10^5$	—
	10^3	$(0,2-2) 10^5$	$3 10^4$	—
	10^5	$(3-8) 10^3$	$3 10^2$	—
	10^6	—	50	—
	10^7-10^8	—	12-9	—
-20	10^2	$(0,3-1,6) 10^6$	$8 10^4$	10^4
	10^3	$(0,1-9) 10^5$	10^4	$6 10^3$
	10^5	$(1,5-6) 10^3$	$1,3 10^2$	$1,5 10^2$
	10^6	—	20	40
	10^7-10^8	—	10-6	—
-30	10^2	$(0,5-2) 10^4$	$1,3 10^4$	10^4
	10^3	$(0,4-1,2) 10^3$	$1,4 10^3$	$3 10^3$
	10^5	$(0,3-2) 10^2$	35	60
	10^6	—	12	15
	10^7-10^8	—	7-4	—
-50	10^2	$(0,4-1,2) 10^3$	—	—
	10^3	$(2-6) 10^2$	—	—
	10^5	9-18	—	—

в) количественное несоответствие данным высокочастотных ($10^7 + 10^{10}$ Гц) измерений, согласно которым: $\epsilon_3' = 4 \div 7$ при изменении содержания рассола во льду от 3 до 18‰. Наименьший разрыв в величине ϵ_3' с данными высокочастотных измерений дают результаты экспериментов Ж.Эддисона и Э.Паундера (рис. 102). В то же время, полученные большие значения ϵ_3' , даже на частотах $10^4 + 10^5$ Гц свидетельствуют, по нашему мнению, об оставшихся нерешенных проблемах методики измерений.

Для морских льдов установлена [18, 146, 221 и др.] характерная зависимость σ_3' и ϵ_3' от температуры. Так, при понижении температуры и вымерзании рассола во льду оба параметра уменьшаются с ясно выраженными изломами кривых (рис. 103) при температурах выпадения некоторых основных солей морской воды: а) при температуре около $-22 \div -23^\circ\text{C}$ (NaCl), б) при температуре около -50°C (CaCl_2). Уменьшение ϵ_3' и σ_3' носит кусочно-экспоненциальный характер, а температура полного замерзания морского льда, по данным диэлектрических измерений, получается около -80°C .

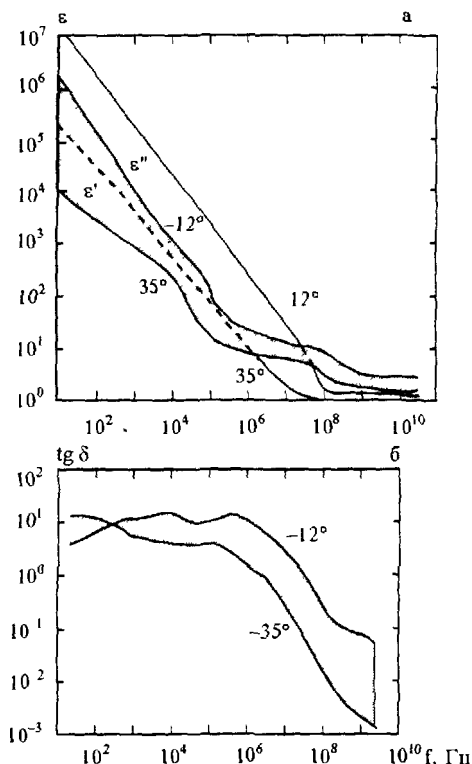


Рис 102 Диэлектрическая проницаемость – (а) и (б) – tg угла диэлектрических потерь льда из морской воды

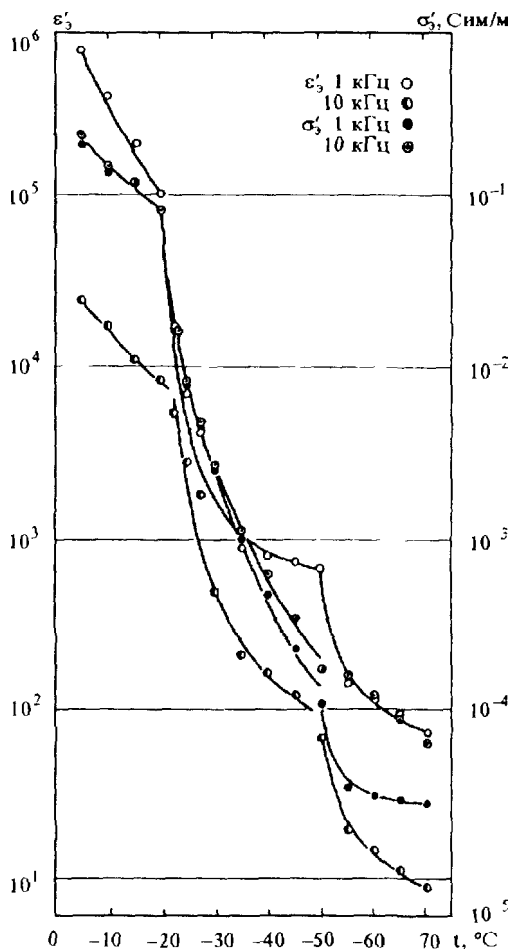


Рис. 103 Температурная зависимость электрических свойств гранулированного морского льда (соленость 15‰) [221]

Существенной особенностью природных морских льдов является заметная анизотропия их σ'_z и ϵ'_z ввиду своеобразия ПККС, формирующейся (ниже поверхностного слоя) вертикально ориентированными столбчатыми (пластинчатыми) кристаллами льда и близкими к цилиндрическим ячейками незамерзшего рассола. Встречается также анизотропия электрических свойств морских льдов и по горизонтали. Ориентация приложенного электрического поля вдоль и поперек структурированности дает различия в ϵ'_z до 20–30%, а в σ'_z – до 70%. Такая электрическая анизотропия ПККС морских льдов позволяет успешно применять для их исследования методы радиолокационного зондирования с использованием волн различной поляризации.

В заключение отметим, что приведенные выше данные об электрических свойствах морского льда следует рассматривать лишь как тренд, как основные тенденции в изменении свойств, так как невозможно представить модель "стандартного" морского льда ввиду крайнего многообразия особенностей его ПККС, что обусловлено спецификой состава морской воды, разнообразием термодинамических условий формирования льда, значительными изменениями его в процессе эволюции во времени и т.п.

Льды из растворов

Имеется много публикаций по изучению электрических свойств льдов, содержащих отдельные компоненты различного химического состава. Их можно подразделить на два основных направления.

К первому относятся исследования изменчивости кристаллической структуры и свойств льда в зависимости от состава (зачастую это различные фториды и хлориды) и концентрации примесей. Эти работы имеют, в основном, кристаллохимическую направленность. Выбор льда (обычно монокристаллов) как объекта исследований и состава примесей обусловлен "удобством эксперимента", а не практической значимостью в природных условиях (например, изучение влияния на свойства льда примесей NH_4F , HF , а также HCl , NH_3 и др.). В соответствии с геофизической направленностью данной работы мы не будем подробно останавливаться на результатах исследований этого направления, которые наиболее полно опубликованы в трудах Международных симпозиумов "Физика и химия льда" за период с 1972 по 1996 гг. Отметим лишь два наиболее важных вывода:

1) наличие примесей (даже в небольших концентрациях $\sim 10^{-6}$ М) оказывает заметное влияние на изменения кристаллической структуры, поверхностных свойств, а также величин ϵ_3' и σ_3' кристаллов льда;

2) для пресных и примесных льдов установлен весьма длительный интервал времени (до 800–1000 ч и более), в течение которого происходят значительные изменения (эффект старения) их электрических свойств. Этот эффект резко возрастает с понижением частоты измерений и увеличением концентрации примесей во льду. Для поликристаллических примесных льдов он остается заметным вплоть до частот измерения в несколько десятков кГц и лишь на частотах 70–100 кГц им можно пренебречь.

Эффекты старения необходимо иметь в виду при выполнении экспериментальных измерений и интерпретации данных, получаемых по электрическим свойствам засоленных криогенных сред. Однако в большинстве экспериментальных работ возможность значительных временных изменений учитывается недостаточно.

Ко второму направлению исследований соленых льдов относится изучение электрических свойств поликристаллического льда из рас-

творов солей различного ионного состава и исходной концентрации. Сюда также примыкают исследования искусственных смесей пресного льда и растворов, т.е. моделей соленых льдов. Обычно исследования свойств соленых льдов, приготовленных из однокомпонентных растворов, предпринимались как некоторое модельное изучение особенностей морского льда. Поскольку часто полагали, что основной состав морской воды, определяющий ее главные особенности, по крайней мере, до $t \cong -20^\circ\text{C}$, есть раствор NaCl , то ряд ученых предприняли попытку изучения электрических свойств льда из этих растворов различной концентрации. Выполнены также экспериментальные исследования льдов из растворов KCl , MgCl_2 и некоторых других.

Главная цель этих работ – установление температурной зависи-

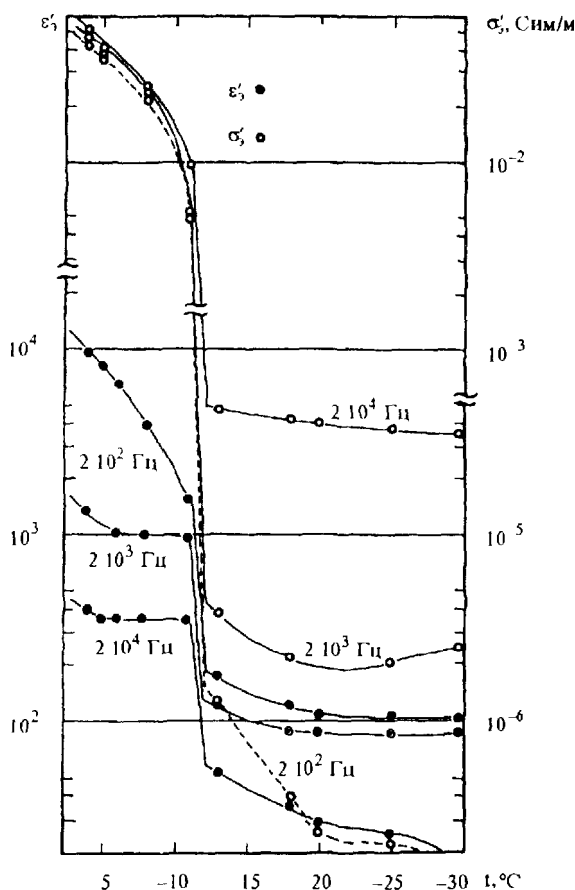


Рис 104 Диэлектрические свойства льда из раствора KCl (10^{-1} М) при различных температурах и частотах [250]

мости $\epsilon_3'(t)$ и $\epsilon_3''(t)$ или $\sigma_3'(t)$ соленых льдов с характерным резким изломом кривых вблизи $t_{\text{в}}$ раствора. При этом, как получено всеми авторами, величина резкого уменьшения значений ϵ_3' и σ_3' существенно зависит от исходной концентрации раствора и частоты электромагнитного поля, что иллюстрируется примерами на рис. 104 и 105. Следует отметить хорошее соответствие данных разных авторов в измеренных значениях ϵ_3' и σ_3' для льда из раствора KCl ($f \approx (1+2) \cdot 10^3$ Гц, $C \approx 0,1$ моль/л $\approx 5-7\%$). Однако высокотемпературные значения ϵ_3' аномально велики, особенно для исходных концентраций растворов $C \geq 0,1$ моль/л, что вновь наводит на мысль о влиянии на измерения электропроводности образцов и приэлектродных паразитных емкостей. Тем не менее характерная температурная зависимость установлена достаточно надежно как на низких и средних, так и на высоких частотах [146, 279]. Полученное резкое уменьшение ϵ_3' и σ_3' при достижении температуры $t_{\text{в}}$ соленого льда определенного ионного состава, естественно, связано с отверждением раствора и не вызывает удивления. Обращает

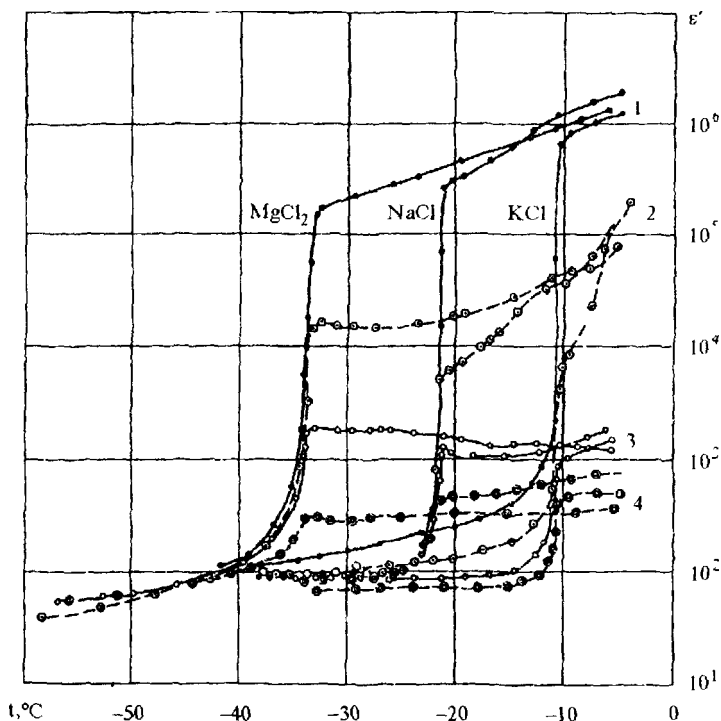


Рис 105 Температурная зависимость ϵ' льдов из растворов различных солей по Г.П. Хохлову [146]. Частота измерений 1 кГц. Концентрация растворов 35% (1), 15% (2), 5% (3), 2% (4)

на себя внимание наличие некоторого интервала температуры (ниже $t_{зв}$), в пределах которого происходит постепенное уменьшение ϵ_3' и σ_3' соленого льда до величин, соответствующих (или близких) пресному поликристаллическому льду. Объяснение этого факта не столь очевидно и требует дополнительных исследований. Возможно, что при температурах, ниже $t_{зв}$, в мелких диссеминированных ячейках еще остается не кристаллизовавшийся рассол.

В качестве примера весьма детальных исследований электрических свойств льда из растворов KCl следует отметить работу Н.Маено [250]. Им получены данные о σ_3 и ϵ_3 монокристаллов и поликристаллических льдов для 10 исходных концентраций раствора в интервале от 10^{-7} до 10^{-1} М, а также модельных соленых KCl льдов в достаточно широком интервале температур от -3 до -55°C и частот от 10^{-1} до $2 \cdot 10^5$ Гц. Поскольку для раствора KCl $t_{зв} \approx -11^\circ\text{C}$, изучались свойства льда при температурах намного более низких, чем $t_{зв}$, когда фазовые переходы рассола должны были давно завершиться, а подвижность примесей в зернах льда должна настолько уменьшиться, что их влияние на электрические свойства можно считать пренебрежительно малым. Однако результаты экспериментов свидетельствуют о значительных отступлениях от этих общих представлений.

В целом, несмотря на ряд трудно объяснимых результатов и, по-видимому, значительное влияние приэлектродных эффектов (в особенности на частотах $< 10^3$ Гц), Н.Маено были впервые получены важные закономерности для соленых льдов:

1. Установлено наличие критической исходной концентрации раствора для KCl льдов $C_{кр} \approx 5 \cdot 10^{-3}$ моль/л. Льды из растворов высокой концентрации $C > C_{кр}$ сильно отличаются по диэлектрическим свойствам от льдов при $C < C_{кр}$ в результате резкого возрастания вклада жидкой фазы и примесей в поляризуемость среды.

2. При температурах льда выше $t_{зв}$ диэлектрическая проницаемость ϵ_3' льдов из растворов высокой концентрации (на частотах $2 \cdot 10^3 \div 2 \cdot 10^4$ Гц) примерно на порядок выше по сравнению со льдом при $C < C_{кр}$ и пресным (рис. 106,а). Причем значения ϵ_3' соленых льдов почти не изменяются с температурой вплоть до $t_{зв}$, при переходе через которую происходит резкое ее уменьшение. Для льдов с $C < C_{кр}$ такого скачка $\epsilon_3'(t)$ нет, по-видимому, ввиду малого объемного содержания жидкой фазы, близкого к пресному льду. Однако для льда из растворов высокой концентрации не получено максимумов $\epsilon_3''(\omega)$, а σ_3' практически не изменяется вплоть до $2 \cdot 10^4$ Гц (рис. 106,б), т.е. частотная область дисперсии при $t > t_{зв}$ не установлена.

3. При температурах льда ниже $t_{зв}$ величины ϵ_3' и σ_3' становятся значительно меньше и определяются в основном свойствами твердой фазы. Однако оказалось, что роль критической концентрации сохраняется (рис. 107). Этот результат не нашел объяснения. Для льдов из растворов высокой концентрации получена явно выражен-

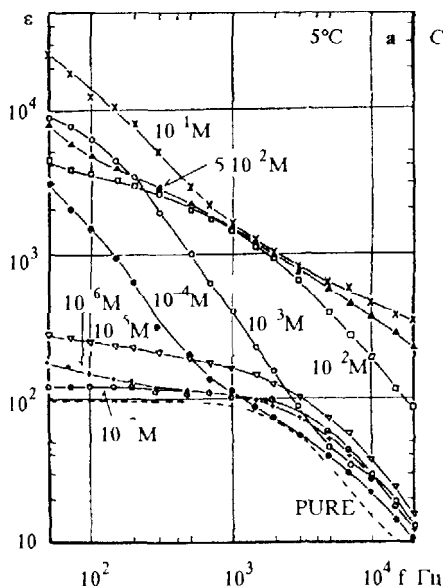
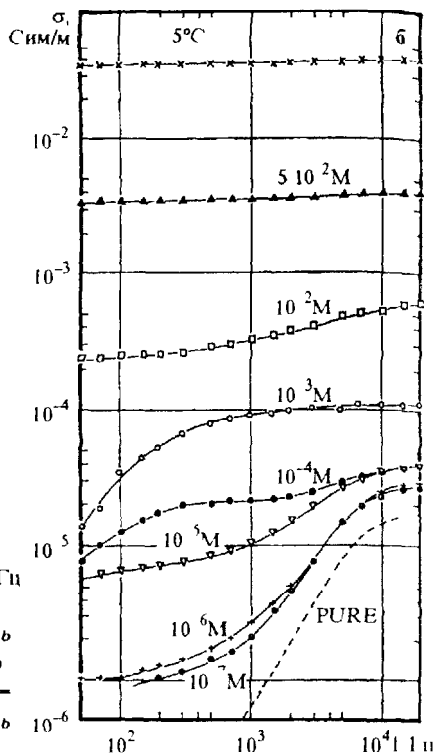


Рис 106 Частотная зависимость электрических свойств льда из растворов KCl различной концентрации при $t = -5^\circ\text{C}$, параметр кривых — моляльность раствора



ная область частотной дисперсии дебайевского типа в интервале $2 \cdot 10^3 \div 10^5$ Гц с энергией активации 5,3 ккал/моль и временем релаксации $5 \cdot 10^{-6} \div 5 \cdot 10^{-5}$ с в интервале температур $(-10 \div -60)^\circ\text{C}$

В случае $C < C_{\text{кр}}$ получена значительно более широкая частотная область дисперсии. Причем даже при температуре -36°C (на 25° ниже $t_{\text{вп}}$) у льда из раствора с исходной концентрацией всего 10^{-4} М (т.е. меньше $10^{-2}\%$) значения ϵ_3' и σ_3' на порядок больше, чем для пресного льда даже на относительно высокой частоте 10^4 Гц. Это тем более удивительно, что при той же исходной концентрации раствора и на той же частоте, но при $t = -5^\circ\text{C}$ (значительно выше $t_{\text{вп}}$) измеренные ϵ_3' и σ_3' соленого льда имеют гораздо меньшие отличия от пресного.

4. Высокочастотная ($5 \cdot 10^5$ Гц) диэлектрическая проницаемость KCl льдов любой солености при температурах значительно ниже $t_{\text{вп}}$ имеет значения около 3–4, что близко к данным для пресного поликристаллического льда и хорошо согласуется с результатами измерений ϵ_3' соленых льдов, полученными другими авторами. Для статической ϵ_3' (частоты $10^{-1} \div 10^2$ Гц) обнаружен большой разброс значений от 10^2 до $2 \cdot 10^3$, слабо коррелируемых с соленостью льда.

5. Установлено, что при росте кристаллов льда из раствора KCl

некоторое количество хлора (до 10^{-4} М) внедряется в их кристаллическую структуру. Однако примесей калия в кристаллах льда не обнаружено. Примеси хлора приводят к уменьшению ϵ_3' этих кристаллов по сравнению с чистым льдом в интервале частот $10^2 \div 10^4$ Гц. Но на более низких частотах ($10 \div 10^{-2}$ Гц) получены значения ϵ_3' , почему-то на порядок превышающие значения для чистых кристаллов льда.

Таким образом, исследования Н.Маено значительно расширили знания об электрических свойствах соленого льда, но одновременно поставили ряд вопросов, в том числе связанных с представительностью результатов и методикой измерений, в особенности, низкочастотных.

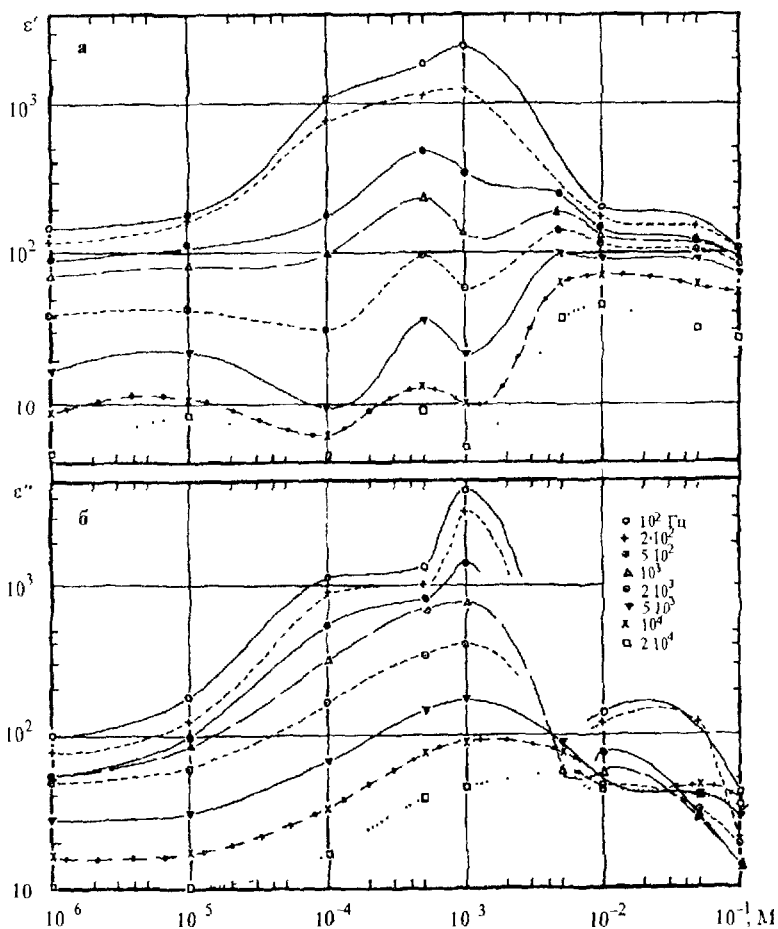


Рис. 107 Концентрационная (молярная) зависимость диэлектрических свойств для KCl льда при $t = -20^\circ\text{C}$ и различных частотах

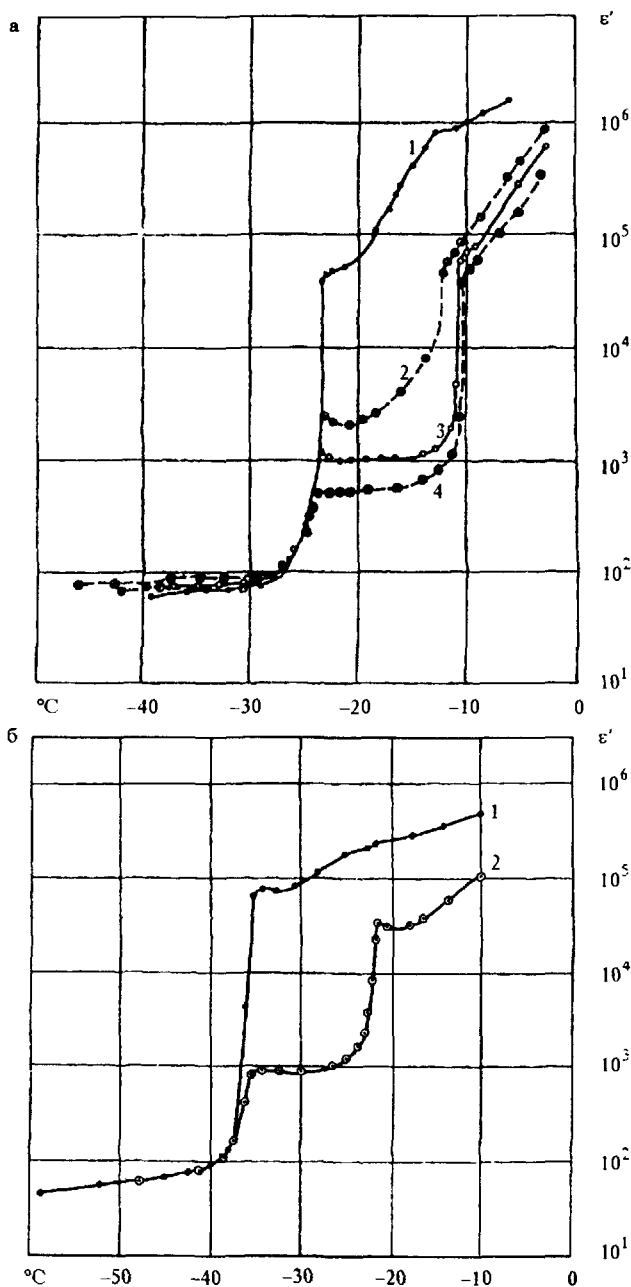


Рис. 108. ϵ' льдов из растворов двух солей в зависимости от температуры
 а - исходный раствор KCl (35%) в смеси с равным объемом раствора NaCl с концентрацией (q_{NaCl}) 1 - 35; 2 - 15, 3 - 5; 4 - 2; б - из смеси 35% раствора NaCl с равным объемом раствора MgCl₂ с концентрациями (q_{MgCl_2}) 1 - 35 и 2 - 2

Остановимся еще на экспериментах В.В.Богородского и Г.П.Хохлова [146] по изучению температурных зависимостей электрических свойств льдов, приготовленных из растворов смесей двух солей: NaCl и KCl, NaCl и $MgCl_2$. Измерения выполнены на частоте 1 кГц. Для обоих составов растворов получено, что зависимость $\epsilon'_s(t)$ отражает резкими изломами эвтектические температуры раствора каждого ионного состава при условии, когда компонент с более низкой $t_{эв}$ имеет меньшую парциальную концентрацию в растворе (рис. 108). При равенстве парциальных концентраций резкий излом кривых $\epsilon'_s(t)$ регистрируется только для компонентов с более низкой $t_{эв}$. При этом получено и некоторое изменение эвтектических температур выпадения кристаллогидратов отдельных солей. Так, например, при замерзании раствора смеси NaCl— $MgCl_2$ $t_{эвMgCl_2} \rightarrow -35^\circ C$, а $t_{эвNaCl} \rightarrow -22^\circ C$. В целом результаты этой работы представляют значительный интерес, однако полученные авторами аномально высокие значения ϵ'_s при температурах вплоть до $-20^\circ C$ вряд ли реальны. Измерения электрических свойств в этих экспериментах выполнялись в режиме непрерывного повышения температуры образцов со скоростью 0,1–0,2 $^\circ C$, т.е. вдали от квазиравновесного состояния. Это вынуждает рассматривать полученные авторами численные значения лишь как некоторые реперы, позволяющие установить только общие тенденции температурной зависимости.

Таким образом, к настоящему времени установлен ряд характерных особенностей электрических свойств соленых льдов. Наиболее подробно изучена температурная зависимость ϵ'_s и σ'_s для льдов из растворов разного ионного состава, которая отражает кинетику их замерзания. Однако частотная дисперсия электрических свойств соленых льдов и влияние на нее концентрации и, в особенности, ионного состава исходных растворов изучены явно недостаточно. Слабо изучены электрические свойства при температурах льдов $t < t_{эв}$. И хотя несомненно, что в области низких частот (≤ 10 кГц) значителен вклад в величину ϵ'_s эффекта макродипольной поляризации в ячейках рассола, механизмы поляризации твердой фазы соленых льдов недостаточно ясны. Нет единого подхода к методике измерений диэлектрических свойств таких высокопроводящих сред, на чем мы еще остановимся в п. V.1.

Засоленные песчано-глинистые грунты и породы

При отрицательных температурах засоленные грунты и породы могут быть в охлажденном или в мерзлом состоянии. К охлажденным относятся засоленные грунты при температурах от $0^\circ C$ до $t_{нз}$ (начало замерзания), которая зависит от концентрации и ионного состава порового раствора, т.е. степени засоленности грунта. К этой же категории относятся криопэги – незамерзающие в естественных

условиях слои, линзы дисперсных пород, насыщенные растворами высокой концентрации. Поскольку структура охлажденных грунтов такая же, как и талых, отличие их электрических свойств может быть связано только с концентрацией и составом поровых растворов. Так, удельная электропроводность *охлажденных грунтов* в соответствии с (II.12) должна быть пропорциональна электропроводности порового раствора. Это полностью подтверждается экспериментами. Причем, зависимость σ от концентрации NaCl порового раствора для охлажденных грунтов практически такая же, как для самого раствора:

$$\sigma = a \cdot C_{др} = b \cdot \sigma_{пр}. \quad (III.40)$$

Отличие для грунтов разного состава твердой матрицы и степени увлажнения учитывается коэффициентами "а" и "в", причем линейная аппроксимация справедлива, по крайней мере, при концентрациях $\geq 5 \cdot 10^{-2}$ моль/л.

Мерзлые засоленные грунты, в отличие от охлажденных, имеют новую ПККС, что обуславливает существенные отличия их электрических свойств. Основными особенностями формирования ПККС и электрических свойств засоленных грунтов являются а) температура начала замерзания ниже 0°C , зависящая от состава концентрации порового раствора и содержания глинистых фракций в грунте; б) интенсивность льдовыделения и степень примесности зерен ледяной матрицы, зависящие от степени заполнения пор (влажности) грунта, концентрации порового раствора и режима замерзания; в) степень дискретности объемного распределения незамерзшего порового раствора, его концентрация и ионный состав.

Удельная электропроводность (сопротивление) засоленных мерзлых грунтов на постоянном токе изучалась рядом авторов, и при этом были получены сходные результаты. Обычно изучалась температурная зависимость при различной исходной концентрации насыщающих поровых растворов. Типичные результаты приведены на рис. 109. Увеличение концентрации порового раствора приводит к снижению значения удельного сопротивления грунта и к уменьшению его изменения с температурой, что обусловлено спецификой кинетики промерзания соленых грунтов (см. п. 1.5) и соотношением количества льда и незамерзшего раствора в поровом пространстве.

На рис. 110 представлен пример зависимостей удельной электропроводности мерзлой супеси с полным заполнением пор от исходной концентрации порового раствора. Соответствующие зависимости при различных концентрациях порового раствора получены и для мерзлых грунтов другого состава скелета: песка, суглинка и каолина. В отличие от незасоленных мерзлых грунтов, у которых удельное сопротивление (при фиксированной температуре) уменьшается с возрастанием дисперсности минерального скелета, в засоленных грунтах это влияние ослабевает и, как получено Ю.Д.Зы-

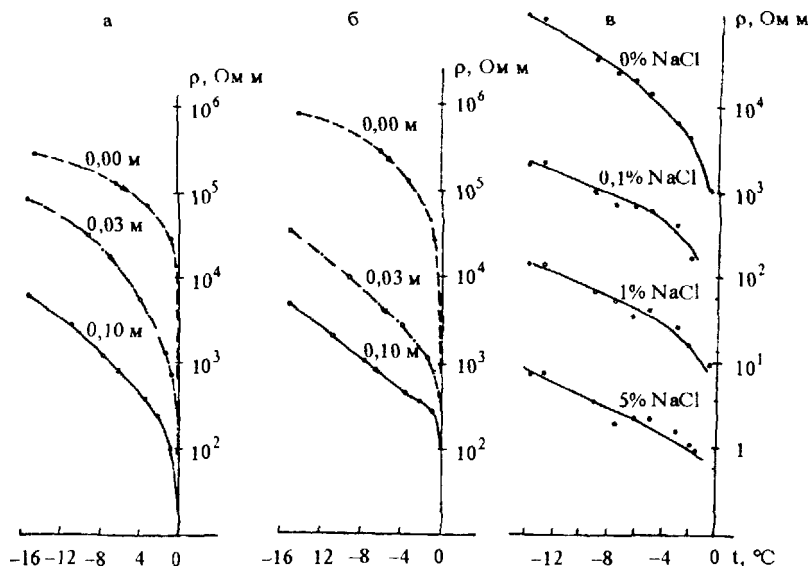


Рис 109 Зависимость ρ от концентрации растворов, насыщающих породу а – песчаник, б – известняк (по Б Пэндиту и М Кингу), в – песок (по А С Семенову)

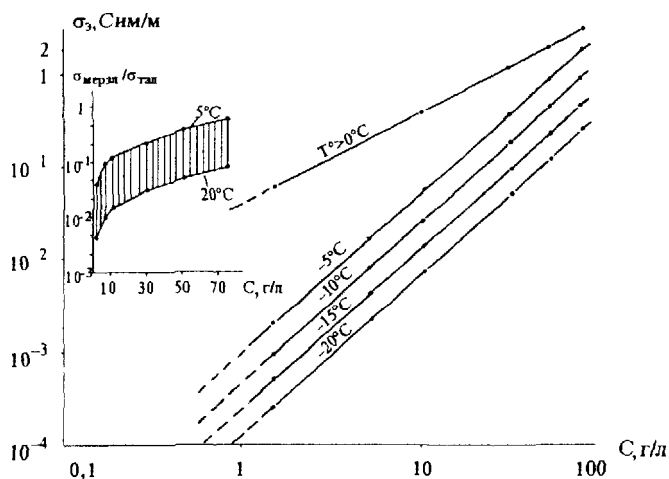


Рис 110 Электропроводность супеси в зависимости от исходной концентрации насыщающего раствора NaCl

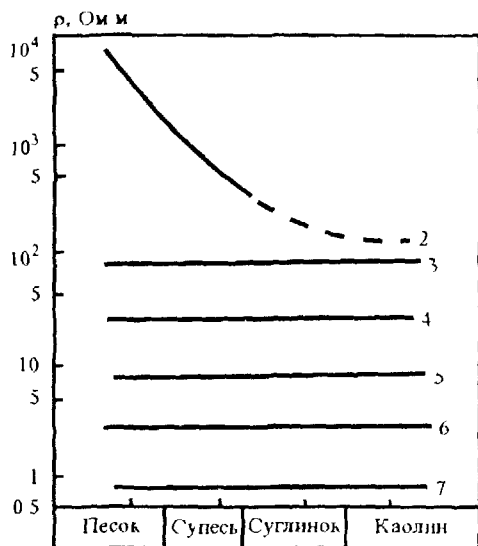


Рис 111 Удельное электрическое сопротивление на постоянном токе для влажных ($W_c = 30\%$) мерзлых засоленных грунтов ($t = -5^\circ\text{C}$) при различных исходных концентрациях NaCl порового раствора [68] Концентрации (г/л) 2 - 1,5, 3 - 5, 4 - 10, 5 - 20, 6 - 40, 7 - 60

ковым и др. [68, 70, 174, 218], при концентрациях порового раствора $C \geq 3-5$ г/л ρ мерзлого грунта определяется только величиной C (рис. 111). При этом зависимость σ_s от C для мерзлых грунтов существенно сильнее, чем для охлажденных:

$$\sigma = a \cdot C^{1,85}. \quad (\text{III.41})$$

Наконец, теми же авторами была изучена зависимость ρ мерзлых засоленных грунтов от влажности (рис. 112). Как следует из рисунка, увеличение весовой влажности от 10 до 30%, т.е. увеличение содержания незамерзшего раствора и примесного льда вместо газового компонента в поровом пространстве приводит к характерному универсальному уменьшению удельного сопротивления. Интервал изменения ρ определяется концентрацией насыщающего раствора. При влажности, близкой к полному заполнению пор (или к пределу текучести для глинистых грунтов), значения ρ достигают минимума с последующим возрастанием. Последнее можно связать с образованием

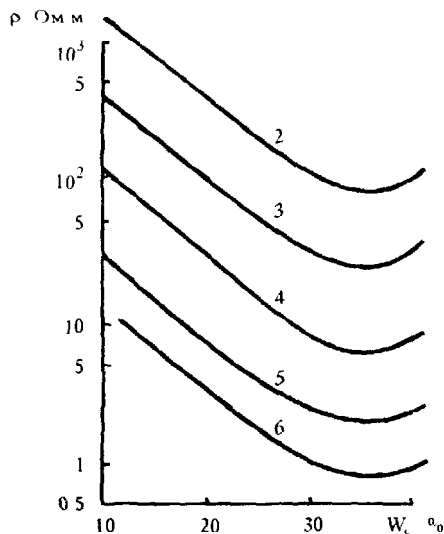


Рис 112 Зависимость удельного электрического сопротивления мерзлой супеси (-5°C) от W_c при исходной концентрации порового раствора (г/л) 2 - 5, 3 - 10, 4 - 20, 5 - 40, 6 - 60

сегрегационного льда, повышающего степень дискретизации незамерзающей жидкой фазы, т.е. извилистости токопроводящих путей. В целом рассмотренные результаты экспериментов по детальному изучению удельного сопротивления засоленных мерзлых грунтов на постоянном токе находятся в хорошем согласии с данными других исследователей и подтверждают общие принципы: преобладающее влияние на процессы электропроводности концентрации незамерзшего порового раствора и степени дискретизации его распределения в объеме мерзлого грунта. Последнее обуславливает установленный факт, что для мерзлых засоленных грунтов с различной концентрацией насыщающих поровых растворов дифференциация их по электропроводности, существенно, примерно в 5–6 раз, больше, чем охлажденных и талых. Наибольшее влияние на электропроводность мерзлых грунтов оказывают легко растворимые хлориды. Сульфатно-карбонатное засоление грунтов гораздо слабее (примерно в 15–20 раз) изменяет их удельное сопротивление. Однако влияние химического состава насыщающих растворов на удельное сопротивление мерзлых грунтов требует дальнейших более детальных исследований.

Диэлектрические свойства (ϵ_3' и ϵ_3'') мерзлых засоленных грунтов в соответствии со спецификой их строения и фазового состава (см. п. 1.5), а также с вышеотмеченными общими для засоленных криогенных сред особенностями должны иметь существенные отличия в характеристиках электрической релаксации, температурных и других зависимостях параметров диэлектрических свойств. Однако оставалось неясным, при какой концентрации насыщающего раствора возникнут существенные отличия электрических свойств и их частотной дисперсии, связанные с засоленностью.

Исследования по изучению влияния засоленности на диэлектрические свойства мерзлых грунтов были впервые выполнены [144, 159, 163] на образцах чистого кварцевого песка из люберецкого карьера (фракция 0,1–0,25 мм, пористость $p \approx 0,38$). Этот природный грунт был выбран в связи с наиболее простым и хорошо изученным строением, составом и свойствами минеральной матрицы. Образцы для исследования изготавливались из песка многократно промытого и прокипяченного в дистиллированной воде с целью максимального очищения от солей и других примесей. Насыщающими были взяты растворы легко растворимых хлоридов KCl и NaCl с концентрациями в интервале от 10^{-4} до 1 моль/л. Исследования выполнены в диапазоне частот $20 \div 2 \cdot 10^5$ Гц методом амплитудно-фазовых измерений напряжения на эталонном емкостном сопротивлении (см. п. V.2). Образец песка, увлажненный определенным раствором (суммарная весовая влажность была принята 10%), помещался в цилиндрическую форму из изолятора (тефлон) высотой 0,5 см и площадью поперечного сечения ~ 100 см², которая располагалась в средней части плоского конденсатора с площадью электродов ~ 400 см², прижимавшихся к образцу равномерно распределенной нагрузкой 0,1–0,2 кг/см². Для предотвращения кон-

такта металл-поровый раствор применялись тонкие ($0,05 \pm 0,02$ мм) прокладки из полимеров-диэлектриков (см. п. V.2). Замораживание образцов осуществлялось в холодильной камере при температуре $-40 \pm -45^\circ\text{C}$ с целью обеспечения массивной криогенной текстуры без сегрегационных выделений льда. Измерения проводились в режиме ступенчатого повышения температуры, с выдерживанием при каждой из выбранных температур в течение нескольких суток для достижения термодинамического квазиравновесия в образцах. Всего было изучено более 100 образцов с выполнением многих повторных измерений на нескольких образцах идентичного состава, приготовленных в различное время. Воспроизводимость величин ϵ_3' и $\epsilon_3''(\lg \delta_3)$ была в пределах 10%.

Рассмотрим основные результаты этих экспериментов и установленные закономерности.

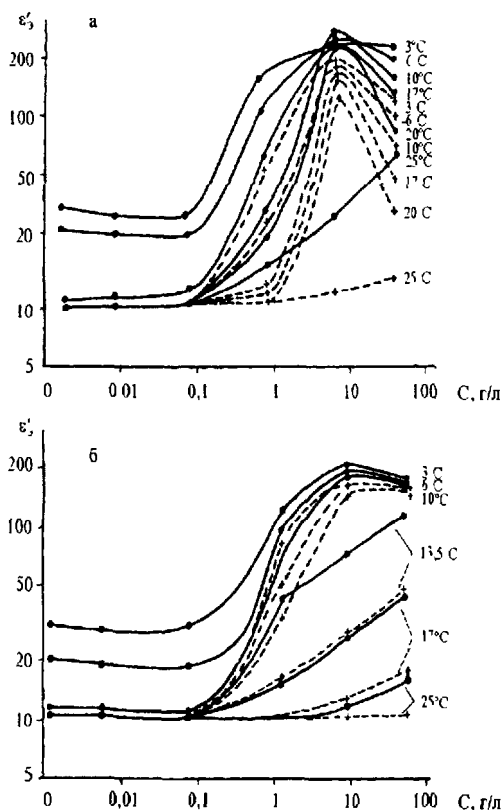


Рис 113. Влияние исходной концентрации насыщающего NaCl - (а) и KCl - (б) поровых растворов на ϵ_3' мерзлого песка при разных температурах. Частоты: сплошные линии - 10 кГц, пунктирные - 50 кГц.

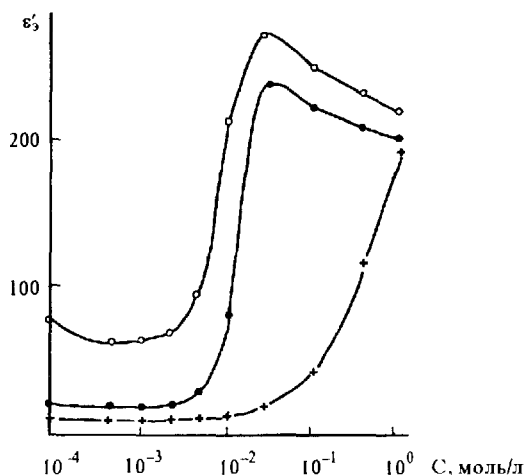


Рис 114 Диэлектрическая проницаемость мерзлого соленого песка в зависимости от исходной концентрации насыщающего раствора NaCl при $t = -17^\circ\text{C}$ и частотах $\circ - 0,2$ кГц, $\bullet - 2$ кГц, $+$ - 200 кГц

Влияние исходной концентрации насыщающего раствора на диэлектрические параметры мерзлого грунта оказалось весьма характерным (рис. 113, 114). Приведенные на рисунках примеры иллюстрируют зависимость, типичную для диапазона частот вплоть до 10^5 Гц. Значения ϵ_3' на всех частотах практически не изменяются при возрастании концентрации насыщающего раствора C от 0 до 10^{-3} моль/л ($\leq 0,1$ г/л), т.е. очень близки к значениям для мерзлых песков, насыщенных дистиллированной водой. Дальнейшее увеличение исходной концентрации порового раствора приводит к появлению зависимости $\epsilon_3'(C)$, которая оказалась различной при температурах выше и ниже $t_{зв}$. При $t > t_{зв}$ установлено резкое возрастание (в $5 \div 10$ раз) диэлектрической проницаемости ϵ_3' в интервале $C = (10^{-3} \div 10^{-2})$ моль/л ($0,1 - 0,7$ г/л), которая достигает максимума при $C \approx 10^{-1}$ моль/л ($6 - 9$ г/л) и при больших концентрациях уменьшается. При $t < t_{зв}$ примерно в том же интервале концентрации начинается плавное (почти без скачка) возрастание ϵ_3' , которое продолжается вплоть до больших концентраций. Интересно отметить, что уменьшение температуры ниже t_z и повышение частоты измерения выше 50 кГц (при $t > t_{зв}$) приводит практически к одинаковому эффекту: плавному непрерывному возрастанию $\epsilon_3'(C)$. Так, на частоте 200 кГц значительное влияние засоленности сказывается лишь при $C \geq 10^{-1}$ моль/л (рис. 114). Характер зависимости ϵ_3' мерзлых песков от исходной концентрации насыщающего раствора сходен, но не идентичен для NaCl и KCl засоленности.

При насыщении песка растворами обоих составов четко установ-

лена граничная (критическая) исходная концентрация порового раствора $C_{кр} \approx 5 \cdot 10^{-3}$ моль/л, превышение которой обуславливает значительное изменение диэлектрических свойств мерзлого грунта, т.е. позволяет объективно отнести данный грунт к засоленным. Это нашло подтверждение и при изучении других физических свойств мерзлых песков (см. пп. IV.4, VI.2, VI.4).

Весьма интересна зависимость от солености $\lg \delta$ мерзлого грунта (рис. 115). При концентрациях насыщающих растворов $C > C_{кр}$ значение $\lg \delta$ на низких частотах уменьшается, а на относительно высоких частотах — возрастает, а в области концентраций $C < C_{кр}$ величина $\lg \delta$ на низких частотах обычно больше, чем на высоких.

Частота максимума ϵ'' (т.е. эффективное время релаксации)

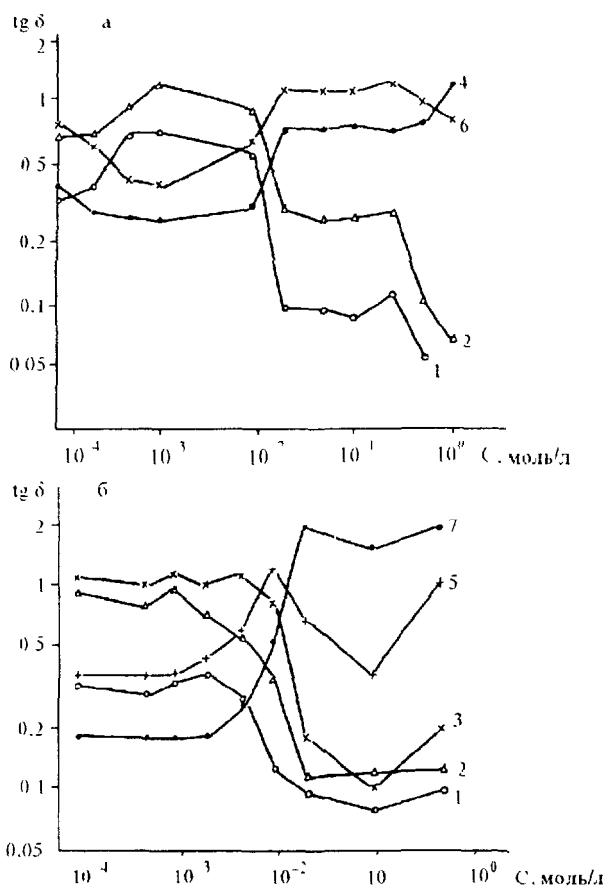


Рис 115 Зависимость $\lg \delta$ кварцевого песка при $t = -10^\circ\text{C}$ от исходной концентрации насыщающих растворов. а - KCl, б - NaCl Частоты (Гц) 1 - 20, 2 - 150, 3 - $2 \cdot 10^3$, 4 - $5 \cdot 10^3$, 5 - $2 \cdot 10^4$, 6 - $5 \cdot 10^4$, 7 - $2 \cdot 10^5$

не зависит от солёности при $C < C_{кр}$, и её величина соответствует незасоленным мерзлым пескам. Вблизи критической концентрации мерзлого соленого песка установлено резкое, примерно на один-два порядка, возрастание этой частоты при всех температурах эксперимента. Однако при $t > t_{30}$ этот скачок наибольший, а при $t < t_{30}$ он постепенно уменьшается с понижением температуры. По-видимому, при $t < t_{30}$ следует ожидать исчезновения резкого отличия частоты максимума ϵ_3'' для засоленных и незасоленных мерзлых грунтов.

Таким образом, при NaCl и KCl засоленности мерзлых песков характер зависимости их диэлектрических свойств от концентрации насыщающих поровых растворов имеет много сходных черт и одну и ту же критическую концентрацию $\sim 5 \cdot 10^{-3}$ моль/л.

Частотно-температурная дисперсия диэлектрических свойств засоленных мерзлых песков определенным образом отражает вышеотмеченные зависимости от исходной концентрации насыщающих растворов.

При $C < C_{кр}$ частотная дисперсия ϵ_3' и ϵ_3'' аналогична незасоленным пескам. Диаграммы Коул-Коула (рис. 116) имеют вид полуокружности с центром ниже оси ϵ' , т.е. распределение времен релаксации (уравнения II.57–61) – симметричное. Однако некоторые отличия от пресных мерзлых песков имеются в значениях параметра α – ширина распределения эффективного времени релаксации и в энергии активации. Эффективные времена релаксации слабо засоленных мерзлых песков несколько меньше, чем для насыщенных дистиллированной водой, в особенности при $t > -10^\circ\text{C}$. Полученные энергии активации в случае NaCl засоления: $W_a = 40 \pm 3$ ккал/моль при $(-3 > t > -9)^\circ\text{C}$ и $W_a = 32 \pm 5$ ккал/моль при $t < -10^\circ\text{C}$; в случае KCl засоления: $W_a = 28 \pm 2$ ккал/моль при $(-3 > t > -18)^\circ\text{C}$ и $W_a = 20 \pm 3$ ккал/моль при $t < -18^\circ\text{C}$. Сравнение с данными для мерзлых песков, насыщенных дистиллированной водой (п. III.6), свидетельствует о заметных отличиях в парамет-

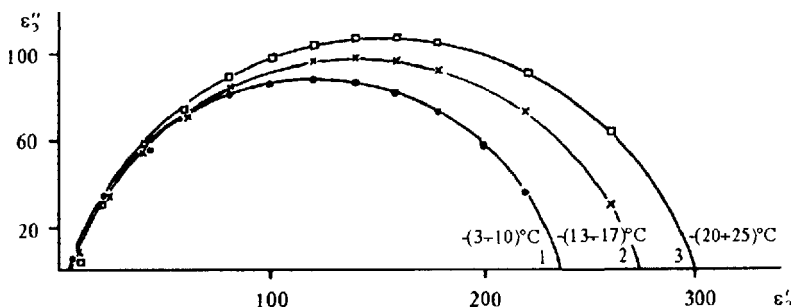


Рис. 116. Частотная дисперсия диэлектрических свойств мерзлого песка $C = (0 + 10^{-3} \text{ моль/л}) < C_{кр}$ при различных температурах; 1 – $\alpha = 0,18$; 2 – $\alpha = 0,21$; 3 – $\alpha = 0,22$

рах электрической релаксации, обусловленных даже слабой засоленностью. В отличие от пресных песков статическая диэлектрическая проницаемость при концентрации насыщающих растворов $C < C_{кр}$ несколько возрастает с понижением температуры: от 200–250 при $t = -3^\circ\text{C}$ до 300–320 при $t = -26^\circ\text{C}$. Параметр ширины распределения времен релаксации α слабо изменяется с понижением температуры, оставаясь в пределах 0,15–0,3. Величина динамической ϵ_s' находится в пределах 6–8 и практически не зависит ни от солености, ни от температуры.

При исходных концентрациях насыщающих растворов $C > C_{кр}$ характер частотной дисперсии сильно изменяется (рис. 117, 118). Так, при температурах $t > t_{зв}$ частотные спектры характеризуются двумя интервалами релаксационных переходов, так как возникает низкочастотная ($< 5 \cdot 10^2$ Гц) область дисперсии, обусловленная сквозной электропроводностью. Однако для установления закономерностей низкочастотных изменений имеющихся экспериментальных данных недостаточно. Высокочастотная релаксационная область достаточно хорошо выражена при всех температурах эксперимента. При этом ϵ_s оказывается закономерно меньше, чем для слабо засоленных и пресных образцов, а при $t < t_{зв}$ ее значения

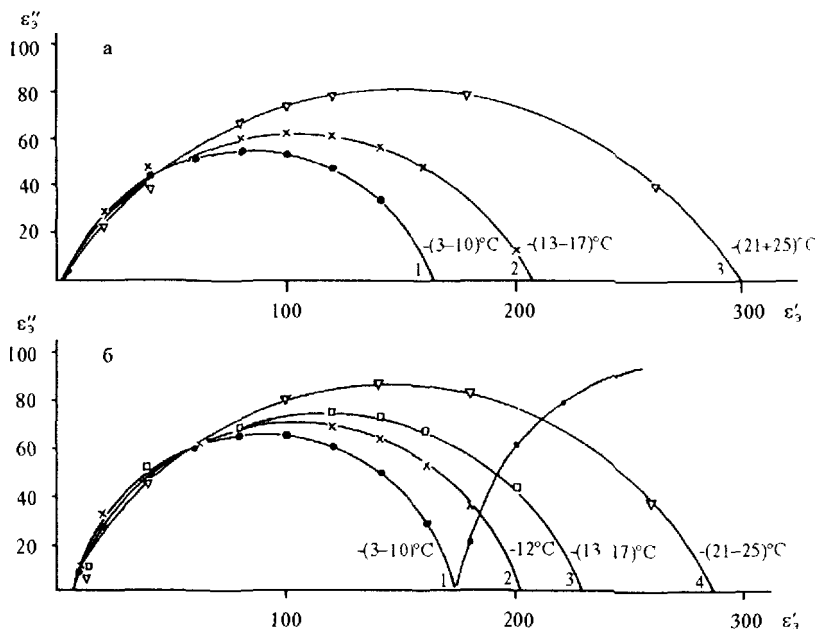


Рис 117. Частотная дисперсия диэлектрических свойств засоленного мерзлого песка при различных температурах и исходных концентрациях KCl порового раствора: а – $C = 2 \cdot 10^{-2}$ моль/л, 1 – $\alpha = 0,22$; 2 – $\alpha = 0,29$; 3 – $\alpha = 0,33$; б – $C = 10^{-1}$ моль/л, 1 – $\alpha = 0,13$, 2 – $\alpha = 0,18$; 3 – $\alpha = 0,23$; 4 – $\alpha = 0,29$

возрастают с понижением температуры, увеличиваясь в полтора-два раза при -25°C (см. рис. 118). Эффективное время релаксации значительно меньше, чем для слабо засоленных мерзлых песков и изменяется в зависимости от температуры по-иному [159, 215], что требует уточнения.

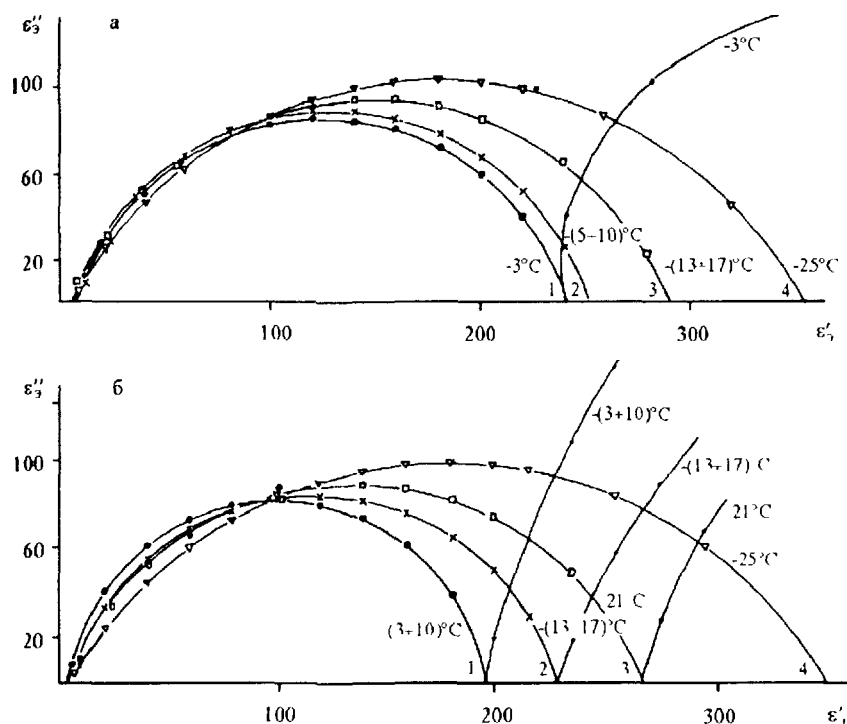


Рис 118 Частотная дисперсия диэлектрических свойств засоленного мерзлого песка при различных температурах и исходных концентрациях NaCl порового раствора а - $C = 10^{-2}$ моль/л, кривые 1 - $\alpha = 0,2$, 2 - $\alpha = 0,22$, 3 - $\alpha = 0,26$, 4 - $\alpha = 0,33$, б - $C = 10^{-1}$ моль/л, кривые 1 - $\alpha = 0,12$, 2 - $\alpha = 0,19$, 3 - $\alpha = 0,25$, 4 - $\alpha = 0,33$

Можно отметить некоторое сходство в изменении значений θ_3 и ϵ_3 при переходе слабо соленого песка от отрицательных температур через 0°C и сильно засоленного от более низких: через $t_{\text{в}}$; θ_3 уменьшается почти на два порядка, а ϵ_3 - на 20-25%. По-видимому, оба эти перехода сопровождаются аналогичным процессом: образованием значительного количества жидкой фазы, слабее связанной с поверхностями твердых матриц грунта.

Температурные зависимости ϵ_3' и ϵ_3'' для мерзлых песков с исходной концентрацией поровых растворов выше и ниже критической (рис. 119, 120) подтверждают это предположение.

Как следует из рисунков, для сильно засоленного песка ($C \geq 0,1$ моль/л) аномально высокие значения ϵ'_3 наблюдаются вплоть до $t_{3в}$, причем вблизи $t_{3в}$ и $t_{д.з}$ на их фоне выделяются (особенно на низких частотах) дополнительные максимумы. Максимум вблизи $t_{3в}$ проявляется лишь при достаточно больших начальных концентрациях порового раствора ($\geq 2 \cdot 10^{-2}$ моль/л для KCl и $\geq 5 \cdot 10^{-2}$ моль/л для NaCl). Эти максимумы практически исчезают на частотах, выше 10–20 кГц, что свидетельствует об определяющем вкладе механизма макродипольной поляризации в доменах неоднородной жидкой фазы. Экстремальное возрастание ϵ'_3 обусловлено повышением степени дискретизации доменов незамерзшей жидкой фазы за счет интенсивного формирования новой

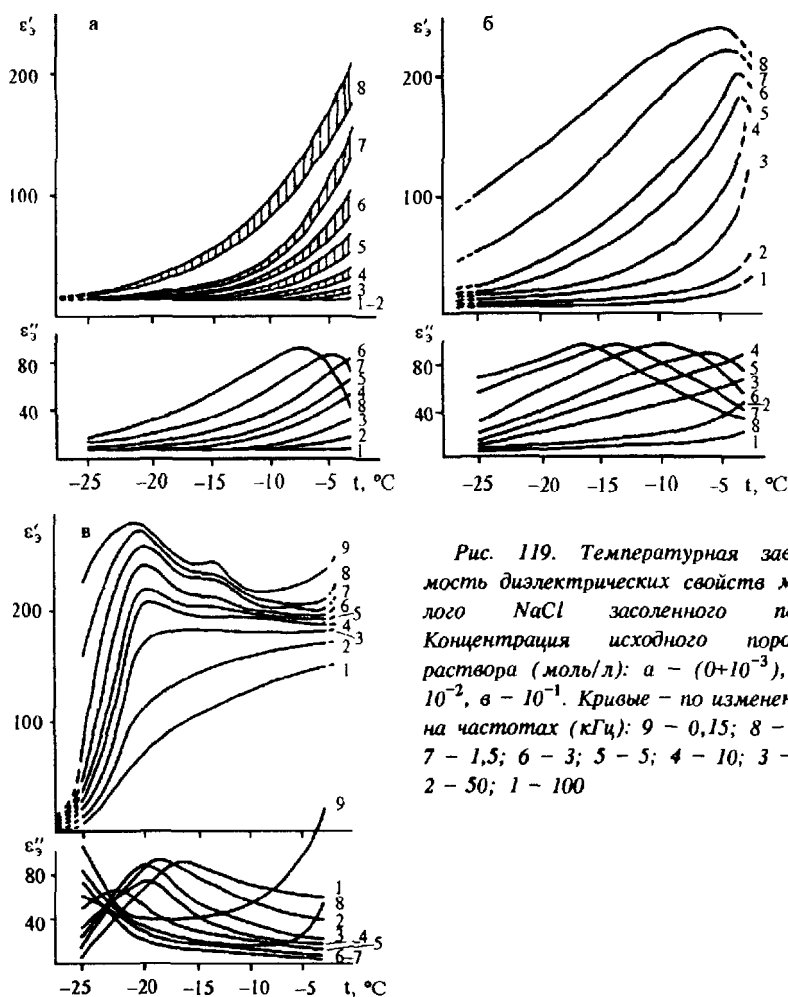


Рис. 119. Температурная зависимость диэлектрических свойств мерзлого NaCl засоленного песка. Концентрация исходного порового раствора (моль/л): а — $(0+10^{-3})$, б — 10^{-2} , в — 10^{-1} . Кривые — по изменениям на частотах (кГц): 9 — 0,15; 8 — 0,5, 7 — 1,5; 6 — 3; 5 — 5; 4 — 10; 3 — 20; 2 — 50; 1 — 100

твердой матрицы ПКС среды: льда вблизи $t_{\text{ж.з}}$ и кристаллогидратов солей вблизи $t_{\text{ж.с}}$. Характерным для сильно засоленных мерзлых песков является и значительный сдвиг максимума ϵ_3'' в область более низких температур по сравнению с пресными. При этом сохраняется общая закономерность: чем ниже частота измерений, тем при более низкой температуре располагается максимум коэффициента потерь ϵ_3'' и тем более широким оказывается температурный интервал релаксационного перехода. Это отражает большую чувствительность к электрической неоднородности жидкой фазы и изучаемой среды в целом при низкочастотных диэлектрических измерениях.

Температурные спектры мерзлых слабо засоленных песков ($C \leq 10^{-2}$ моль/л) являются промежуточными (переходными) между несоленными ($C < 10^{-3}$ моль/л) и сильно засоленными ($C \geq 10^{-1}$ моль/л). Это состояние для KCl засоления, по-видимому, будет при $C < 10^{-2}$ моль/л, т.е. при меньших концентрациях, чем для NaCl. Однако, несмотря на отсутствие экстремальных изменений вблизи $t_{\text{ж.з}}$, превышение критической концентрации насыщающего раствора приводит к заметным отличиям температурных спектров от пресных песков. Так, сравнение данных, приведенных на рис. 119, а и б, показывает, что для NaCl слабо засоленных мерзлых песков интервал температур фазовых переходов значительно шире, а релаксационный переход (температура максимума ϵ_3'') на всех частотах сдвинут в область более низких температур. При этом значения $\epsilon_3'(t)$ на каждой частоте намного больше, чем для пресных песков, за исключением частот 50–100 кГц при измерениях на низких температурах.

Важной особенностью температурной зависимости диэлектрических свойств сильно засоленных мерзлых грунтов являются большие величины ϵ_3' и ϵ_3'' при температурах ниже $t_{\text{ж.з}}$ по сравнению с пресными песками на соответствующих частотах. Эти отличия плавно уменьшаются с понижением температуры, причем, чем ниже частота измерений, тем до более низких температур сохраняется значительная разница. Только при температурах, значительно (на $15 \pm 20^\circ\text{C}$) ниже $t_{\text{ж.з}}$, эти отличия для ϵ_3' и ϵ_3'' (рис. 121), а также и для θ_3 становятся малыми. В интервале температур выполненных измерений (до -25°C) эта закономерность четко выражена лишь при насыщении образцов раствором KCl, а в случае раствора NaCl можно отметить только тенденцию.

При понижении температуры мерзлого песка размеры и число ячеек в единице объема, по-видимому, уменьшаются, но это компенсируется возрастанием их поляризуемости за счет увеличения концентрации и подвижности в них ионов. При $t \leq t_{\text{ж.з}}$ за счет интенсивного выпадения кристаллогидратов солей размеры ячеек незамерзшего рассола резко сокращаются, и жидкая фаза мерзлого засоленного песка при температуре на $1-2^\circ\text{C}$ ниже эвтектической находится в состоянии, близком к состоянию и количеству жидкой

фазы незасоленного мерзлого песка при температуре на $1-2^{\circ}\text{C}$ ниже 0°C . Дальнейшее понижение температуры характеризуется плавным уменьшением ϵ_3' и ϵ_3'' , связанным с вымерзанием мелких ячеек жидкой фазы (возможно и в поровом соленом льду), уменьшением их размеров, подвижности ионов и в связи с этим ослаблением и исчезновением влияния эффекта макродипольной поляризации. Завершение фазовых переходов в мерзлых пресных песках происходит по нашим оценкам при температурах: $\sim -(25+30)^{\circ}\text{C}$ и

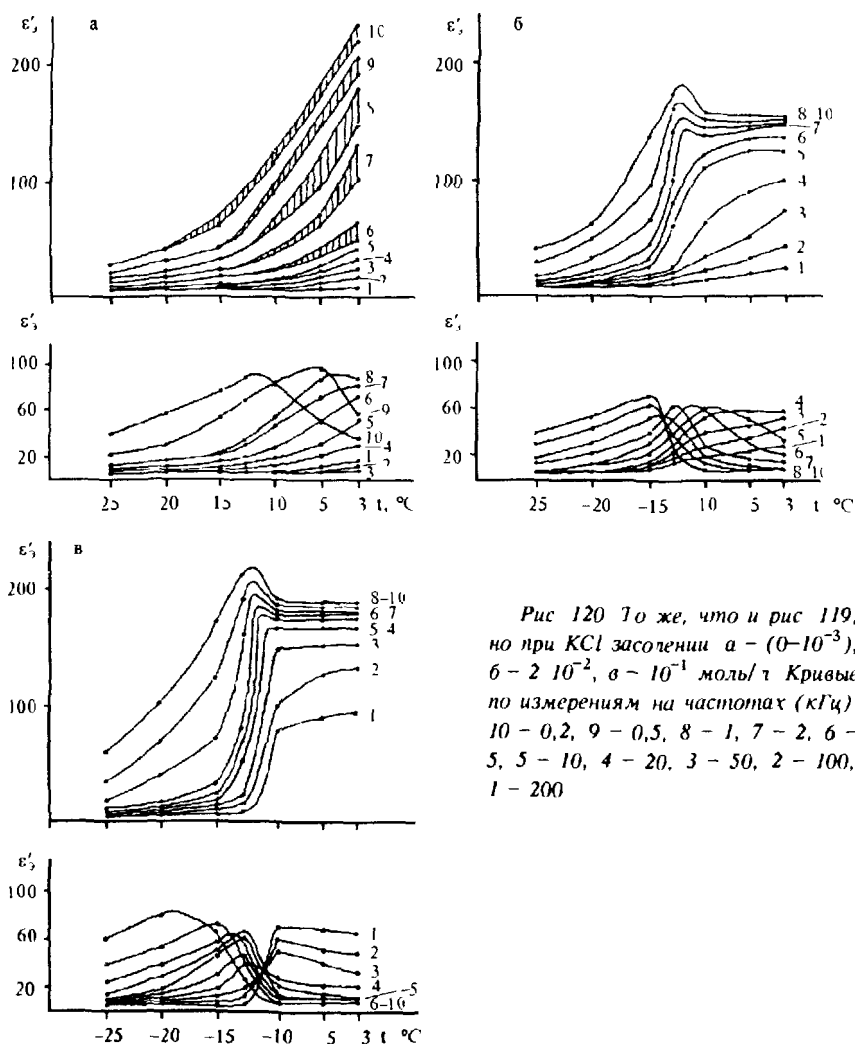


Рис 120 То же, что и рис 119, но при KCl засолении а - $(0-10^{-3})$, б - $2 \cdot 10^{-2}$, в - 10^{-1} моль/г. Кривые по измерениям на частотах (кГц) 10 - 0,2, 9 - 0,5, 8 - 1, 7 - 2, 6 - 5, 5 - 10, 4 - 20, 3 - 50, 2 - 100, 1 - 200

примерно на такой же интервал ниже $t_{зв}$ — в засоленных. Величины диэлектрических параметров при этих низких температурах, даже при измерениях на относительно низких частотах $\sim 10^3$ – 10^4 Гц, становятся аналогичными динамическим при частотах $>10^6$ – 10^7 Гц.

Как хорошо видно из рис. 121, если часть кривых $\epsilon'(t)$ и $\epsilon''(t)$ для поровых растворов KCl ($C = 10^{-1}$ моль/л), соответствующих температурам $t = -13 \div -25^\circ\text{C}$, сдвинуть вправо, то они практически полностью совпадают с кривыми для несоленого песка в интервале температур $-2 \div -15^\circ\text{C}$. Это, по крайней мере, свидетельствует о том, что состояние жидкой фазы (размеры доменов, подвижность ионов и т.п.) в обоих мерзлых песках и кинетика их промерзания сходны, исходя из единообразной температурной зависимости диэлектрических свойств. По нашим оценкам, на основе интерпретации диэлектрических спектров (см. п. VI.4), в пресном мерзлом песке в интервале температур $-2 \div -15^\circ\text{C}$ весовое содержание жидкой фазы может быть порядка $0,2 \div 0,5\%$. Согласно вышеизложенному, аналогичное ее содержание должно быть и в мерзлых KCl засоленных песках при температурах $-13 \div -25^\circ\text{C}$. Для NaCl засоленных песков соответствующий температурный интервал составит $\sim (-23 \div -35)^\circ\text{C}$. Подобная закономерность при $t < t_{зв}$ просматривается

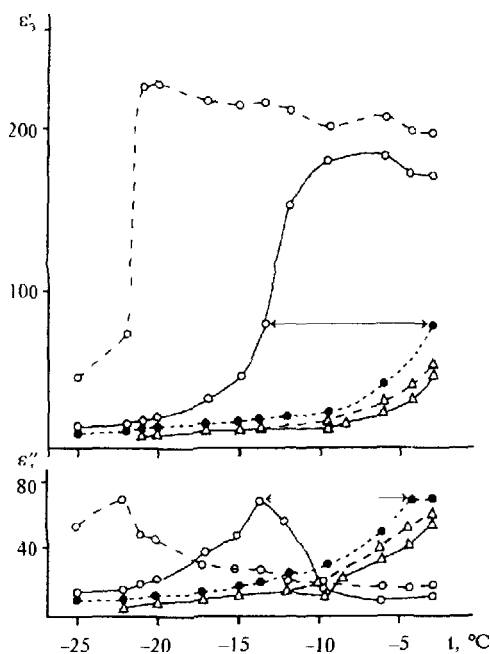


Рис. 121. ϵ'_3 и ϵ''_3 мерзлого песка, насыщенного растворами: пунктирные линии — NaCl, сплошные линии — KCl, точечный пунктир — дистиллированная вода. Концентрация (моль/л): $\circ$ — 10^{-1} , Δ — 10^{-3} , $\bullet$ — 0. Частота 5 кГц

и в данных для поликристаллических солевых льдов, что позволяет предположить некоторую общность в формировании содержания и состояния жидкой фазы и электрических свойств в процессе промерзания различных засоленных криогенных сред. В отмеченных интервалах температур, по-видимому, происходит сложный процесс кристаллизации порового раствора с искаженной структурой в изолированных ячейках очень малого размера. При еще более низких температурах в мерзлых песках, возможно, остается небольшое ($\leq 0,15-0,1\%$) содержание жидкой фазы, кристаллизация которой, ввиду сильно искаженной структуры и большой вязкости, крайне затруднена. Весьма вероятен переход ее в стеклообразное состояние. Определенным подтверждением вышеприведенных соображений являются данные по изучению содержания жидкой фазы в сильно засоленном мерзлом песке грунта (см. рис. 29). В глинистых мерзлых засоленных грунтах эти процессы при $t < t_m$ должны быть растянуты на еще больший температурный интервал, однако экспериментальных данных пока нет.

Рассмотрим теперь некоторые подходы к интерпретации результатов вышеописанных экспериментов.

Приведенные данные о диэлектрических свойствах засоленных мерзлых песков на частотах ниже 10^5 Гц вполне соответствуют предложенной нами модели макродипольной поляризации (см. п. III.1).

При концентрациях поровых растворов ниже C_{xp} электрокинетические свойства жидкой фазы практически одинаковы [45], а формирующийся поровый лед близок к чистому. Это обуславливает сходство явлений поляризации в пресных и слабо засоленных мерзлых песках. Для них характерно резкое возрастание степени дискретизации доменов незамерзшей жидкой фазы (разбавленного раствора) и ее энергетической неоднородности при переходе в мерзлое состояние вблизи 0°C . На низких частотах и при высоких отрицательных температурах вклад макродипольной поляризации наибольший, что обуславливает большие значения ϵ_3' . С увеличением частоты миграция ионов за полупериод изменения приложенного поля уменьшается, что приводит к уменьшению квадратурной составляющей тока миграции, а следовательно, к уменьшению ϵ_3' . На высоких частотах ($>10^5$ Гц) макродипольный эффект стремится к нулю и ϵ_3' определяется компонентным составом среды, т.е., по существу, диэлектрическими проницаемостями твердых матриц ПКС, так как уже при -3°C объемное содержание жидкой фазы в мерзлом пресном песке $\leq 0,5\%$. Понижение температуры также ослабляет эффект макродипольной поляризации ввиду уменьшения размеров доменов жидкой фазы и подвижности в ней ионов. Сходство явлений, происходящих в пресных и слабо засоленных ($C < 10^{-3}$ моль/л) песках, подтверждают близкие значения ϵ_3' , ϵ_3'' , θ_3 и энергий активации. Правда, при температурах ниже -15°C значения энергии активации для слабо засоленных мерз-

рых песков оказались больше, чем приведенные в табл. 5 для песков, насыщавшихся дистиллированной водой. Возможно, это связано с содержанием примесей в поровом льду.

При исходных концентрациях насыщающих растворов, больших $C_{кр}$, возникает заметный рост концентрации подвижных противоионов в диффузной части ДЭС, уменьшается дзета-потенциал [126], т.е. происходит вырождение диффузной части ДЭС, и, как следствие, ионы в незамерзшем поровом растворе становятся почти свободными от воздействия поверхности твердой фазы порового пространства. Эти изменения должны существенно повлиять на повышение подвижности ионов в жидкой фазе, а, следовательно, на уменьшение времени релаксации и энергии активации процессов миграционной поляризации засоленного песка. Приведенные результаты экспериментов находятся в хорошем соответствии с этими представлениями. При $t > t_{зв}$ эффективное время электрической релаксации засоленного мерзлого песка на два-три порядка меньше, чем несоленого; также значительно меньше (~ 15 ккал/моль) и энергия активации. Вырождение диффузных частей ДЭС приводит и к заметному уменьшению значений ϵ_* , поскольку уменьшается степень неоднородности жидкой фазы ввиду снижения ограничивающего влияния ДЭС на миграцию ионов. Этот эффект особенно четко проявляется при исходных концентрациях насыщающих растворов $C \geq 10^{-1}$ моль/л (см. рис. 118). Подобное уменьшение ϵ_* имеет место при оттаивании пресных мерзлых песков.

Понижение температуры и формирование порового льда обуславливает постепенное уменьшение размеров доменов жидкой фазы, повышение ее вязкости и уменьшение подвижности ионов, что сопровождается некоторым возрастанием значений ϵ_* . При температурах, близких к эвтектической, вследствие интенсивного выпадения кристаллогидратов солей, возникает новая структура порового пространства и резкое уменьшение размеров доменов жидкой фазы, что приводит к сильному искажению ее структуры и снижению подвижности носителей заряда ввиду возрастания средней энергии их взаимодействия с поверхностями кварца, льда и кристаллогидратов. Эти изменения вызывают резкое возрастание θ , ($W_d \approx 60 \pm 5$ ккал/моль), а также рост ϵ_* при $t < t_{зв}$. Причем, как следует из диаграмм Коул-Коула (см. рис. 118), с понижением температуры, в особенности ниже $t_{зв}$, ширина распределения времен релаксации (величина параметра α) в засоленных мерзлых песках возрастает. Это свидетельствует о возрастании степени электрической неоднородности среды, что, по-видимому, обусловлено широкой гаммой различных энергетических состояний ионов жидкой (квазижидкой) фазы, распределенной в виде малых дискретных доменов в твердой матрице, усложненной зернами примесного льда и кристаллогидратов солей.

Рассмотренный характер температурных зависимостей диэлектрических свойств засоленных мерзлых песков на различных частот-

тах также связан с вырождением диффузной части ДЭС и механизмом макродипольной поляризации. При высокой исходной концентрации насыщающих растворов ($C \geq 10^{-1}$ моль/л) подвижность и концентрация ионов в доменах жидкой фазы мерзлого соленого песка особенно велики, и вплоть до частот $2 \cdot 10^5$ Гц (при $t > t_{\text{зв}}$) за счет макродипольной поляризации наблюдаются аномально высокие значения $\epsilon_3' \approx 100 \div 200$ (как в талых пресных песках). Понижение частоты на три порядка приводит к закономерному возрастанию ϵ_3' лишь только в два раза, что подтверждает высокую подвижность ионов и приблизительно однородное энергетическое состояние жидкой фазы в доменах. Причем высокая поляризуемость среды сохраняется практически вплоть до $t \approx t_{\text{зв}}$, несмотря на происходящий процесс льдовыделения. Это свидетельствует о том, что процессы преобразования и замерзания порового раствора происходят так, что произведение числа его дискретных ячеек в единице объема среды на их эффективную поляризуемость остается примерно постоянным. При температурах $t \leq t_{\text{зв}}$ за счет резкой перестройки поровой структуры, усложнения твердой матрицы среды, изменения содержания и энергетического состояния жидкой фазы эффект макродипольной поляризации значительно ослабевает и проявляется лишь на достаточно низких частотах. При этом разница в значениях ϵ_3' при фиксированной температуре возрастает с понижением частоты уже не в два, а в десятки раз, т.е. примерно как для незасоленных мерзлых песков при температурах ниже начала их замерзания.

При меньших исходных концентрациях насыщающих растворов — $C \approx (0,5 \div 2) \cdot 10^{-2}$ моль/л — наблюдается промежуточный характер температурных спектров ϵ_3' и состояний жидкой фазы между практически несолеными и сильно засоленными мерзлыми песками. Степень вырождения диффузных частей ДЭС и подвижность ионов в незамерзшей жидкой фазе в этом случае значительно меньше, и макродипольная поляризация на частотах выше $20 \div 30$ кГц проявляется слабо даже при достаточно высоких температурах мерзлого песка.

Интересна зависимость фактора потерь $\epsilon_3''(t)$ и $\text{tg} \delta$. При $t > t_{\text{зв}}$ экспериментально получено, что $\epsilon_3''(t)$ сильно засоленного мерзлого песка на высоких частотах значительно больше, чем на низких, а при $t < t_{\text{зв}}$ — наоборот (см. рис. 119, в, 120, в). Возможно, это связано с частотной зависимостью релаксационного торможения движущихся ионов, возникающего за счет смещения их по отношению к центру собственной ионной атмосферы, вследствие конечного ее времени релаксации. Этот эффект возрастает с ростом концентрации раствора, но если частота используемого для измерений переменного поля (тока) $\omega \geq \frac{2\pi}{\tau}$ (τ — время релаксации ионной атмосферы), то релаксационный эффект торможения исчезает. Последнее означает, что миграция ионов в доменах жидкой фазы сильно

засоленных мерзлых песков оказывается на высоких частотах более свободной, т.е. ток ближе по фазе к приложенному полю, а значит, будет больший вклад в электропроводность, чем в поляризуемость среды. Как следствие, при значительном содержании жидкой фазы ($t > t_{\text{ж}}$) ϵ_3'' будет заметно больше, а ϵ_3' — меньше. При $t < t_{\text{ж}}$ жидкая фаза, ввиду ее повышенной вязкости, практически не оказывает влияния ни на электропроводность, ни на макродипольную поляризуемость среды на высоких частотах, и ϵ_3'' , ϵ_3' резко уменьшаются, причем значения ϵ_3' соответствуют аддитивным формулам смесей. На низких же частотах поляризация и потери остаются значительными.

Таким образом, модель макродипольной поляризации с учетом специфики ПКС и электрокинетических свойств незамерзшей жидкой фазы, изменяющихся в зависимости от температуры, концентрации и состава поровых растворов, позволяет понять многие особенности диэлектрических свойств мерзлых сред. Следует также отметить, что засоленные кварцевые пески представляют собой хорошую модельную среду для исследований основных закономерностей кинетики замерзания, содержания и свойств жидкой фазы, формирования и изменения электрических и других физических свойств мерзлых грунтов и пород. Приведенные данные о частотно-температурных спектрах мерзлых песков различной степени засоленности показывают, что, подбирая концентрацию и состав (т.е. $t_{\text{ж}}$) насыщающих растворов, а также частоту измерения, можно получить, например, зависимости $\epsilon_3'(t)$ и $\epsilon_3''(t)$, соответствующие мерзлым грунтам с различным составом минеральной матрицы.

Для сравнения были выполнены измерения диэлектрических свойств образцов песчано-глинистых грунтов естественного состава. Частотно-температурные спектры этих грунтов оказались сходными с искусственно засоленным промытым кварцевым песком, что, в принципе, подтверждает возможность моделирования. На рис. 122 приведены примеры температурных спектров ϵ_3' на разных частотах для образца засоленной супеси, отобранного из скважины в Западной Сибири вблизи побережья Северного Ледовитого океана (сплошные линии) и образца гжельского кварцевого песка (пунктирные линии). Важным результатом этого эксперимента является подтверждение закономерного экстремального изменения $\epsilon_3'(t)$ в начале замерзания грунта (точка максимума получена при температуре измерения $-(0,7 \pm 0,1)^\circ\text{C}$), установленного нами ранее (п. III.4.). Причем, для засоленной супеси этот максимум регистрируется вплоть до достаточно высоких частот ($3 \cdot 10^5$ Гц), в то время как для несоленого гжельского песка лишь до $2 \cdot 10^3$ Гц. Это обусловлено большей подвижностью ионов в дискретных доменах жидкой фазы засоленного грунта, что подтверждается и вдвое большими значениями ϵ_3' для супеси в талом состоянии на частоте 10^6 Гц. Дисперсионный переход для этого грунта в талом состоянии, т.е. максимум ϵ_3'' , соответствует частоте $(5-6) \cdot 10^6$ Гц, а для гжельского

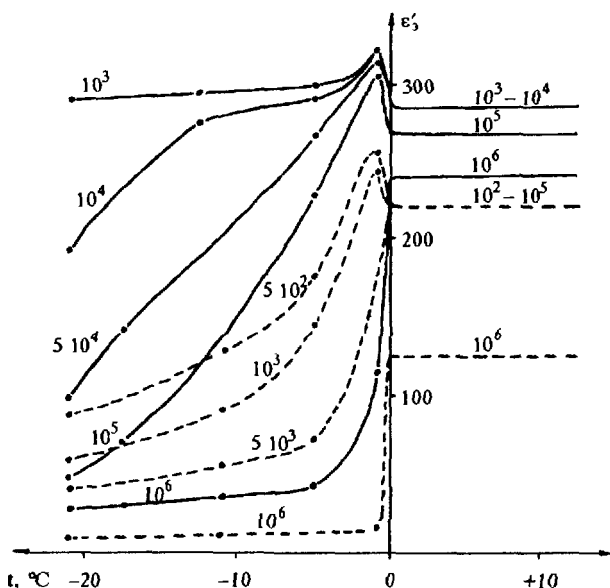


Рис 122 Температурная зависимость ϵ_3' естественной засоленной супеси (сплошные линии) и гжельского кварцевого песка (пунктирные линии) Параметр кривых – частота (Гц)

песка примерно 10^6 Гц. В мерзлом гжельском песке эффект макродипольной поляризации становится пренебрежительно малым уже на частотах $\approx 10^4 + 10^5$ Гц. Приведенный на рис. 122 график зависимости $\epsilon_3'(t)$ для этого грунта на частоте 10^6 Гц полностью аналогичен характеру зависимости $\epsilon_3'(t)$ для песчаного грунта, полученной на частотах $\sim 10^9$ Гц [196, 207]. Разница состоит лишь в абсолютных значениях ϵ_3' при положительных температурах, поскольку частота 10^9 Гц намного выше области частотной дисперсии ($10^7 + 10^4$ Гц), когда за счет влияния макродипольной поляризации ϵ_3' сильно возрастает.

Анализ полученных экспериментальных данных и закономерностей позволяет сделать следующее заключение.

1. Граничная (критическая) исходная концентрация KCl и NaCl поровых растворов, полученная для мерзлых песков $S_{кр} \approx (0,5+1) \cdot 10^{-2}$ моль/л сходна с подобной для поликристаллического KCl соленого льда. Эта концентрация имеет определенную физико-химическую основу. Вплоть до нее справедлив предельный закон Дебая-Гюккеля-Онсагера, устанавливающий связь между коэффициентом активности и ионной силой разбавленных растворов; практически не изменяются граничный потенциал Донана, электрический потенциал и концентрации носителей заряда в связанной воде (в диффузных частях ДЭС). Этим концентрациям соответствует явление изопроводимости насыщенных растворами дисперсных

сред, начало возрастания энергии активации вязкого течения сорбционного слоя раствора. Начиная с этой концентрации, становятся значимыми явления ассоциирования ионов в растворах сильных электролитов. При замерзании разбавленных ($C < 10^{-3}$ моль/л) растворов как в свободном объеме, так и в пористых средах со слабой активностью и ионно-обменной емкостью поверхностей твердой фазы (лед, кварц, каолинит и другие подобные минералы, кроме монтмориллонитовых и слюдястых глин), кинетика их промерзания, формирования ПККС, содержание жидкой фазы и иные факторы, определяющие их электрические свойства, практически не зависят от солености.

При исходных концентрациях $C > C_{кр}$ существенно изменяются многие физико-химические и электрокинетические параметры растворов, что определяет резко отличную кинетику их замерзания и приводит к иным величинам и зависимостям параметров их электрических и других физических свойств.

2. При $C < C_{кр}$ от исходной концентрации поровых растворов в мерзлых песках оказались почти независимыми: эффективное время релаксации процессов электрической поляризации и его энергии активации, статическая диэлектрическая проницаемость, удельное сопротивление на постоянном токе, а также частотно-температурная дисперсия ϵ_3' и ϵ_3'' (по крайней мере, на частотах $\geq 10^3$ Гц).

3. При $C > C_{кр}$ начинается интенсивное вырождение ДЭС, в результате чего ионы в незамерзающем поровом растворе становятся менее связанными с поверхностью твердой фазы, растет их концентрация и подвижность. Вследствие этого при $t > t_{зв}$ значительно уменьшаются эффективное время релаксации и энергия активации процессов электрической поляризации в мерзлом песке, приближаясь к значениям в талом состоянии. По тем же причинам в мерзлых сильно засоленных песках уменьшается ϵ_3 и удельное сопротивление на постоянном токе, поскольку ослабевают силовые поля в жидкой фазе, ограничивающие миграцию носителей заряда (ионов). При начальной концентрации поровых растворов хлоридного состава $C \geq (3+5) \cdot 10^{-2}$ моль/л удельное электрическое сопротивление на постоянном и низкочастотном токе перестает зависеть от литологии и гранулометрического состава мерзлого грунта и определяется только концентрацией и составом насыщенного раствора. В процессе промерзания засоленного льда или песка концентрация оставшегося незамерзшим порового раствора и его поверхностное натяжение довольно быстро возрастают, что приводит к образованию неоднородных дискретизированных доменов жидкой фазы, размеры которых при фиксированных температурах должны быть значительно больше, чем в несоленых мерзлых песках. Это приводит к сильному проявлению эффекта макродипольной поляризации, доминирующему на частотах ниже 20 кГц и обусловливающему ано-

мально большие значения ϵ, ϵ' , сохраняющиеся вплоть до $t \approx t_{\text{ж}}$ и, частично, при более низких температурах.

4. Вблизи эвтектической температуры происходит резкое изменение параметров диэлектрических свойств засоленного грунта, обусловленное сильным уменьшением содержания и возрастанием степени дискретности доменов жидкой фазы, снижением подвижности в ней ионов. Дальнейшее понижение температуры ($t < t_{\text{ж}}$) обуславливает изменение электрических свойств соленого мерзлого песка, весьма сходное с характером изменения этих свойств для пресного песка при температурах ниже 0°C . Последнее указывает на продолжение фазовых переходов при $t < t_{\text{ж}}$ в диссимилированных мелких ячейках (доменах) порового рассола. При $t < t_{\text{ж}}$ низкочастотная область дисперсии (в пределах изученного диапазона частот до 20 Гц) не наблюдается, т.е. для соленого мерзлого грунта имеется одна область дисперсии как и для пресного. Однако значения времен релаксации ниже, интервал их распределения шире, а энергия активации и ϵ , несколько больше, чем в пресных песках при соответствующих температурах.

5. Установленные закономерности частотной и температурной дисперсии электрических свойств и параметров релаксации засоленных мерзлых грунтов обусловлены зависимостью электрокинетических характеристик жидкой фазы от концентрации и состава насыщающих растворов, содержанием жидкой фазы и, в особенности, степенью дискретизации ее объемного распределения в межзерновых зонах и в самих агрегатах твердых матриц ПКС мерзлой среды. Предложенный механизм макродипольной поляризации в доменах жидкой фазы позволяет понять и качественно объяснить закономерности, полученные экспериментально.

6. Закономерности формирования и изменения электрических свойств при промерзании (оттаивании) мерзлых несоленых и засоленных грунтов и пород имеют общие черты. Например, частотно-температурные спектры несоленых мерзлых песков практически аналогичны спектрам значительно засоленных песков в интервале температур $t \leq t_{\text{ж}}$. Это позволяет проводить модельные исследования процессов замерзания, формирования ПКС, электрических и других свойств мерзлых пород, используя чистый кварцевый песок или другие простые зернистые среды, насыщаемые растворами различного состава и концентрации.

III.8. Двухфазные ледяные образования

С общих позиций формирования ПКС (п. I.2 и I.3) любая криогенная среда, в том числе и поликристаллический пресный лед должна при определенных термодинамических условиях содержать заметное количество жидкой фазы в межзерновых граничных зонах. Это обусловлено, в первую очередь, повышенной концентрацией примесей, возникающей в результате вытеснения их в периферий-

ные области роста зародыша, а затем и кристалла льда. Когда зоны повышенной минерализации жидкой фазы, формирующейся вблизи отдельных кристаллов льда, сомкнутся, а величина концентрации незамерзающего раствора достигнет некоторой величины, равновесной при данной температуре со льдом, рост кристаллов прекращается. Возникает двухфазная система, состоящая из кристаллов почти чистого льда и незамерзшего раствора (п. 1.3). Некоторая часть примесей захватывается растущим кристаллом льда. Даже при выращивании поликристаллического льда из дистиллированной воды объемная концентрация примесей в нем составляет $10^{-6}+10^{-5}$ моль/л, при этом концентрация в незамерзшей жидкой фазе может быть на 2–3 порядка выше. Ледниковый лед, формирующийся в результате метаморфизма снежно-фирнового слоя, содержит значительно большее количество растворимых и нерастворимых примесей. Поэтому при не очень низких температурах ($>-5^{\circ}\text{C}$) существование жидкой фазы в межзерновых зонах поликристаллического льда не вызывает сомнения.

Вблизи же температуры плавления льда ее содержание, по-видимому, может доходить до единиц процента (см. п. VI.5), а ширина прожилков (прослоек) жидкой фазы достигает $\sim 100\text{--}300$ мкм. Такой влажный лед типичен для так называемых *теплых ледников* (умеренных и субполярных), температура которых часто бывает очень близка к 0°C . Жидкая фаза при этих условиях распределяется как на стыках зерен льда, так и в нерегулярных, часто прерывистых прожилках и прослойках между зернами. Под руководством Дж.Ная [265 и др.] был выполнен ряд экспериментальных детальных исследований термодинамики формирования и геометрии этих межзерновых прожилков жидкой фазы в пресном поликристаллическом “разлагающемся” (rotting) льду. Было установлено и проанализировано много деталей морфологии и размеров “водных прожилков” в образцах льда при 0°C , обзор которых приводится в [249]. Однако вопрос о соединении жидких прожилков и о сквозной объемной проницаемости влажного льда теплых ледников пока остается открытым. Возможно, что эти ледники имеют явную сквозную проницаемость лишь на отдельных небольших расстояниях, а в целом в толще льда может и не быть открытых связей между жидкими включениями. Эта проблема в значительной мере аналогична перколяционным моделям магматических пород в состоянии с частичным подплавлением основных породобразующих минералов. Тем не менее содержание жидкой фазы в поликристаллическом льду должно оказывать влияние на его ϵ_3' и ϵ_3'' как на высоких радиочастотах, так и на частотах ниже 10^5 Гц, когда проявляется эффект макродипольной поляризации.

Основными компонентами состава теплых ледников являются снег, фирн и лед с соответствующими значениями плотности ρ_d около 400–500, 650–800 и ~ 900 кг/м³, а также вода. Конечно, возможны вариации плотности указанных компонентов, например, для свежевыпавшего сухого снега $\rho_d \sim 50\text{--}100$ кг/м³, однако увлаж-

нение, уплотнение, оседание и смерзание снега быстро приводят к увеличению его плотности с последующим образованием фирна, а затем и льда. Поликристаллический лед часто подразделяют на "сухой" и "влажный", хотя эта классификация весьма условна и не имеет четких количественных критериев. Однако к "влажному" обычно относят лед, содержащий квазисвободную жидкую фазу. В нем также часто наблюдаются макроканалы и полости, частично или полностью заполненные свободной водой. Сухой же лед почти не содержит жидкой фазы ($W_n < 0,2\%$) и может быть как массивным ($\rho_d \approx 917 \text{ кг/м}^3$), так и пузырчатым, т.е. с порами, заполненными воздухом ($\rho_d \approx 850 \pm 900 \text{ кг/м}^3$).

Диэлектрические свойства воды как дипольного диэлектрика существенно зависят от частоты и температуры (рис. 123, 124. И хотя частотная дисперсия ϵ' жидкой воды и чистого льда дебайевского типа характеризуется практически одним временем релаксации, все же вода не столь простое вещество. Так, например, установлены значительные различия между высокочастотными (микроволновыми) и оптическими диэлектрическими свойствами льда: $\Delta\epsilon = \epsilon_d - n^2 = 3,2 - 1,72 = 1,48$. Температурной зависимости ϵ_d в интервале $-50^\circ + 0^\circ\text{C}$ для чистого плотного льда практически нет, $\text{tg}\delta$ его возрастает с температурой примерно на порядок (от $1,4 \cdot 10^{-4}$ до $1,2 \cdot 10^{-3}$), причем основное изменение происходит в интервале: $-15 \pm 0^\circ\text{C}$.

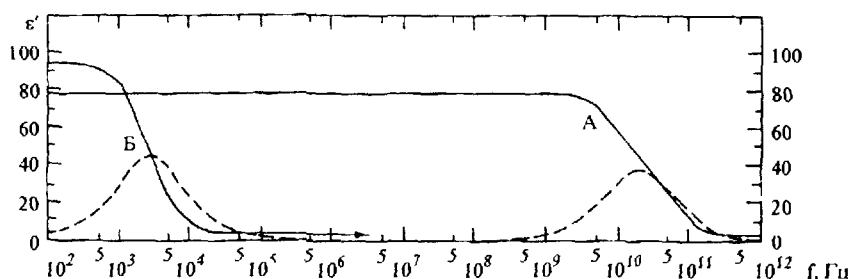


Рис 123 Частотная зависимость диэлектрических свойств воды ($t = 25^\circ\text{C}$) — А и пресного льда ($t = -10,8^\circ\text{C}$) — Б, ϵ' — сплошные линии, ϵ'' — пунктирные линии

Исследования [97] привели к выводу, что в микроволновом и ИК-диапазонах помимо электронной и атомной поляризации молекул воды значительный вклад в деформационную поляризацию вносят трансляционные колебания молекул при наличии статистической сетки водородных связей, за счет искажения которых и объясняют дополнительную поляризацию молекул. Имеется также отклонение температурной зависимости времени электрической релаксации воды от закона Аррениуса.

Согласно перколяционной модели воды, в ней можно выделить

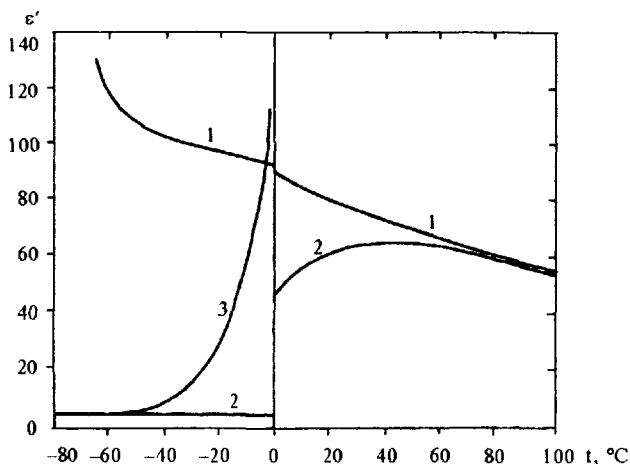


Рис 124 Температурная зависимость ϵ' воды (кривые 1, 2) и льда - (3) 1 - ϵ_s , 2 - ϵ_d , 3 - ϵ_s' льда на средних частотах

две фракции молекул: “мобильные” и “немобильные”, т.е. совершающие или не совершающие переориентации электрического диполя за среднее время жизни межмолекулярной водородной связи. С понижением температуры число немобильных молекул быстро увеличивается, что повышает время диэлектрической релаксации воды. Специальное изучение фактора корреляции Кирквуда, величина которого служит мерой совместной ориентации электрических диполей соседних молекул воды, показало [97], что его величина для жидкой воды $\sim 1,3$, т.е. тенденция к параллельной ориентации диполей невелика. Для льда величина этого фактора при 0°C равна 1,8 и возрастает до 2 и более с понижением температуры. Это в определенной степени объясняет скачок ϵ при переходе 0°C и дальнейшее увеличение ϵ_s льда с понижением температуры (см. рис. 124).

Анализ данных, приведенных в п. III.2 и III.3, а также в литературе, приводит к выводу, что при температуре $\sim 0^\circ\text{C}$ в диапазоне частот $10^6 \div 10^9$ Гц электрические свойства ϵ_d' и σ_d воды и плотного льда слабо зависят от частоты, и для оценок свойств двухфазного льда и снега могут быть приняты значения, приведенные в табл. 7. Используя эти данные и аддитивные формулы смесей, можно сделать оценки высокочастотных электрических свойств двухфазного льда, т.е. содержащего воздух или воду, при полном и частичном заполнении пор.

В общем случае **влажные снежно-фирновые** среды представляют собой трехкомпонентные смеси: лед-воздух-вода. Электрические свойства таких смесей рассчитывались методом сеток [Лучининов, Мачерет [87]] и, например, для фирна плотностью 640 кг/м^3

Материал	ϵ'	σ' , Сим/м
ЛЕД:		
полярных ледников	3,15	$6 \cdot 10^{-5}$
умеренных ледников	3,19	$4,5 \cdot 10^{-5}$
ВОДА:		
талая умеренных ледников	86	$(2+3) \cdot 10^{-4}$
талая полярных ледников	86	$(2+8) \cdot 10^{-4}$
дождевая	86	$(0,1+3) \cdot 10^{-2}$

было получено, что ϵ_d' изменяется от 2,4 до 5,8 при возрастании влажности от 0 до 20%. Однако априорно неизвестная и весьма изменчивая структура порового пространства и воздушных включений обуславливает трудности при применении моделей с определенной формой ячеек воды. Более надежно с помощью формул смесей можно оценить электрические характеристики двухфазных смесей лед-вода при полном заполнении пор водой. В этом случае можно воспользоваться почти любой формулой статистической смеси, например, формулой Лихтенекера

$$\ln \epsilon_{см} = (1 - p) \cdot \ln \epsilon_l + p \cdot \ln \epsilon_{п.р} \quad (\text{III.42})$$

либо формулой Луенги

$$\epsilon_{см}^{1/3} = (1 - p) \cdot \epsilon_l^{1/3} + p \cdot \epsilon_{п.р}^{1/3}, \quad (\text{III.43})$$

где $p = \frac{\rho_{тв} - \rho_l}{\rho_{тв}}$ — пористость среды, $\rho_{тв}$ — плотность массивного сухого льда (917 кг/м^3), ρ_l — плотность данного ледяного образования, $\epsilon_{п.р}$ — диэлектрическая проницаемость заполнителя пор (воды, раствора).

Эти формулы достаточно хорошо соответствуют макроизотропным неупорядоченным мелкодисперсным смесям. Для учета упорядоченности и геометрических особенностей (формы) включений возможно применение других, более сложных формул [173], например, уравнения Вайнера [19], содержащего “формфактор”, значение которого может меняться в широких пределах, однако для снежно-фирновой толщи априори неопределимо. Формулы (III.42) и (III.43) проще, нагляднее и дают хорошее приближение к экспериментальным данным.

Примеры применения некоторых формул для определения $\epsilon_{см}'$ влажного (с полным заполнением пор, т.е. $W_v = p$) и сухого пористого льда в высокочастотном ($>10^6 \text{ Гц}$) диапазоне приведены на рис. 125.

Сухие ледяные образования. Как следует из рис. 125, для

сухого льда с пористостью p от 0 до 8% диэлектрическая проницаемость линейно уменьшается в пределах $3,19 \pm 2,86$, т.е. тоже примерно на 9%: $\epsilon_d'(p) = 3,19 - 3,3 \cdot p$.

Такое изменение приводит к повышению скорости распространения радиоволн примерно на 6%, которая линейно возрастает с увеличением пористости в этом интервале: $v(p) \approx 168 + 10^2 \cdot p$ м/мкс (пористость льда "p" в долях единицы). Полученные данные о величинах ϵ_d' для сухого пористого льда согласуются с известной формулой Робина:

$$\epsilon_d' = (1 + 0,000851 \cdot p)^2,$$

расхождение при плотности льда $917 \geq \rho \geq 800$ кг/м³ в пределах $1 \pm 1,5\%$. Для очень рыхлого снега ($\rho \approx 0,05 \pm 0,1$) расхождение достигает 7–10%. Применение формулы Лихтенскера позволило получить общий характер зависимости ϵ_s' и ϵ_d' ледяных образований от их плотности в интервале $0,05 \leq \rho \leq 0,917$, причем получена не-

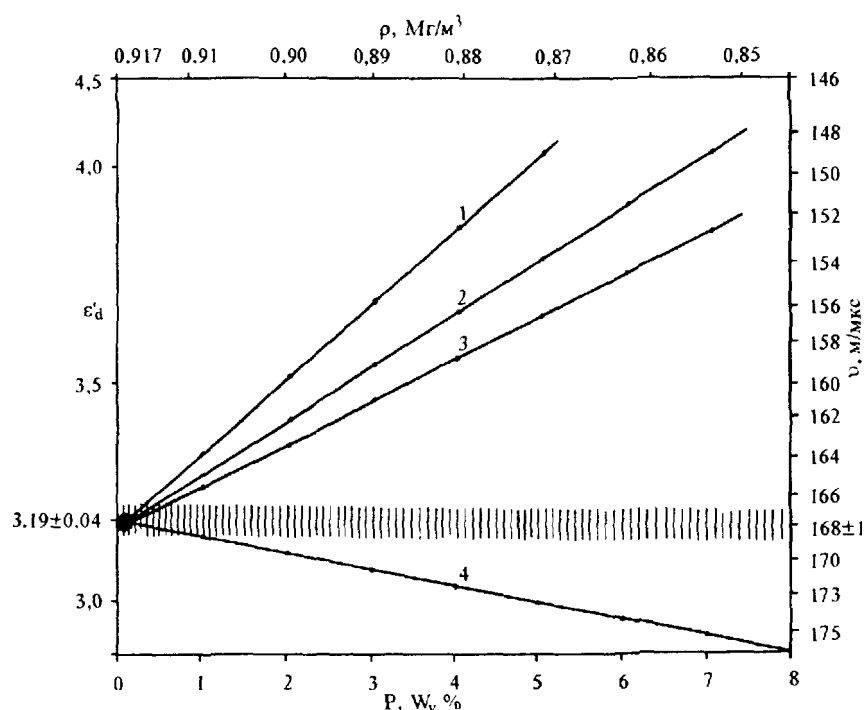


Рис. 125. Влияние пористости и влажности на ϵ_d и фазовую скорость радиоволн в пресном льду. Влажный лед с полным заполнением пор водой: 1 – по формуле (III.43), 2 – по (III.42) при $\epsilon_a' = 86$; 3 – по (III.42) при $\epsilon_a' = 45$; 4 – сухой пористый лед

плохая сходность с экспериментальными данными, что иллюстрируется рис. 126. При расчетах приняты следующие значения параметров плотного массивного льда: $\epsilon_s' = 100$, $\epsilon_d' = 3,19$. Сопоставление с расчетом по формуле смеси Вайнера показывает, что полученная нами зависимость для ϵ_s' соответствует значению форм фактора $U \approx 10$, однако, что это означает — не ясно.

Приведенные выше линейные зависимости $\epsilon_d'(p)$ справедливы примерно вплоть до плотностей фирна $\rho \approx 0,65 + 0,6 \text{ Мг/м}^3$. При меньших значениях плотности расхождение с прямым расчетом по формуле Лихтенекера становится больше 5%, достигая для очень

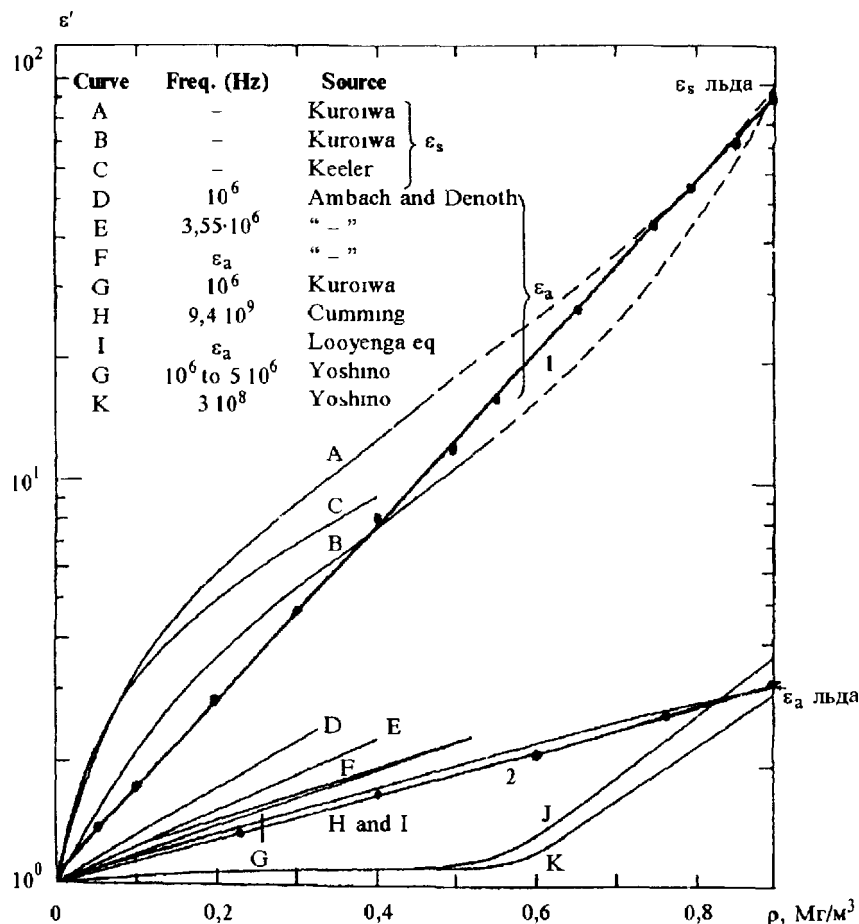


Рис. 126. Диэлектрические свойства сухих ледяных образований в зависимости от плотности: 1, 2 — расчеты по формуле Лихтенекера, сводка экспериментальных данных [254]

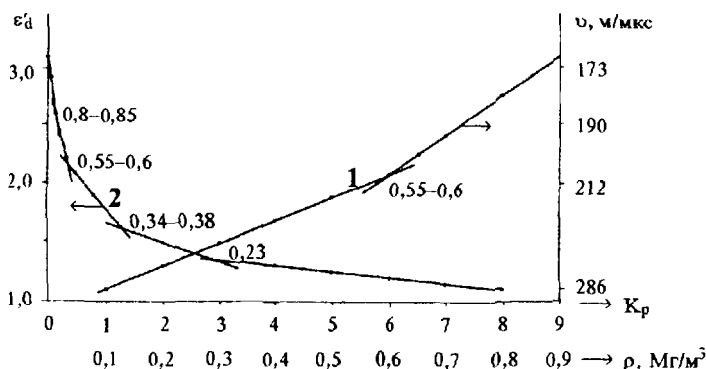


Рис. 127. ϵ_d и скорость радиоволн в сухих ледяных образованиях. 1 — зависимость от плотности (ρ), 2 — зависимость от коэффициента пористости (K_p). Числа у изломов кривых — значения плотности

рыхлого снега 80% и более. Это свидетельствует об изменении закона зависимости ϵ'_d от пористости (плотности) ледяного образования, что ясно видно из рис. 127,1. Более того, как следует из рисунка, представление ϵ' смеси как функции от коэффициента

пористости $K_p = \frac{\rho}{1 - \rho}$ позволяет выявить целый ряд изменений наклона графика (рис. 127,2). Этот факт весьма любопытен, так как K_p является одним из определяющих параметров структуры зернисто-пористой среды [124], которая изменяется с возрастанием плотности (или уменьшением пористости) не монотонно. Выявленные граничные значения плотностей, отделяющие линейные отрезки графика на рис. 127,2, отражают качественные изменения структуры ледяных образований в процессе консолидации и диагеза сухого снега и фирна. Если интервалы плотностей от 0,55 до 0,83 Мг/м^3 и выше известны давно и нашли определенное объяснение [237], то другие интервалы, по-видимому, выделены впервые и их необходимо детально исследовать. Плотность 0,55–0,58 Мг/м^3 является предельной, достигаемой простым уплотнением снега, и характеризует границу снег-фирн. Значение плотности 0,8–0,85 Мг/м^3 характеризует переход ледяного образования в состояние с закрытыми порами (пузырьками) — этим завершается процесс превращения фирна в лед. Дальнейшее возрастание плотности льда сопровождается уменьшением размеров пузырьков и самой величины пористости, т.е. характеризует переход к плотному массивному льду. Однако, какие качественные изменения происходят в структуре снега в интервалах плотностей до 0,23; 0,23–0,35 и 0,35–0,55, было неизвестно. Наше объяснение приведено в п. IV.2. Очевидно одно, что диэлектрическая проницаемость сухого снега и льда представляет собой структурно-чувствительный пара-

метр, а следовательно, есть реальные весьма интересные перспективы радиолокационной томографии холодных снежно-фирновых покровов с последующей разработкой дистанционных способов оценки их упругих и прочностных свойств.

Влагосодержащие ледяные образования. В случае полного заполнения пор льда (т.е. $W_v = p$) жидкой фазой (см. рис. 125,2 и 3) его диэлектрическая проницаемость ϵ_d' изменяется значительно сильнее, чем у сухого льда, возрастая уже на 31% (при $\epsilon_a' = 86$) при росте пористости до 8%. При этом скорость распространения радиоволн уменьшается на 13%. При $\epsilon_a' = 45$ соответственно: ϵ_d' — на 25%, а v — на 10%. Зависимость в пределах изменения “ p ” до 10% также линейная: $\epsilon_d'(W_v) = 3,19 + 12,3 \cdot W_v$, $v(W_v) = 168 - 260 \cdot W_v$ (при $\epsilon_a' \approx 86$) и $\epsilon_d'(W_v) = 3,19 + 10,5 \cdot W_v$, $v(W_v) = 168 - 220 \cdot W_v$ (при $\epsilon_a' = 45$). Отсюда видно, что $\frac{\Delta \epsilon_d'}{\Delta W_v} \approx 10 \div 12$.

Значение диэлектрической проницаемости жидкой фазы во льду, равное 45, взято нами как лучшее приближение к ϵ' слабого порового раствора (воды) на высоких частотах ($\sim 10^{10}$ Гц). Однако уменьшение ϵ_a' почти вдвое приводит к разнице в диэлектрической проницаемости смеси лед-жидкая фаза ($\epsilon_{см}'$) при пористости льда $p = (0 \div 8)\%$ всего примерно до 3,5%, а для скоростей радиоволн — до 2,2%. Рассмотренные данные дают вполне достоверные общие представления о возможных вариациях величин ϵ' пористого сухого и влажного льда теплых ледников. Отметим, что изменения ϵ' (рис. 125,2 и 3) следует рассматривать как нижний предел, так как в толще теплых ледников нередко встречаются макровключения воды (линзы и т.п.), а сами кристаллы льда содержат примеси, что может быть причиной некоторого возрастания средних значений ϵ_s' ледниковой толщи по сравнению с выполненными оценками.

Проанализируем и другой вариант зависимости высокочастотной диэлектрической проницаемости ледяных образований от влажности, когда пористость их постоянна, а объемная влажность растет от нуля до полного заполнения порового пространства, т.е. $0 \leq W_v \leq p$. Результаты расчета диэлектрической проницаемости по формуле Лихтенекера для этого случая в интервале плотностей ледяных образований от 0,1 до 0,9 Мг/м³ (пористость от 0,89 до 0,02) приведены на рис. 128,а,б. Величины влажностей взяты от 1 до 30%, поскольку последняя является практически максимальной водоудерживающей способностью снежно-фирновых образований. Полученные зависимости весьма характерны и выглядят достаточно универсально для ледяных сред разной плотности. Основными их отличительными чертами являются:

1) Нелинейная зависимость $\epsilon_{см}'(W_v)$ в отличие от случая возрастания влажности при полном заполнении пор. Однако при влажности до 10% нелинейность очень мала, и кривые можно без

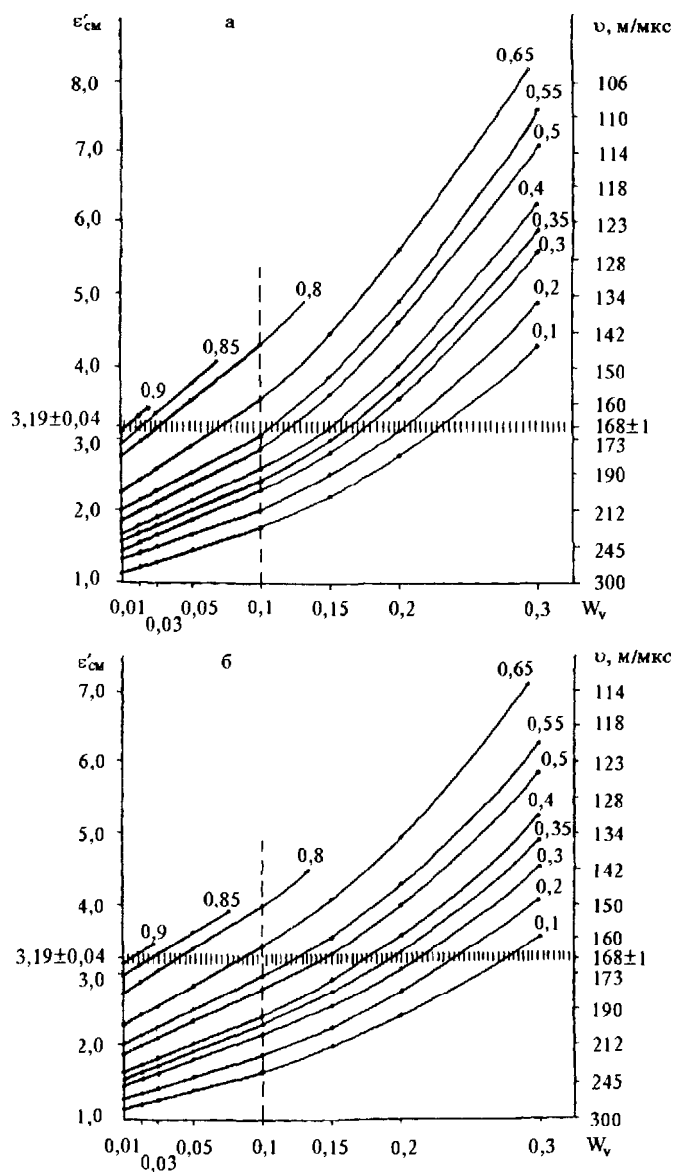


Рис. 128. ϵ_d и скорость радиоволн в зависимости от степени заполнения пор водой для различных ледяных образований: а - $\epsilon'_a = 86$, б - $\epsilon'_a = 45$; параметр кривых - плотность

больших ошибок аппроксимировать отрезками прямых с угловым коэффициентом, который возрастает с увеличением плотности ледяного образования. В первом приближении можно выделить две группы графиков, для которых эта зависимость различна. Так, для снега различной плотности (от 0,1 до 0,55 Мг/м³) тангенс угла наклона прямых определяется соотношениями:

$$\operatorname{tg} \alpha_1 \approx 0,3 + 0,45 \cdot \rho_n \quad (\text{при } \epsilon'_a = 86),$$

$$\operatorname{tg} \alpha_1 \approx 0,22 + 0,5 \cdot \rho_n \quad (\text{при } \epsilon'_a = 45).$$

Для фирна и льда ($\rho_n = 0,65 + 0,9$ Мг/м³) угловой коэффициент начальных отрезков несколько больше:

$$\operatorname{tg} \alpha_2 = 0,3 + 0,63 \cdot \rho_n \quad (\text{при } \epsilon'_a = 86),$$

$$\operatorname{tg} \alpha_2 = 0,14 + 0,6 \cdot \rho_n \quad (\text{при } \epsilon'_a = 45).$$

Выделенные две группы отличаются по интенсивности возрастания ϵ'_{cm} от W_v , и в других интервалах ее изменения >10%. Эти различия, по-видимому, определенным образом отражают разницу в структуре порового пространства ледяных сред разной плотности и, возможно, в распределении пор по размерам.

2) В целом изменение ϵ'_d снега и фирна от влажности заметно отличается при общей тенденции усиления зависимости $\epsilon'_{cm}(W_v)$ при возрастании W_v . В табл. 8 приведены значения $\Delta \epsilon'_d / \Delta W_v$ — в числителе, а в знаменателе — степень заполнения пор снега и фирна жидкой фазой.

Из данных таблицы следует, что величина $\Delta \epsilon'_d / \Delta W_v$ пропорциональна степени заполнения пор ледяного образования водой.

Таблица 8

Интервал объемной влажности	Рыхлый снег, $\rho = 0,1$	Фирн, $\rho = 0,65$
0–0,05	$\frac{5-6}{0-0,06}$	$\frac{12}{0-0,17}$
0,05–0,1	$\frac{8}{0,06-0,11}$	$\frac{14}{0,17-0,3}$
0,1–0,15	$\frac{10}{0,11-0,17}$	$\frac{18}{0,3-0,5}$
0,15–0,2	$\frac{10}{0,12-0,22}$	$\frac{22}{0,5-0,65}$
0,2–0,3	$\frac{15}{0,22-0,34}$	$\frac{28}{0,65-1}$

3) Из рис. 128 видно, что пористое ледяное образование любой плотности (даже рыхлый снег) может при соответствующей влажности (степени заполнения пор жидкой фазой) иметь значение диэлектрической проницаемости, соответствующее плотному массивному поликристаллическому льду. Так, при объемной влажности до 10% любой влажный фирн и пористый лед могут иметь такие значения ϵ_d' . А при влажности до 30% значения $\epsilon_d' \geq 3,19 \pm 0,04$ может иметь снег практически любой плотности. Это значение ϵ_d' для влажных ледяных образований любой пористости (плотности) достигается при степени заполнения пор жидкой фазой примерно 0,25 (при $\epsilon_a' = 86$) и 0,3 (при $\epsilon_a' = 45$). Плотный снег ($\rho \approx 0,4 \div 0,55$) и фирн с объемным содержанием жидкой фазы от 20 до 30% характеризуется значительно большими величинами диэлектрической проницаемости, превышающими в два раза и более ϵ_d' массивного чистого льда.

В то же время при малых влажностях, т.е. когда жидкая фаза занимает в поровом пространстве менее $0,25 \div 0,3$ его объема, снежно-фирновые образования имеют значения диэлектрической проницаемости меньше ϵ_d' , вплоть до $\epsilon_d' \approx 1,1$ для сухого рыхлого снега.

Таким образом, наличие снежно-фирнового покрова на поверхности ледника может в зависимости от влажности (температуры) либо завышать, либо занижать среднее значение ϵ_d' толщи, т.е. соответственно уменьшать или увеличивать средние скорости распространения радиоволн. А так как содержание жидкой фазы имеет сильную температурную зависимость, то, например, для холодных и теплых ледников, снежно-фирновая толща может оказывать противоположное влияние на средние значения скоростей распространения радиоволн. Последнее важно при интерпретации данных радиолокационного зондирования и других электромагнитных методов изучения ледников (см. п. VI.5).

На частотах ниже $10^6 \div 10^5$ Гц возникает частотная дисперсия электрических свойств льда, которая сильно зависит от температуры. При температурах вблизи 0°C область частотной дисперсии смещается к 10 кГц, а максимум $\text{tg}\delta$ — к частотам 50–60 кГц. Поэтому для определения ϵ' сухого снежно-фирнового образования с помощью формул смесей необходимо брать значения ϵ_d' массивного льда при соответствующих частотах и температурах (см. п. III.3). Например, при $t = -5^\circ\text{C}$ и $f = 3 \cdot 10^3$ Гц — $\epsilon_d' \approx 50-60$, а при $t = -3^\circ\text{C}$ — $\epsilon_d' \approx 70-80$. Если воспользоваться последними значениями, то при плотности снега $\rho = 0,5$ расчет по формуле (III.42) дает для сухого снега $\epsilon' \approx 10 \div 11$, что хорошо согласуется с экспериментальными измерениями в этом диапазоне низких частот [254]. Для водосодержащей снежно-фирновой толщи формулы смесей непригодны, по крайней мере, на частотах ниже 10^5 Гц, и необходимы экспериментальные измерения ϵ' и σ' , которых пока очень мало. Согласно [191, 203], даже при малых влажностях ($2 \div 5\%$) ϵ' снега на частотах $10^3 \div 10^4$ Гц

возрастает в несколько раз, т.е. примерно как в кварцевом песке, а при влажности 30% ϵ' снега достигает $80 \div 110$ и более.

Имеющиеся в литературе данные [18, 19, 87, 248] свидетельствуют, что удельная электропроводность ледникового льда при $t \approx 0^\circ\text{C}$ $\sigma \approx 2 \cdot 10^{-4} \div 2 \cdot 10^{-5}$ Сим/м, что значительно больше, чем для "чистого". Кроме того, она гораздо медленнее уменьшается с понижением температуры. Эти различия достигают одного-двух порядков и, по-видимому, обусловлены содержанием примесей и особенностями структуры [252]. Для сухих снежно-фирновых толщ электропроводность уменьшается вследствие значительного объема порового пространства, заполненного воздухом. Во всяком случае для сухих ледяных образований на частотах больше $10^6 \div 10^7$ Гц $\text{tg} \delta < 10^{-1} \div 10^{-2}$, т.е. величина ϵ_d'' практически не влияет на значения модуля комплексной диэлектрической проницаемости, который можно принимать равным ϵ_d' . Даже для примесного поликристаллического льда, изготовленного из растворов кислот [222] с концентрациями $5 \div 15$ мкмоль/л, величина $\text{tg} \delta$ на частоте 9,7 ГГц оставалась в тех же пределах при $t \approx -5 \div -30^\circ\text{C}$, хотя изменялась закономерно.

Для влажных ледяных образований данных об электропроводности и величине $\text{tg} \delta$ очень мало. Конечно, электропроводность должна возрастать с повышением влажности, но при этом возрастает и ϵ_d' , так что при не очень больших влажностях высокочастотные значения $\text{tg} \delta$ остаются в вышеуказанном интервале. Для больших влажностей необходимы экспериментальные исследования.

Согласно выполненному нами недавно детальному анализу всех доступных экспериментальных данных о диэлектрической проницаемости сухих и влажных снежно-ледяных образований, установлено [167], что формула Лихтенекера количественно не является лучшим приближением особенно для влажных, теплых снега и льда. Более удобной формой описания диэлектрической проницаемости для этих сред является:

$$\epsilon'_{\text{см}} = \epsilon'_c + \Delta\epsilon'_{\text{см}}, \quad (\text{III.44})$$

где ϵ'_c — диэлектрическая проницаемость сухой снежно-ледяной среды, а $\Delta\epsilon'_{\text{см}}$ — прирост диэлектрической проницаемости среды за счет содержания в ней жидкой фазы.

В свою очередь, для ϵ'_c и $\Delta\epsilon'_{\text{см}}$ нами получено, что при $t \approx 0^\circ\text{C}$ наилучшими эмпирическими выражениями, описывающими имеющиеся экспериментальные данные, являются:

$$\epsilon'_c = (1 + 0,000857\rho_c)^2, \quad (\text{III.45})$$

где ρ_c — плотность сухой матрицы.

Это по существу уточненная формула Г.Робина [242] при динамической диэлектрической проницаемости плотного (массивного) льда $\epsilon'_{\text{тв}} = 3,19 \pm 1\%$.

$$\Delta \epsilon'_{\text{см}} = 16,7W_v + 42,5W_v^2 \quad (R = 0,915). \quad (\text{III.46})$$

Выражение (III.46) аппроксимирует с достаточно высоким коэффициентом корреляции две наиболее крупные совокупности экспериментальных данных, полученные австрийскими [187, 191, 208 и др.] и финскими [266, 291 и др.] группами исследователей.

Сравнение (III.45) и (III.46) с различными формулами смесей (как структурно-зависимыми, так и независимыми) показало, что им с наименьшей погрешностью соответствует формула Лунги (III.43), согласно которой:

$$\epsilon'_c = \Phi(\epsilon'^{1/3}_{\text{тв}} - 1) + 1 \quad (\text{III.47})$$

$$(\text{III.48})$$

$$\Delta \epsilon'_{\text{см}} = W_v(\epsilon'^{1/3}_s - 1) \{ W_v(\epsilon'^{1/3}_s - 1) [3\epsilon'^{1/3}_c + W_v(\epsilon'^{1/3}_s - 1) + 3\epsilon'^{2/3}_c] \},$$

где $\Phi = \frac{\rho_c}{\rho_{\text{тв}}} \quad (\rho_{\text{тв}} = 917 \text{ кг/м}^3)$.

Формулы (III.47) и (III.48) могут быть приняты для количественных оценок содержания жидкой фазы в снежно-ледяных образованиях различной плотности ($\rho_c \geq 500 \text{ кг/м}^3$) при температуре вблизи 0°C и влажностях от 0 до $10 \div 15\%$. Однако приведенные уточнения не изменяют общий характер рассмотренных выше закономерностей изменения ϵ' снежно-ледяных образований от их плотности и влажности, полученных на основе формулы Лихтенекера.

Итак, для электрических свойств двухфазного льда можно отметить следующее:

1. Диэлектрическая проницаемость ϵ' сухих снежно-фирновых образований и пористого льда может быть с достаточной точностью рассчитана по формулам статистических смесей для системы лед-воздух в соответствии с плотностью (пористостью) ледяного материала. Сопоставление с имеющимися экспериментальными данными свидетельствует о применимости этих соотношений, в частности формулы смеси Лихтенекера и Лунги, по крайней мере, в диапазоне частот от 10^2 до 10^{10} Гц с использованием данных об ϵ'_d для чистого массивного льда на соответствующих частотах и температурах.

2. Для водосодержащих пористых ледяных образований формулы смесей применимы лишь на частотах, больших 10^6 Гц, когда диэлектрическая проницаемость чистого массивного льда может быть принята постоянной величиной при заданной температуре.

3. Влажный пористый лед теплых ледников при содержании жидкой фазы до 10% характеризуется высокочастотными значениями ϵ'_d , возрастающими линейно до $30\text{--}40\%$, что обуславливает соответствующие уменьшения скоростей радиоволн в ледниковой толще до $12 \div 15\%$.

4. Диэлектрическая проницаемость сухих ледяных образований является структурно-чувствительным параметром, что может быть основой для развития радиолокационного метода томографии снежно-фирновых покровов и дистанционной оценки их механических свойств.

5. Зависимость диэлектрической проницаемости от влажности, т.е. величина $\Delta\epsilon_d'/\Delta W_v$ для снежно-фирновых образований меняется в интервале 5–30, возрастая с увеличением степени заполнения пор водой. При степени заполнения пор менее 0,25 любые влажные ледяные образования характеризуются значениями диэлектрической проницаемости меньшими, чем у массивного чистого льда.

6. Удельная электропроводность сухих природных пресных льдов больше, чем у “чистого” льда и медленнее уменьшается с понижением температуры. Для влажных ледяных образований данных о величинах электропроводности и $\operatorname{tg}\delta$ очень мало. В высокочастотном диапазоне как для сухих, так и влажных ледяных образований в большинстве случаев можно считать, что $\operatorname{tg}\delta \leq 10^{-1} \div 10^{-2}$, т.е. влиянием ϵ_d'' на значение модуля комплексной диэлектрической проницаемости можно пренебречь.

Однако все выше рассмотренное – лишь общая картина закономерностей изменения электрических свойств двухфазных ледяных образований. Значения этих параметров для изучаемых конкретных ледников в значительной степени зависят от вариаций термодинамических условий в зонах аккумуляции и абляции, обуславливающих степень изменчивости строения и состава снежно-фирновой и ледяной толщ как по глубине, так и по площади их распространения. Наиболее подвержен изменчивости так называемый “гидро-активный” или “фирносодержащий” слой – от поверхности до глубины залегания относительно монолитного льда в данной ледниковой толще. В теплых ледниках это могут быть и глубинные части ледника, представленные пористым влажным льдом при температуре 0°C . В этих условиях колебания температуры в сотые доли градуса могут обусловить заметные изменения влажности льда, а следовательно, и его диэлектрических свойств.

МОДУЛИ УПРУГОСТИ

IV.1. Криогенные породы как упруго-вязкие среды

Многообразие криогенных пород чрезвычайно велико и охватывает такие разнородные тела, как монокристаллы льда, рыхлый снег и фирн, пористые газо- и влагонасыщенные поликристаллические льды и мерзлые породы разного строения и состава ПКС. В зависимости от температуры их состояние и свойства существенно изменяются. Поэтому необходимо рассмотреть разные подходы описания упругости среды, чтобы проанализировать и оценить, в каких состояниях различных криогенных пород к ним удовлетворительно применимы те или иные теоретические модели.

Модули упругости. В общем случае криогенные образования представляют собой анизотропные среды и при условии малости величин деформаций для них справедлив *обобщенный закон Гука*:

$$\sigma_{ij}^M = C_{ijkl} \cdot \epsilon_{kl}^M, \quad (IV.1)$$

где C_{ijkl} – тензор упругости анизотропной среды, а его компоненты – модули упругости.

Из уравнения (IV.1) следует, что тензор упругости есть тензор четвертого ранга, однако ввиду того, что тензоры напряжения σ_{ij}^M и деформаций ϵ_{kl}^M симметричны, т.е. каждый из них содержит только шесть различных элементов, C_{ijkl} состоит максимум из 36 независимых компонент. Фактически их бывает гораздо меньше. Например, для гексагональных кристаллов, типичных для льда, оказывается достаточным пять независимых модулей упругости, а для кубических кристаллов всего три. Для *изотропной сплошной среды* остаются только два независимых компонента C_{ijkl} , и уравнение (IV.1) принимает вид

$$\sigma_{ij}^M = 2\mu \epsilon_{ij}^M + \lambda \left(\sum_{k=1}^3 \epsilon_{kk}^M \right) \delta_{ij}, \quad (IV.2)$$

где δ_{ij}^m – единичный тензор, или символ Кронекера (при $i=j$ $\delta_{ij} = 1$, а при $i \neq j$ $\delta_{ij} = 0$). Коэффициенты μ и λ в уравнении (IV.2) – константы упругости Ламе. Из сравнения уравнений (IV.1) и (IV.2) получим

$$\begin{aligned}\lambda &= C_{xxyy} = C_{xxzz} = C_{yyzz}, \\ \mu &= C_{xyxy} = C_{xxzz} = C_{yzyz}, \\ 2\mu + \lambda &= C_{xxxx} = C_{yyyy} = C_{zzzz}.\end{aligned}$$

Константа Ламе μ – модуль сдвига и первый член в уравнении (IV.2) характеризуют сдвиговые деформации. Однако физический смысл второго члена и константы λ недостаточно ясны. Поэтому можно переписать уравнение (IV.2), выделив чисто объемную деформацию (дилатацию) и чистый сдвиг.

Выражение

$$\sum_{k=1}^3 \epsilon_{kk}^m = \epsilon_{xx}^m + \epsilon_{yy}^m + \epsilon_{zz}^m = \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\partial \xi}{\partial z} = \text{div} \bar{\xi} = \frac{\Delta V}{V} \quad (\text{IV.3})$$

представляет собой относительное изменение элемента объема при деформации, где $\bar{\xi}$ – вектор смещения точек среды. Из уравнения (IV.3) получаем, что объемная часть деформации

$$\epsilon_{ij}^v = \frac{1}{3} \text{div} \bar{\xi} \delta_{ij}, \quad (\text{IV.4})$$

а сдвиговая часть деформации

$$\epsilon_{ij}^s = \epsilon_{ij}^m - \epsilon_{ij}^v = \epsilon_{ij}^m - \frac{1}{3} \text{div} \bar{\xi} \delta_{ij}. \quad (\text{IV.5})$$

И тогда уравнение (IV.2) с учетом выражений (IV.4) и (IV.5) примет вид:

$$\sigma_{ij}^m = 2\mu \left(\epsilon_{ij}^m - \frac{1}{3} \text{div} \bar{\xi} \delta_{ij} \right) + \left(\lambda + \frac{2}{3} \mu \right) \text{div} \bar{\xi} \delta_{ij} = 2\mu \epsilon_{ij}^s + K \epsilon_{ij}^v, \quad (\text{IV.6})$$

где $K = \lambda + \frac{2}{3} \mu$ – модуль всестороннего сжатия (расширения), а $\frac{1}{K} = \beta$ – сжимаемость, или коэффициент объемного расширения.

При одностороннем растяжении (сжатии), например, вдоль оси x ($\sigma_{yy} = \sigma_{zz} = \dots = 0$, $\sigma_{xx} \neq 0$) решение уравнения (IV.6) имеет вид:

$$\epsilon_{xx}^m = \frac{\lambda + \mu}{\mu(3\lambda + 2\mu)} \sigma_{xx}^m \quad \text{и} \quad \epsilon_{yy}^m = \epsilon_{zz}^m = \frac{\lambda}{2\mu(3\lambda + 2\mu)} \sigma_{xx}^m,$$

а так как $\frac{\sigma_{xx}^M}{\epsilon_{xx}^M} = E$ — модуль продольной упругости Юнга и $\frac{\sigma_{xx}^M}{\epsilon_{yy}^M} = \frac{\sigma_{xx}^M}{\epsilon_{zz}^M} = \frac{E}{\nu}$ — отношение модуля Юнга к коэффициенту Пуассона, то можем получить соотношения между константами Ламе и модулями E и ν . Подобный анализ [23, 85 и др.] позволяет получить выражения для каждого из пяти применяемых модулей упругости через любые два из них (табл. 9).

Таблица 9

Независимые модули	E	ν	λ	μ	K
E, ν			$\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$\frac{E}{2(1+\nu)}$	$\frac{E}{3(1-2\nu)}$
λ, μ	$\mu \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu}$	$\frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$			$\lambda + \frac{2}{3}\mu$
K, ν	$3K(1-2\nu)$		$3K \frac{\nu}{1+\nu}$	$3K \frac{1-2\nu}{2(1+\nu)}$	
μ, ν	$2\mu(1+\nu)$		$\mu \frac{2\nu}{1-2\nu}$		$\mu \frac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$
λ, ν	$\lambda \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{\nu}$			$\lambda \frac{1-2\nu}{2\nu}$	$\lambda \frac{1+\nu}{3\nu}$
E, μ		$\frac{E-2\mu}{2\mu}$	$\mu \frac{E-2\mu}{3\mu-E}$		$\frac{E\mu}{3(3\mu-E)}$
K, μ	$\frac{9K\mu}{3K+\mu}$	$\frac{3K-2\mu}{2(3K+\mu)}$	$K - \frac{2}{3}\mu$		
K, λ	$9K \frac{K-\lambda}{3K-\lambda}$	$\frac{\lambda}{3K-\lambda}$		$\frac{3}{2}(K-\lambda)$	
K, G		$\frac{3K-E}{6K}$	$3K \frac{3K-E}{9K-E}$	$\frac{3KE}{9K-E}$	

Если криогенные породы не обладают макроанизотропией, обусловленной структурно-текстурными особенностями, их можно считать в среднем изотропными в пределах не очень малых объемов. Обычно это справедливо для снега и поликристаллического пресного льда с хаотичной ориентацией кристаллов и для мерзлых пород с массивной криотекстурой.

В зависимости от условий и скорости деформирования сред и их тепловых свойств, процесс деформации может приближаться к изотермическому или к адиабатическому. Поэтому выделяют изотермические и адиабатические модули упругости. Последние несколько отличаются от изотермических и приближенно определяются [85] выражениями:

$$E_{ад} \approx E \left(1 + E \cdot \frac{T \cdot \alpha_T^2}{C_p} \right); \nu_{ад} \approx \nu + (1 + \nu) E \cdot \frac{T \alpha_T^2}{C_p}; \mu_{ад} = \mu. \quad (IV.7)$$

T – температура тела во время деформации; α_T – коэффициент теплового объемного расширения; C_p – удельная теплоемкость тела при постоянном давлении.

Лед и мерзлые породы (как и другие твердые тела) имеют слабое различие адиабатических и изотермических модулей, по крайней мере, в пределах частот звукового и ультразвукового диапазонов. В дальнейшем эти различия мы не будем учитывать.

Таким образом, для характеристики упругости поликристаллической макроизотропной криогенной породы можно пользоваться любой парой независимых модулей из табл. 9 (чаще берут первую или шестую пару).

В теории упругости сплошной среды модули упругости являются константами данного материала и тогда строго справедлив закон Гука. Однако для реальных сред – это определенная идеализация. Еще в 1935 г. Бриджмен экспериментально доказал, что даже для однородных металлов имеется отклонение от линейного закона Гука, и модули упругости (или коэффициенты сжимаемости) являются функциями деформирующих напряжений. Очевидно, что в горных породах и грунтах нелинейность деформаций может проявиться еще сильнее, особенно при наличии значительной пористости, что подтверждается экспериментами.

Для описания упругой деформации *пористых сред* были развиты теории дифференциально-упругих сред, когда к деформациям твердой части среды и порам с заполнителем применяют по отдельности линейную теорию упругости, а затем получают эффективные модули (или сжимаемости) среды. Различные варианты такого подхода имеются в работах М.Био, Ф.Гассмана, Дж.Ирстмы, В.М.Добрынина и других (см., например, [52, 202]).

Сжимаемость пор среды зависит как от конфигурации порового пространства (открытая, закрытая пористость и т.д.), так и от его заполнителя. М.Био и Ф.Гассман рассмотрели случай заполнения пор водой. В.М.Добрынин, развивая способ Гассмана, рассмотрел более общий случай, когда поры заполняются глинистыми частицами (отличающимися по упругим свойствам от скелета породы), а также флюидами с иными свойствами, чем вода (нефть, газ). В результате были получены закономерности сжимаемости пор, подтвержденные экспериментально. Так, например, для многих пористых горных пород сжимаемость пор в условиях статических нагрузок резко уменьшается при возрастании всестороннего давления.

При динамических нагрузках, возникающих при распространении звуковых и ультразвуковых волн во влагонасыщенной породе, учитывая кратковременность действия и малые амплитуды периодически меняющихся механических напряжений, течением жидкости в поровом пространстве можно пренебречь и считать поры

гидравлически изолированными. Тогда модель деформирования пористой среды упрощается, а для коэффициента объемной сжимаемости среды ($\beta = \frac{1}{K}$) получено выражение [52]:

$$\beta = \alpha \cdot p \cdot \beta_n + \beta_{тв}, \quad (IV.8)$$

где $\alpha = \frac{\beta_{ж} - \gamma \cdot \beta_{тв}}{\beta_n + \beta_{ж} - \gamma \cdot \beta_{тв}}$ — так называемый коэффициент упругой связи фаз среды; β_n , $\beta_{ж}$, $\beta_{тв}$ — соответственно коэффициенты объемной сжимаемости пор, жидкой и твердой фаз среды; γ — коэффициент, отражающий влияние глинистости заполнителя пор на деформацию порового пространства, причем для газо- и водонасыщенных пород с глинистостью (в порах) $< 0,2$, $\gamma \approx 1$ и тогда

$$\alpha = \frac{\beta_{ж} - \beta_{тв}}{\beta_n + \beta_{ж} - \beta_{тв}} = \frac{1}{1 + \beta_n / (\beta_{ж} - \beta_{тв})}, \quad (IV.9)$$

а формула (IV.8) становится аналогичной известному уравнению Гассмана.

Из выражения (IV.8) следует ряд весьма полезных предельных случаев:

а) Пористость породы $p \rightarrow 0$, тогда объемная сжимаемость породы $\beta \approx \beta_{тв}$. По существу это условие для идеально упругих тел, у которых объемная сжимаемость не зависит от характера изменения механических напряжений. В этом случае величины динамических и статических модулей упругости должны быть близки.

б) Объемная сжимаемость пор значительно больше эффективной сжимаемости их заполнителя $\beta_n / (\beta_{ж} - \beta_{тв}) > 1$. Тогда $\alpha = (\beta_{ж} - \beta_{тв}) / \beta_n < 1$, а выражение (IV.8) принимает вид

$$\beta \approx p \cdot \beta_{ж} + (1 - p) \beta_{тв}. \quad (IV.10)$$

Поскольку $\beta_{ж}$ и $\beta_{тв}$ слабо зависят от напряжения, то β и $K = \frac{1}{\beta}$ (и другие модули упругости), тоже не зависят от него, т.е. опять получается практически идеально упругая среда, но уже за счет хорошей упругой связи между фазами ($\alpha < 1$). Этот случай соответствует водонасыщенным дисперсным и слабосцементированным грунтам (т.е. талым грунтам) при небольших механических напряжениях.

в) При обратном соотношении: $\beta_n / (\beta_{ж} - \beta_{тв}) \ll 1$, $\alpha \approx 1$ и из (IV.8) следует, что:

$$\beta \approx p \cdot \beta_n + \beta_{тв} = \beta_{ск}, \quad (IV.11)$$

где $\beta_{ск}$ — объемная сжимаемость скелета породы. Из (IV.11) видно, что объемная сжимаемость (и модули упругости) породы

не зависят от свойств насыщающего поры заполнителя. Этот случай соответствует газонасыщенным средам, когда деформации скелета не вызывают заметных деформаций заполнителя пор. Условие $\alpha \approx 1$ означает отсутствие упругой связи между фазами. Для криогенных пород это соответствует сухим снежно-ледяным образованиям.

г) В ситуации, промежуточной между рассмотренными выше "б" и "в", когда $0,1 < \beta_n / (\beta_x - \beta_m) < 10$ и $0,09 < \alpha < 0,9$, следует пользоваться полной формулой (IV.8). Если $\beta_n / (\beta_x - \beta_m) = 1$, то коэффициент упругой связи (IV.9) между фазами $\alpha = 0,5$, что означает равенство объемной сжимаемости порового пространства и эффективной сжимаемости флюида, заполняющего поры. В целом этот случай соответствует любым мерзлым грунтам и льдам, содержащим жидкую фазу (а также влагонасыщенным сцементированным талым породам), для которых конкретные значения β_n будут зависеть от температуры, литологии, вида пористости, величины напряжений и др.

При этом β_n может принимать значения в широком интервале примерно от 10^{-5} до 10^{-3} (МПа) $^{-1}$, а общая объемная сжимаемость среды (IV.8) определяется соотношением:

$$\beta \approx (0,09 \div 0,9) \cdot r\beta_n + \beta_m. \quad (IV.12)$$

Вклад первого слагаемого в величину β определяется конкретными значениями α , r и β_n . Для мерзлых пород он будет существенно зависеть от влажности, исходной концентрации и состава порового раствора, степени заполнения пор, характера цементации пор льдом, степени примесности порового льда и содержания незамерзшей жидкой фазы. Отсюда динамические модули упругости ($K = \frac{1}{\beta}$ и другие) криогенных пород могут быть значительно меньше значений соответствующего модуля упругости твердой части ПККС, определяемого свойствами минеральной и ледяной матриц. Кроме того, возможны существенные различия в значениях динамических и статических модулей упругости.

Таким образом, рассмотренные предельные случаи позволяют сделать вывод, что при динамических (периодических) нагрузках в поле волн механических напряжений многие криогенные пористые породы будут деформироваться как среды, близкие к идеально упругим. Соответственно их модули упругости, определяемые из скоростей распространения P и S – волн можно считать константами для данного состояния мерзлой породы, определяемого температурой.

Так, мерзлые влагонасыщенные грубообломочные грунты и большинство скальных мерзлых пород при температурах ниже $-2 \div -5^\circ\text{C}$ можно отнести к малопористым средам (случай "а"), и их динамические модули упругости будут определяться лишь свойствами

твердых матриц ПКС. Это же относится к пресным льдам с плотностью $\rho \approx 900-917 \text{ кг/м}^3$

Для пресных сухих ледяных образований от свежего пушистого снега ($\rho \approx 0,95$) до пористого льда ($\rho \leq 0,1-0,07$) динамические модули упругости (в соответствии со случаем "в") будут определяться главным образом сжимаемостью скелета, которая, за счет сильной зависимости β от структуры (от пористости), будет существенно *варьировать*. Но для состояний с фиксированной структурой и температурой динамические модули упругости также будут практически константами.

Для глинистых и засоленных мерзлых пород (а также для солевых льдов) при температурах, когда содержание жидкой фазы достаточно велико, динамические модули упругости могут оказаться существенно зависящими от величины механических напряжений, соотношения упругих свойств сцементированного льдом скелета и жидкой фазы, а также других факторов.

Динамические модули упругости криогенных сред определяют обычно по скоростям распространения различных типов волн.

Скорости волн в упругой среде

Рассмотрим сначала уравнение движения элементарного объема *сплошной среды* при малых деформациях в проекциях на координатные оси, его можно записать следующим образом:

$$\rho \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = \sum_{j=1}^3 \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}, \quad (\text{IV.13})$$

где ρ — плотность среды, ξ — смещение; $\sum_{j=1}^3 \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} = d\bar{F}_i$ ($i = 1, 2, 3$) — компоненты силы вдоль осей координат.

Подставляя уравнение (IV.2) или (IV.6) в уравнение движения (IV.13), получим уравнение Навье-Стокса для векторного поля смещения

$$\rho \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \text{grad} \text{ div} \bar{\xi} + \mu \nabla^2 \bar{\xi} \quad (\text{IV.14})$$

Так как векторное поле можно представить через скалярный (безвихревое движение) и векторный (сдвиговые деформации) потенциалы в виде суммы двух векторов

$$\bar{\xi} = \bar{\xi}_1 + \bar{\xi}_2 = \text{grad} \varphi + \text{rot} \bar{\psi},$$

уравнение (IV 14) распадается на два независимых волновых уравнения — для продольных

$$\frac{\partial^2 \bar{\xi}_1}{\partial t^2} = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \nabla^2 \bar{\xi}_1 \quad (\text{IV.15})$$

и для поперечных волн

$$\frac{\partial^2 \bar{\xi}_2}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \bar{\xi}_2. \quad (\text{IV.16})$$

Фазовая скорость распространения в *безграничной среде* определяется квадратными корнями из коэффициентов при лапласиане и с учетом таблицы 9 имеем:

скорость распространения продольных волн (Р-волн)

$$v_{p1} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}} = \sqrt{\frac{3K(1-\nu)}{\rho(1+\nu)}}, \quad (\text{IV.17})$$

скорость распространения поперечных волн (S-волн)

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}} = \sqrt{\frac{3K(1-2\nu)}{2\rho(1+\nu)}}. \quad (\text{IV.18})$$

В изотропных телах ограниченных размеров, например, в стержнях, пластинах волновое уравнение для продольных волн имеет обычно ту же форму, что и уравнение (IV.15), но скорости распространения волн получаются несколько иные. Так, скорость распространения Р-волн в плоскопараллельной пластине определяется выражением

$$v_{p2} = \sqrt{\frac{4\mu(\lambda + \mu)}{\rho(\lambda + 2\mu)}} = \sqrt{\frac{E}{\rho(1-\nu^2)}}, \quad (\text{IV.19})$$

а в стержне (вытянутом цилиндре)

$$v_{p3} = \sqrt{\frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\rho(\lambda + \mu)}} = \sqrt{\frac{E}{\rho}}, \quad (\text{IV.20})$$

причем $v_{p1} > v_{p2} > v_{p3}$.

Скорость распространения поперечных волн v_s не зависит от размеров тела и во всех случаях определяется выражением (IV.18).

Из (IV.17)–(IV.20) следует, что отношение $\frac{v_p}{v_s}$ всегда больше единицы, т.к. $0 < \nu < 0,5$.

Кроме объемных продольных и поперечных волн, вблизи поверхностей раздела сред с различными свойствами возникают поверхностные волны разного типа. Наиболее часто встречаются смешанные продольно-поперечные поверхностные волны Релея, представляющие собой эллиптически поляризованную упругую волну. Скорость распространения волн Релея

$$v_R \approx \frac{0,87 + 1,12\nu}{1 + \nu} \sqrt{\frac{E}{2\rho(1 + \nu)}}. \quad (IV.21)$$

Обычно $v_R = (0,87 \div 0,95) v_s$.

В пористых средах, в отличие от сплошной среды, скорости волн будут также зависеть от взаимосвязи между твердой и жидкой фазами в пределах поры. Решение этой задачи [52, 202] приводит к выводу о существовании двух объемных продольных волн (первого и второго рода) и одной поперечной. Продольная волна первого рода (скорость ${}^1v_p = v_p$) соответствует в целом синфазным (или близким по фазе) колебательным смещениям заполнителя пор (флюида) и окружающих его твердых матриц среды. Продольная волна второго рода, или "медленная волна" (скорость ${}^2v_p < v_p$), соответствует случаю, когда эти смещения в противофазе, и быстро затухает. Мерзлые породы и пористые влагосодержащие льды теплых ледников можно считать гидродинамически непроницаемыми и тогда, используя расчетные данные из [202], получаем, что в звуковом и сейсморазведочном частотном диапазоне ${}^2v_p \approx (10^{-5} \div 10^{-8}) {}^1v_p \approx 0$, т.е. Р-волной второго рода практически всегда можно пренебречь. В газонасыщенном сухом пористом снеге и фирне величина ${}^2v_p$ может быть $\sim (10^{-1} \div 10^{-2}) \cdot v_p$ и ее можно зарегистрировать.

Для скоростей Р- и S-волн в пористой среде в первом приближении можно использовать формулы скоростей этих волн в сплошной среде (IV.17) и (IV.18), выраженные через модуль всестороннего сжатия К, подставив вместо него $1/\beta$:

$$v_p = \sqrt{\frac{3(1 - \nu)}{\beta \cdot \rho \cdot (1 + \nu)}}, \quad (IV.22)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{3(1 - \nu)}{2\beta \cdot \rho \cdot (1 + \nu)}}. \quad (IV.23)$$

Тогда в соответствии с выше рассмотренными четырьмя случаями для β дифференциально-упругой среды скорости волн выражаются через $\beta = \beta_{\text{тв}}$ или по формулам (IV.10)–(IV.12). Так, например, из сравнения выражений (IV.11) и (IV.12) для газо- и водонасыщенных пород (при среднем значении α соответственно ~ 1 и $\sim 0,5$) следует, что газонасыщение значительно увеличивает β и уменьшает модуль К. В связи с этим v_p в газонасыщенной среде при значительной пористости будет примерно в $1,3 \div 1,5$ раза меньше, чем при насыщении ее водой. В сухих пористых средах возникают две Р-волны, причем скорость медленной – "воздушной" волны ${}^2v_p$ обычно меньше скорости звука в свободном воздухе.

Если измерения производятся в телах ограниченных размеров

(например, на образцах), то наблюдается зависимость скорости v_p от соотношения длины волны и размеров образца (см. п.V.3).

Наконец, в кристаллах могут распространяться волны не с двумя, а с тремя различными скоростями, которые в общем случае не будут ни чисто продольными, ни чисто поперечными. В случае анизотропных кристаллов волновое уравнение имеет вид:

$$\rho \frac{\partial^2 \xi_i}{\partial t^2} = \sum_{jkl} a_{ijkl} \frac{\partial^2 \xi_i}{\partial x_j \partial x_k}. \quad (IV.24)$$

При решении уравнения такого типа получается система трех однородных уравнений для компонент вектора ξ , которые в общем случае дают три значения скорости распространения упругой волны, соответствующие трем типам волн. Направления векторов смещения этих волн взаимно перпендикулярны, причем все волны относятся к смешанному (продольно-поперечному) типу. Скорости волн v_1 , v_2 и v_3 выражаются через модули упругости и определяются по формулам, содержащим зависимость от угла между направлением волнового вектора и оптической осью кристалла. При распространении упругой волны в плоскости, перпендикулярной оптической оси кристалла (базисной плоскости), скорости волн не зависят от этого угла. Следует отметить в силу анизотропии кристалла направление групповой скорости в них, т.е. направление распространения энергии, не совпадает с волновым вектором, что необходимо учитывать при выполнении экспериментов. Такое несовпадение приводит к тому, что распространение упругой волны от вибратора ограниченных размеров, прижатого к грани кристалла, происходит не по нормали к этой грани, а под некоторым углом $\alpha \neq 90^\circ$. В кристаллах различной симметрии всегда существуют особые направления, вдоль которых распространяются только "чистые" волны — две поперечные и продольная.

Среды с неидеальной упругостью

Реальные среды характеризуются обычно частично необратимыми преобразованиями работы внешних сил, вызывающих деформации. Это приводит к поглощению энергии волны механических напряжений средой, причем механизмы такого поглощения достаточно многообразны. Поглощение происходит вследствие различных процессов, приводящих к необратимому преобразованию энергии волны в иные формы (тепловую, электрическую и др.).

В зернистых упруго-вязко-эластичных телах основными из этих процессов являются упругое последействие и внутреннее трение. Упругое последействие связано с упруго-эластичными свойствами сред, с запаздыванием деформаций по отношению ко времени действия, что приводит к возникновению упругого гистерезиса. Этот процесс вызывает аномальную дисперсию скорости и линейную

зависимость коэффициента поглощения от частоты. Механизм внутреннего трения обусловлен взаимодействиями между частицами среды при деформациях и характеризует вязкость среды, что приводит к нормальной дисперсии скорости и квадратичной зависимости поглощения от частоты. В неоднородных зернистых средах поглощение энергии упругих волн может быть в значительной степени обусловлено и теплопроводностью. При наличии зерен (кристаллов) разной формы и размеров звуковое давление упругой волны будет вызывать неоднородные деформации и как следствие этого – неоднородное распределение температуры вокруг каждого зерна. Если размеры зерен меньше длины волны, то в результате явления теплопроводности может возникнуть перераспределение плотности энергии в объеме, что приведет к необратимой потере энергии упругой волны. В определенных пределах эти потери не зависят от частоты. Однако при достаточно низкой частоте, т.е. когда деформация и напряжения изменяются медленнее, чем происходит передача тепла между участками с разной температурой, тепловые потери отсутствуют. При более высоких частотах, когда механические напряжения меняются очень быстро, тепловые потери незначительны, так как теплопередача не успевает произойти, и условия изменения объема зерна при деформациях приближаются к адиабатическому процессу.

Итак, классическая теория сплошных сред рассматривает только диссипативные процессы, обусловленные интегральной вязкостью и теплопроводностью. На самом деле в поликристаллических криогенных породах поглощение энергии упругих колебаний может быть вызвано и рядом других механизмов, в том числе дислокационной неупругостью, “вязкостью” граничных межзерновых зон, тепловой и диффузионной межзерновой релаксацией, механоэлектрической конверсией и др.

Чтобы учесть затухание упругих волн, возникающее в результате поглощения их энергии, вводят экспоненциальный множитель $e^{-\alpha r}$, где α – коэффициент поглощения, r – расстояние от источника. Тогда

$$A(r) = A_0 e^{-\alpha r}, \quad (IV.25)$$

где A_0 – амплитуда колебаний в точке $r=0$, т.е. в источнике.

Размерность коэффициента α – обратная единицы длины, т.е. $\frac{1}{\alpha}$, определяет длину отрезка, на котором амплитуда колебаний уменьшается в “ e ” раз. Часто затухание измеряют в неперах или децибеллах: 1 непер $\approx 8,68$ Дб $\approx 2,7$ раза.

В общем случае для скорости и коэффициента поглощения в неидеальных средах следует использовать соотношения для комплексных модулей упругости типа (II.19)–(II.21), либо (II.47), (II.48). В этом случае необходимо знать набор релаксационных механизмов или функцию распределения времен релаксации слож-

ной среды. На основе (II.20) и (II.21) для скорости и коэффициента поглощения, например, продольной волны в стержне получаем:

$$v = \sqrt{\frac{E_0 + \sum_{j=1}^n \frac{\omega^2 \tau_j^2 E_j^2}{1 + \omega^2 \tau_j^2}}{\rho}}, \quad (IV.26)$$

$$\alpha = \frac{\omega^2}{2\rho v^3} \left(\eta_\infty + \sum_{j=1}^n \frac{\eta_j}{1 + \omega^2 \tau_j^2} \right). \quad (IV.27)$$

Решая совместно (II.19) и (II.20), получим:

$$v = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left[\frac{2(1 + \omega^2 \tau^2)(\sqrt{1 + \omega^2 \tau^2} - 1)}{\omega^2 \tau^2} \right]} \approx \sqrt{\frac{E}{\rho}}, \quad (IV.28)$$

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\rho}{E} \left[\frac{\sqrt{1 + \omega^2 \tau^2} - 1}{2(1 + \omega^2 \tau^2)} \right]} \approx \frac{\omega^2 \eta}{2\rho v^3}. \quad (IV.29)$$

Приближенные равенства справедливы, когда $\frac{\omega \eta}{E} = \omega \tau \ll 1$, т.е. роль вязкости при деформациях среды в поле волны гораздо меньше, чем упругости. Если v и α определить из эксперимента, то соответственно расчетные формулы для действительной и мнимой частей комплексного модуля упругости (II.21) имеют вид:

$$E(\omega) = \rho v^2 \cdot \frac{1 - \left(\frac{\alpha v}{\omega} \right)^2}{\left[1 + \left(\frac{\alpha v}{\omega} \right)^2 \right]^2} \approx \rho v^2, \quad (IV.30)$$

$$\eta(\omega) = \frac{2\rho v^2}{\omega} \cdot \frac{\frac{\alpha v}{\omega}}{\left[1 + \left(\frac{\alpha v}{\omega} \right)^2 \right]^2} \approx \frac{2\rho v^3 \alpha}{\omega^2}. \quad (IV.31)$$

Приближенные равенства относятся к случаю, когда $\alpha \lambda \ll \pi$, т.е. поглощение не слишком велико. При достаточно низких частотах это условие всегда выполняется. В остальных случаях оно соблюдается при $\omega \tau = \frac{\omega \eta(\omega)}{E(\omega)} \ll 1$, что обычно имеет место, когда затухание небольшое и упругая волна может распространяться, по крайней мере на расстояние, равное нескольким длинам волн.

Следует отметить, что динамическая вязкость $\eta(\omega)$ представляет собой характеристику среды, отражающую физические свойства более полно, чем коэффициент поглощения α . Это важно иметь в

виду особенно при исследовании свойств среды в зависимости от давления, температуры, химического и фазового состава. Хотя скорость волны зависит от этих факторов в меньшей степени, кривые поглощения могут существенно отличаться от кривых динамической вязкости, так как скорость входит в третьей степени в формулу (IV.28) для определения α . Без учета этого обстоятельства можно прийти к ложным заключениям относительно вязких свойств среды.

Для поликристаллических криогенных пород затухание упругих волн связано прежде всего с потерями энергии на границах зерен (кристаллитов), в межзерновых зонах, и на других особенностях структуры. От тех же факторов зависит монолитность ПКС, а следовательно, и модуль упругости. Поэтому между декрементом затухания и модулем упругости возможны корреляционные зависимости. Такая зависимость для некоторых магматических горных пород получена и имеет вид уравнения гиперболы второго порядка. Однако экспериментальных данных о характеристиках затухания упругих волн в криогенных породах пока значительно меньше, чем о модулях упругости.

При распространении упругого импульса в несовершенной упруго-вязкой криогенной породе его перемещение характеризуется групповой скоростью, которая зависит от наличия неоднородностей и несовершенства упругости среды.

$$v_{гp} = v_{\phi} + \lambda \frac{dv_{\phi}}{d\lambda}, \quad (IV.32)$$

где λ — длина волны.

Изменение групповой скорости ощутимо в неидеальных средах из-за частотной дисперсии фазовой скорости и разной степени затухания упругих волн различной длины. При этом в результате более интенсивного затухания колебаний на высоких частотах происходит перераспределение энергии между высокочастотными и низкочастотными составляющими импульса, т.е. изменяется его спектр. Изучение изменения спектра упругого импульса при прохождении его через среду представляет собой один из способов исследования физико-механических и структурных особенностей твердых тел. Этот способ является перспективным при изучении неоднородных поликристаллических пористых и дисперсных сред, к которым относятся и криогенные породы. В них возможны значительные изменения спектра импульсов механических напряжений, хотя дисперсия фазовой скорости почти незаметна.

IV.2. Ледяные образования

Лед является компонентом, определяющим мерзлую породу как новое природное образование. Поэтому кратко остановимся на имеющихся данных о модулях упругости льдов различного состава.

Упругие свойства пресного льда можно рассматривать как предел, к которому приближаются свойства любого льда при практически полном замерзании жидкой фазы.

Монокристаллы льда. В природных условиях обычно образуются кристаллы льда гексагональной сингонии (лед I), для описания упругих свойств которых необходимо пять независимых модулей. В этом случае отличными от нуля могут быть девять следующих модулей упругости:

$$C_{xxxx} = C_{yyyy}; C_{xyxy} = C_{xxzz}; C_{xxzz} = C_{yyzz}; \\ C_{xxyy}; C_{yyzz} = \frac{1}{2}(C_{xxxx} - C_{xxyy}); C_{zzzz}.$$

Ось z — параллельна оси шестого порядка, т.е. главной оси кристалла. Нередко вместо тензорных применяют матричные обозначения.

По данным сводных работ [18, 210, 232 и др.], значения модулей упругости монокристаллов чистого льда при температуре около -15°C находятся в следующих пределах: $C_{11}=C_{22}\approx 12\div 15$ ГН/м²; $C_{33}\approx 13\div 16$ ГН/м²; $C_{12}\approx 6\div 8$ ГН/м²; $C_{13}=C_{23}\approx 5\div 7$ ГН/м²; $C_{44}=C_{55}\approx 3,0\div 3,4$ ГН/м² и тогда $C_{66}=\frac{1}{2}(C_{11} - C_{12}) \approx 5\div 9$ ГН/м².

При изменении температуры от 0 до -25°C наблюдается рост значений модулей упругости на $10\div 50\%$, причем наибольшее изменение, примерно на $30\div 50\%$, характерно для C_{11} и C_{13} .

Поликристаллический пресный лед. Известно, что даже для одного и того же вещества не существует общей зависимости между модулями упругости монокристаллов и поликристаллических образований. Поэтому свойства поликристаллов, и в особенности поликристаллических криогенных образований, приходится определять экспериментально, ввиду большого разнообразия их строения и состояния.

Чаще всего поликристаллические ледяные образования состоят из зерен или кристаллит с хаотичной ориентацией главных осей, т.е. их можно считать макроизотропными. Размеры кристаллов льда могут быть от долей и единиц миллиметров до нескольких сантиметров. Как показали исследования [39, 83], граничные зоны между кристаллами внутри кристаллита (субграницы) и между зернами в ледяном теле различны по своему строению и содержанию примесей, а их влияние на физико-механические свойства ледяного образования также неодинаково. Установлено, что границы между кристаллами содержат значительно меньше включений примесей, пор и других дефектов, чем граничные зоны между кристаллитами. Таким образом, строение ледяного тела представляет собой многомасштабную структуру, которую в первом приближении можно представить как:

макроструктуру, в которой определяющими элементами являются кристаллиты (зерна) льда и граничные зоны между ними;

микроструктуру I, в которой кристаллы и межкристаллические зоны находятся в пределах кристаллитов;

микроструктуру II, обусловленную дефектами строения отдельных кристаллов льда. К ним относятся: включения примесей, воздуха, рассола, захваченные кристаллом при его росте; мозаичное строение; вакансии и дислокации в структуре кристалла.

При изучении характеристик упругости природных квазиизотропных ледяных образований ввиду малого значения их предела упругости ($\leq 0,05$ МН/м²) определяющей, по-видимому, можно считать макроструктуру поликристаллического льда, причем основную роль в изменении упругих свойств поликристаллического льда играет динамика граничных межзерновых зон, которая тесно связана с содержанием и распределением жидкой и квазижидкой фазы, а также с составом и генезисом ледяной породы. По тем же соображениям сходные по составу ледяные образования, намерзающие на поверхности различных твердых тел и возникающие на поверхности водоемов, могут иметь существенные отличия в механических свойствах.

Модули упругости макроизотропного поликристаллического пресного льда неоднократно определялись многими авторами как на образцах, искусственно приготовленных при различных режимах замораживания в лаборатории, так и на естественных льдах. В последнем случае измерения производились путем регистрации скоростей распространения упругих волн как сейсмическим, так и ультразвуковым импульсным методами. Наиболее полные сведения об упругих свойствах пресного поликристаллического льда, а также сводные результаты исследований приводятся в работах В.В.Богородского и В.П.Гаврило [18], В.В.Лаврова [83], М.Меллора [254], Н.Флетчера [210], П.Хоббса [232], Ю.Я.Мачерета [87], Ю.Д.Зыкова и О.П.Червинской [69]. Результаты исследований разных авторов неплохо согласуются и дают следующие средние значения модулей упругости поликристаллического пресного льда разной плотности как изотропного материала: модуль Юнга $E \approx (7 \div 10,5)$ ГН/м², модуль сдвига $\mu \approx 2,6 \div 4,0$ ГН/м², модуль всестороннего сжатия $K \approx 6-10$ ГН/м² (наименьшие значения соответствуют температурам $> -1^\circ\text{C}$), коэффициент Пуассона $\nu \approx 0,31 \div 0,36$. Встречаются также поликристаллические льды с упорядоченным расположением оптических осей кристаллов, для описания свойств которых следует определять необходимое число (больше двух) независимых компонентов тензора упругости.

Особый интерес представляет зависимость упругих свойств льда от его строения, температуры и напряженного состояния. Сопоставляя данные разных авторов, можно заключить, что структурно-текстурные особенности ледяных образований из пресного льда могут вызвать изменение значений модулей упругости до 20-30%. Это обосновывает возможность оценки особенностей строения и анизотропии ледяного образования по изучению его акустических характеристик.

Данные о температурной зависимости модулей упругости поликристаллического пресного льда (см., например, рис. 131, 132) свидетельствуют о заметном и, по-видимому, нелинейном возрастании их лишь в области температур от 0 до $-(3 \div 5)^{\circ}\text{C}$. При этих температурах, особенно вблизи точки плавления, в межзерновых зонах льда имеется некоторое содержание жидкой фазы и повышается концентрация дефектов самих кристаллов, что снижает жесткость ПККС, а следовательно, и значения модулей упругости среды. При дальнейшем понижении температуры жесткость ПККС стабилизируется, изменение модулей упругости существенно замедляется, становится почти линейным и практически прекращается при температуре ниже $-(15 \div 20)^{\circ}\text{C}$. При быстром глубоком охлаждении образцов льда до -100°C и ниже возникают значительные изменения характеристик его упругости, которые обусловлены концентрацией термических напряжений, а затем микро- и макрорастрескиванием льда в зависимости от режима охлаждения. Это подтверждается помутнением образцов при резком охлаждении, а также минерографическими наблюдениями на шлифах льда.

Влияние давления на упругие свойства поликристаллического льда выражается в увеличении модулей упругости с повышением до определенного предела уровня механических напряжений. Так, при увеличении давления во льдах с упорядоченной структурой скорости распространения продольных волн вдоль и поперек направления оптических осей кристаллов изменяются по-разному, но при давлении в 50 МН/м^2 становятся практически одинаковыми, что, по-видимому, свидетельствует о рекристаллизации льда при высоких напряжениях. Интересны эксперименты по изучению изменения скорости распространения упругих волн в образцах льда при испытании их на временное сопротивление одноосному сжатию и ползучести. Результаты таких работ, выполненных в Антарктиде С.С.Вяловым и Н.А.Черниговым [34], а также лабораторные эксперименты Ю.Д.Зыкова по быстрому замораживанию [69], показывают, что в этом случае до некоторых предельных значений нагрузки, зависящих от скорости нагружения $\frac{d\sigma^M}{dt}$, наблюдается рост

значений характеристик упругости. По достижении максимума начинается их уменьшение, что вызвано растрескиванием образца. Результаты подобных экспериментов позволяют охарактеризовать динамику изменения модулей упругости поликристаллического льда как в процессе деформирования и перекристаллизации, так и при разрушении ледяного образования.

Пористые ледяные образования. Значительное влияние на упругость ледяных образований оказывают их пористость, а также заполнитель порового пространства. Появление в порах жидкой фазы для снега, фирна и льда возможно лишь при температурах вблизи 0°C , что особенно актуально для теплых ледников, а также в сезонные периоды таяния. Однако данных о влиянии содержания воды на характеристики упругости пресных ледяных образований

практически нет. По имеющимся отдельным оценкам изменение скорости продольных упругих волн во льду теплых ледников может составлять $\sim 60 \div 80$ м/с на 1% содержания воды.

Для сухих пористых снежно-ледяных образований (при $t \approx -10 \div -15^\circ\text{C}$ и ниже) имеется значительное число экспериментальных лабораторных и полевых акустических и сейсморазведочных исследований характеристик их упругости. Обобщение результатов многих из них приведено в известных обзорах М.Меллора [254 и др.], а также в работах К.Ф.Войтковского [28], Ю.Я.Мачерета [87] и в ряде других. Однако обычно авторы стремились представить результаты в виде непрерывных (линейных либо нелинейных) функций от плотности снежно-ледяных образований. В то же время давно известны две критические плотности ~ 550 и ~ 830 кг/м³, первая из которых характеризует переход от снега к фирну, т.е. некий предел уплотнения и метаморфизма снега за счет переупаковки, изменения формы, размеров и сближения зерен, а вторая – переход к пористому льду с замкнутыми порами. При этих плотностях имеет место излом графиков зависимостей физических свойств среды как функций от плотности.

Как происходит перестройка структуры при уплотнении сухого снега от рыхлого, пушистого ($\rho \sim 30 \div 50$ кг/м³) до плотного ($\rho \sim 550$ кг/м³) оставалось неясным. Ситуация осложняется еще и тем, что, как показали специальные исследования, снег при одной и той же плотности может существенно отличаться по структуре, что обуславливает не всегда хорошее соответствие результатов разных авторов по определению характеристик упругости.

Но вряд ли можно представить монотонный непрерывный характер этих структурных изменений, а следовательно, и упругости, прочности и других механических свойств снега. Поэтому нами были выполнены специальные исследования по детальному анализу и обобщению имеющихся данных о характеристиках упругости ледяных образований во всем их интервале плотностей от пушистого свежего снега до массивного льда ($\rho = 917$ кг/м³) с целью выявления базовых закономерностей и обоснования концепции реорганизации структуры среды в процессе уплотнения. В качестве экспериментальной основы для обобщения нами были взяты известные результаты исследований скоростей упругих волн в снеге, фирне и льде, выполненных Х.Кёненом и К.Бентли [238, 239] и Н.Беннетом [198] в Антарктиде и Гренландии, и наши данные, полученные на Кольском полуострове.

Результаты этих исследований [166, 219, 227] заключаются в следующем:

- Закономерности изменения характеристик упругости снежно-ледяных образований от пушистого снега до массивного льда невозможно описать универсальной непрерывной функцией плотности или пористости с одинаковой погрешностью во всем диапазоне их плотностей (даже с помощью полинома, вплоть до пятой степени).

- Установлен ряд критических плотностей ~ 150 , ~ 340 , ~ 550 ,

(~700) и 830 кг/м³ (либо соответствующих критических пористостей: ~0,84, ~0,63, ~0,4, (~0,2) и ~0,1), позволяющих выделить интервалы плотности (пористости), в пределах которых происходит перестройка структуры снежно-ледяных образований с преобладанием разных механизмов уплотнения и диагенеза снега.

– Модельные расчеты структуры снега как регулярной упаковки зерен в виде полиэдров различной формы с жесткими связями показали, что вышеприведенным критическим плотностям соответствуют структуры снежно-ледяной среды с преобладающими значениями координационных чисел 3, 4, 6, (8) и 10–12.

– Установлено, что лучшим компаративным параметром для вы-

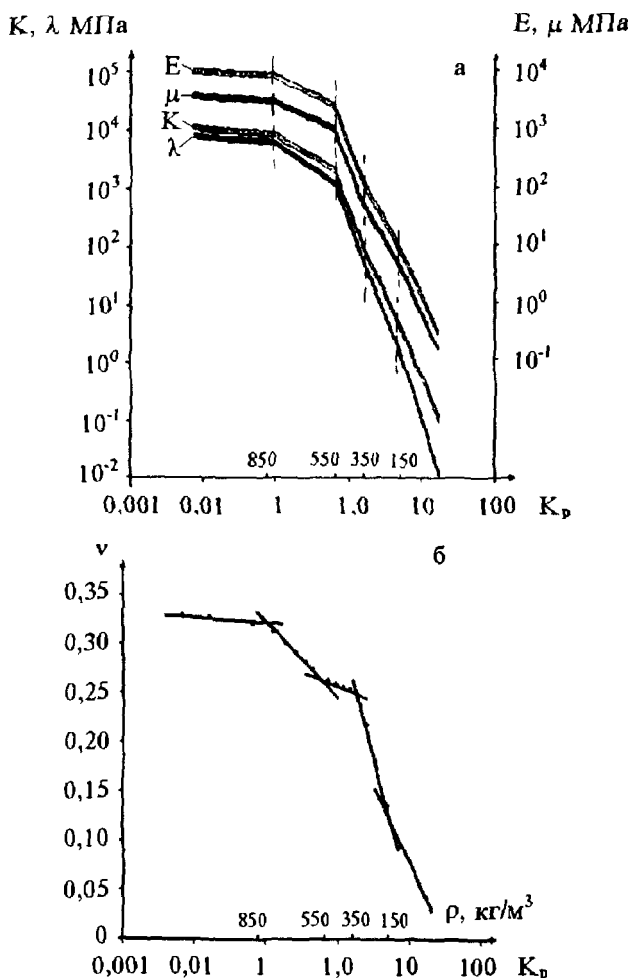


Рис. 129. Зависимость модулей упругости E , μ , K , λ – (а) и коэффициента Пуассона ν – (б) от коэффициента пористости

явления изломов графиков зависимостей характеристик упругости является коэффициент пористости среды:

$$K_{pi} = \frac{\rho_i}{1-\rho_i} = \frac{\rho_l}{\rho_i} - 1, (\rho_l = 917 \text{ кг/м}^3).$$

В пределах выделенных интервалов плотности, ограниченных критическими значениями, базовые закономерности изменения всех динамических модулей упругости могут быть аппроксимированы гладкими функциями коэффициента пористости K_p типа: $Y = y_1 \lg K_p + y_2$ (рис. 129), где Y – соответствующий модуль упругости. Как видно из рисунка, лучшая аппроксимация для коэффициента Пуассона получена в полулогарифмическом масштабе, а для остальных модулей в двойном логарифмическом.

– Определены конкретные значения параметров связи (аппроксимирующих коэффициентов) y_1 и y_2 вышеуказанных зависимостей для каждой из изучавшихся характеристик (модулей) упругости, которые заметно отличаются в пяти выделенных основных интервалах плотности (табл. 10) и для разных модулей.

Т а б л и ц а 10

Модули упругости	Аппроксимирующие коэффициенты	Интервалы плотностей (кг/м ³)				
		50–150	150–350	350–550	550–830	830–917
E	e_1	–2,8270	–2,1955	–3,7397	–0,6826	–0,0797
	e_2	2,9940	2,5758	2,8984	3,3024	3,8195
μ	g_1	–2,7476	–2,0883	–3,7355	–0,6588	–0,0760
	g_2	2,5891	2,1454	2,4989	2,9039	3,4022
K	k_1	–3,0159	–2,6581	–3,8573	–0,8320	–0,1083
	k_2	2,7683	2,5420	2,7389	3,1221	3,7536
λ	l_1	–3,6582	–3,2422	–3,8864	–0,9201	–0,1201
	l_2	2,7717	2,5106	2,5269	2,8020	3,6015
ν	n_1	–0,1596	–0,2979	–0,0364	–0,0769	–0,0105
	n_2	0,2322	0,3417	0,2571	0,2486	0,3093

Таким образом, полученный закономерный ряд критических плотностей (включая ранее известные), позволил с единых позиций непротиворечиво описать закономерности изменения характеристик упругости во всем диапазоне плотностей (пористостей) сухих ледяных образований от свежеснежного до льда. Отметим, что критическая плотность $\sim 700 \text{ кг/м}^3$, характеризующая изменение механизма реорганизации структуры фирна, была выявлена нами с меньшей надежностью, чем остальные (рис. 130). Однако на ее

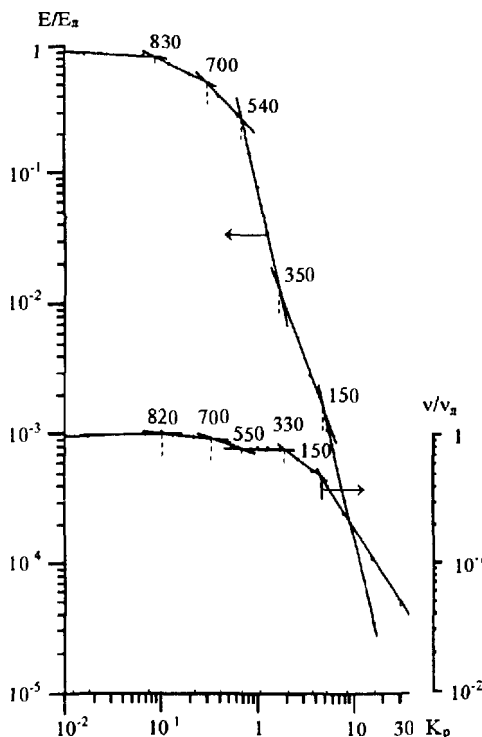


Рис. 130. Изменение модуля Юнга E и коэффициента Пуассона ν , нормированных соответствующими значениями для массивного льда в интервале от рыхлого снега до льда; числа у изломов графиков – критические плотности (кг/м^3)

наличие указывается также в работах Н.Маено [251] по изучению упругих и электрических свойств фирна в Антарктиде.

В целом выполненный нами комплексный анализ привел к выводу, что в процессе уплотнения снега интервалы плотности, ограниченные критическими значениями, представляют собой переходные состояния среды. В каждом из этих состояний происходит реорганизация структуры от одно-

го статистически преобладающего уровня пространственной упорядоченности среды к другому с большим координационным числом упаковки зерен. Разная интенсивность этого процесса (различный наклон зависимостей на рис. 129, 130) свидетельствует о различиях в доминирующих механизмах уплотнения среды и формирования межзерновых контактов в каждом из переходных состояний. Эта концепция подтверждается и тем, что вблизи критических плотностей, когда происходит смена этих механизмов, среднеквадратичная погрешность аппроксимации осредненных экспериментальных данных (т.е. значений коэффициентов в табл. 10) возрастает. Из рисунков также видно, что процессы реорганизации структуры в переходных состояниях не одинаково отражаются в изменениях разных модулей упругости. Так, для всех характеристик упругости наименьшая интенсивность изменения получена в интервале плотностей $830 \div 917 \text{ кг/м}^3$, т.е. во льду с замкнутой пористостью при $p < 10\%$, что кажется вполне естественным. Однако в снеге и фирне имеет место определенное разнообразие. Например, для коэффициента Пуассона (см. рис. 129 б) наибольший градиент его изменения $\frac{dv}{dp}$ соответствует интервалам плотности < 150 и $150 \div 330 \text{ кг/м}^3$ ($p > 84\%$ и $p =$

84÷64%), а наименьший — интервалу 330÷550 кг/м³ ($\rho = 64 \div 40\%$), в то время как для четырех других модулей (см. рис. 129,а) в последнем интервале — наибольшая интенсивность изменения. В интервале плотностей 550÷830 кг/м³ ($\rho = 40 \div 10\%$), соответствующем фирну, есть также значительная разница между изменчивостью тех же характеристик упругости. Конкретные причины таких различий (как и некоторых других особенностей, связанных с критическими плотностями) пока недостаточно ясны. Необходимы дальнейшие целенаправленные экспериментальные исследования в этом направлении.

Поскольку в процессе преобразований структуры снежно-ледяной среды плотность меняется непрерывно и при переходе от одной пространственно-структурной упорядоченности к другой (с большим порядком) теплота не выделяется, то такие изменения можно представить как своеобразный структурный аналог фазового перехода II рода. В пользу этой гипотезы свидетельствует и полученная нами степенная зависимость модулей упругости, отражающих перестройку структуры от K_p , который можно считать безразмерной единицей гранулярной структуры.

Морской и соленый лед. Характеристики упругости льда, образовавшегося из морской воды и других растворов, изучены в значительно меньшем объеме, чем пресных льдов. Большинство исследований основано на определении скорости распространения упругих волн сейсмическим методом в полях арктического льда и динамическими методами на образцах. Следует отметить работы В.П.Берденникова, Е.М.Линькова, А.Крэри, Дж.Брауна, В.В.Богородского, Е.Паундера, М.Ланглебена, Б.А.Савельева, В.Уикса, М.Меллора, Т.Табата и др. [18, 108, 121, 237, 255, 297].

Полученные в результате исследований значения модулей упругости льда морских водоемов находятся в следующих пределах: $E \approx (1,0 \div 9)$ ГН/м²; $\mu \approx (0,5 \div 3)$ ГН/м² и $\nu \approx 0,2 \div 0,4$. Большие различия полученных значений модулей упругости объяснялись разными авторами влиянием возраста ледяного покрова, температурой, разной соленостью, наличием примесей и т.п. Так, по данным Е.М.Линькова, имеется сильная зависимость модулей E и μ морского льда от температуры. Подобные выводы были сделаны и Т.Табата из экспериментов вибрационным методом. Однако в работах Б.А.Савельева [121, 122] было показано, что различия в значениях модулей упругости следует рассматривать в зависимости от содержания жидкой фазы (рассола) в морском льду. При этом можно учесть комплексное влияние солености, температуры, возраста и т.п., что подтверждено последующими экспериментами [127, 128, 146, 153].

Конечно, к морским и соленым льдам в принципе возможно применение положений теории упругости пористых сред ((IV.8) — (IV.12) при заполнении пор растворами соответствующего состава и концентрации. Однако для реализации такого подхода необходимо знать сжимаемость (модули упругости) твердой матрицы ПКС

этих льдов. Здесь возникают большие трудности, так как в данном случае кристаллы льда, составляющие эту матрицу, как правило, примесные. Причем степень их примесности, а следовательно, и отличие их параметров упругости от пресного льда может меняться в очень широких пределах в зависимости от термодинамических условий и режима образования, а также структурно-текстурных особенностей морских и соленых льдов. Поэтому без трудоемких специальных исследований практически невозможно оценить необходимые для расчетов параметры упругости твердой матрицы ПКС конкретных соленых льдов. В связи с этим будем рассматривать пока закономерности изменения характеристик упругости таких льдов от солености и температуры или от рассчитываемого по этим параметрам объемного содержания жидкой фазы, влияние которого особенно сильно в интервале $0 \div 10\%$. Такой подход позволяет получить лучшую сходимость результатов экспериментов разных авторов. Тем не менее и в этом случае при сходстве получаемых закономерностей все же остаются заметные различия в абсолютных значениях характеристик упругости [18, 69, 255, 297].

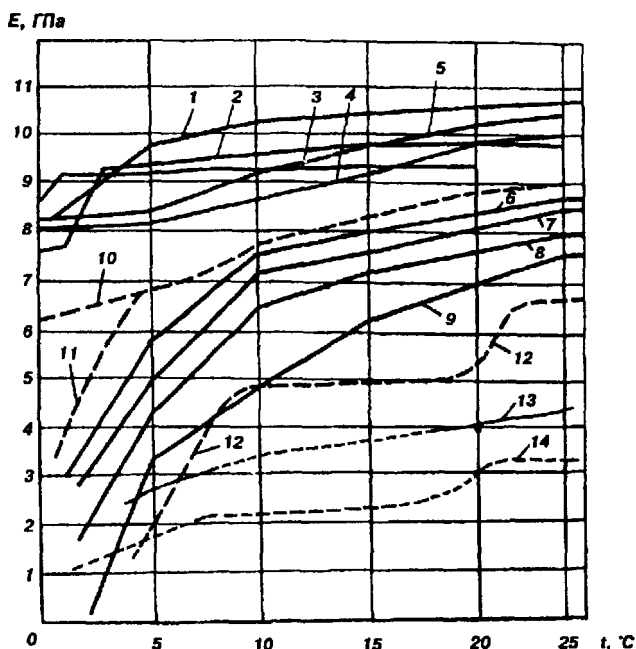


Рис. 131 Зависимость модуля Юнга E льда различного состава от температуры. Динамические методы: пресный лед — кривые 1 [128]; 2-3 [83]; 4, 5 [18], 6-9 — лед из раствора NaCl соленостью $S_{\text{льда}}^{\text{до}}$, равной соответственно 4,0, 5,5, 9,0; 11,5 [128]. Морские льды: наковый — 10 [18], односторонний — 11 [83], ледяное покрытие — 12 [128]. Статические методы: 13 — соленый лед (NaCl) (по Лайнею), 14 — молодой морской лед (по Табата)

Большинство данных об упругих свойствах получены для покровных льдов морских водоемов, возраст которых составлял многие месяцы, а иногда и годы. Это в значительной мере сужает диапазон содержания жидкой фазы в изучавшихся льдах (ввиду вытекания рассола), в связи с чем полученные данные об упругих свойствах морского льда не охватывают всего многообразия его состояний. Характеристики упругости натурного морского льда, находящегося в стадии формирования или только что образовавшегося, неизвестны. В определенной степени этот пробел восполняется результатами наших, совместно с Ю.Е.Слесаренко, лабораторных исследований соленых ледяных образований различного состава, намерзавших на твердых телах [40, 127, 128]. Исследования выполнялись в диапазоне температур $-(1 \div 25)^{\circ}\text{C}$ и содержании жидкой фазы от 0 до 20%. При этом установлено, что если модули упругости пресного поликристаллического льда изменяются в указанном диапазоне температур примерно на 20–30%, то в случае льда, полученного из раствора NaCl и из морской воды, эти изменения составляют сотни процентов. Последнее связано с наличием в пространственной криогенной структуре соленых льдов ячеек незамерзшего рассола, вымерзание которого происходит при понижении температуры в соответствии с фазовыми диаграммами, в зависимости от солевого состава исходного раствора. Так, например, фазовая диаграмма при замерзании раствора NaCl представляет собой плавную кривую, в то время как диаграмма морской воды имеет перегибы, соответствующие эвтектическим температурам содержащихся в ней солей.

На рис. 131 приведены некоторые результаты этих экспериментов, в том числе и в сопоставлении с данными других авторов, которые свидетельствуют о соответствии температурной зависимости характеристик упругости льдов различного состава их фазовым диаграммам. Так изменение температурной зависимости E льда из морской воды (кривые 12, 14) вблизи -8°C связано с выпадением кристаллогидрата сульфата натрия. Кроме того, из рис. 132а следует, что даже при очень малой солености льда из раствора NaCl ($s \approx 1,75\% \approx 3 \cdot 10^{-2}$ моль/л) его модули упругости, особенно K , λ и E , значительно меньше, чем у пресного льда с той же пористостью ($\sim 5 \div 7\%$). И хотя при температурах ниже эвтектической значения модулей упругости сближаются, но заметные различия еще остаются. Возможно, это связано с примесностью кристаллов соленого льда. Возрастание солености льда из раствора NaCl ведет к сильному закономерному уменьшению всех модулей упругости (рис. 132б), что обусловлено повышением объемного содержания жидкой фазы (рассола) при всех температурах эксперимента. Конкретные зависимости от этого параметра будут дополнительно рассмотрены в п. VI.5.

В заключение интересно отметить, что, проводя на рис. 132б, горизонтальные линии, соответствующие значениям данного модуля упругости пресного льда при температурах $(-0,5 \div -5)^{\circ}\text{C}$, можно получить пересечения их с кривыми для тех же модулей соленого

льда при более низких температурах. Если считать, что величины модулей упругости соленого льда определяются преимущественно объемным содержанием рассола, то это является подтверждением содержания жидкой фазы и в пресном льду. Например, значения модулей пресного льда при $t = -0,5^\circ\text{C}$ соответствуют величинам тех же видов модулей льда соленостью $1,75\%$ при $t \approx -(6 \div 7)^\circ\text{C}$ и льда соленостью $5,5\%$ при $t \approx -15^\circ\text{C}$. Для двух последних можно оценить количественное содержание жидкой фазы. Как сказано выше, на характеристики упругости соленых льдов влияет не только содержание жидкой фазы, но и степень примесности кристаллов твердой матрицы ПКС этого льда. Поэтому прямой перенос рассчитанной величины содержания жидкой фазы (рассола) на пресные льды невозможен. Однако качественная параллель здесь несомненна, и объемное содержание жидкой фазы порядка $0,5\%$ в пресном льду при $t = -0,5^\circ\text{C}$ вполне вероятно. Обсуждение этого вопроса на основе анализа некоторых параметров электрических свойств см. в п. VI.5. Согласно приведенным там оценкам, объемное содержание воды в массивном поликристаллическом льду $\sim 0,35\%$ при $t = -0,5^\circ\text{C}$ и может достигать $\sim 1,5\%$ при $t = -10^{-3}^\circ\text{C}$. В пористом пресном льду, при тех же условиях, возможно и большее содержание воды.

Таким образом, к настоящему времени можно считать достаточно достоверно установленными приведенные значения динамических модулей упругости для массивного пресного поликристаллического льда, которые в случае сухих снежно-ледяных образований изме-

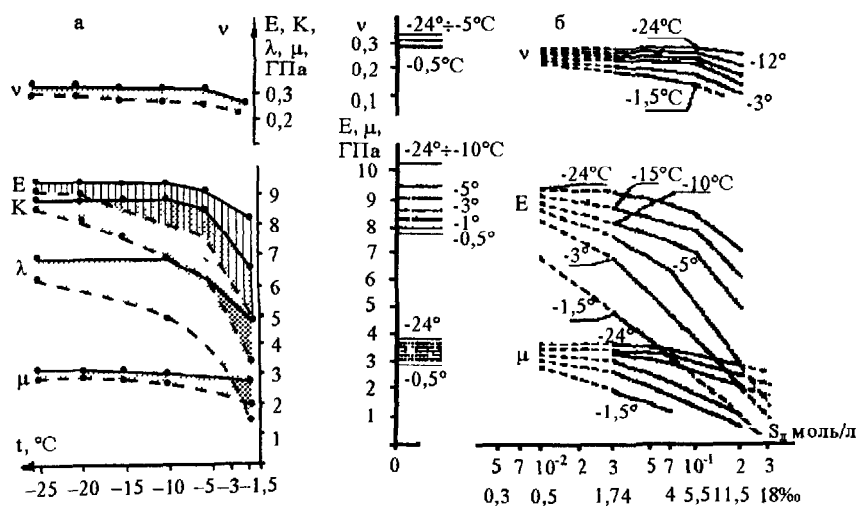


Рис. 132. Зависимость модулей упругости ледяных покрытий (а) — от температуры: сплошные линии — пресный, пунктир — слабо соленый лед ($1,75\%$); (б) — от солености льда: отрезки прямых слева — пресный, сплошные линии — соленый лед, пунктир — экстраполяция

няются главным образом от пористости (плотности) и в гораздо меньшей степени от температуры. Однако с приближением температуры льда к точке плавления имеет место значительное (до 30÷40%) уменьшение величин модулей упругости (K , λ и E) в связи с появлением в межзерновых зонах ледяного тела воды, влияющей как поверхностно-активное вещество, снижающее упругость, жесткость и прочность его ПККС.

Для морских и соленых льдов характеристики упругости менее изучены, их величины варьируют в весьма широких пределах. Наиболее очевидна зависимость параметров упругости от объемного содержания в этих льдах жидкой фазы (рассола). Несомненно также влияние на динамические модули упругости этих сред их структурно-текстурных особенностей и степени примесности кристаллов твердой матрицы ПККС поликристаллических льдов (см. табл. 14), но надежных количественных закономерностей пока не установлено.

Обобщенные сведения о значениях модулей упругости льдов разного состава представлены в табл. 13, 20.

IV.3. Мерзлые породы

Знание модулей упругости мерзлых пород, помимо самостоятельного значения в физике горных пород, необходимо при решении многих прикладных задач горного производства, взрывных работ, мерзлотоведения, инженерной геологии, проектирования, строительства и эксплуатации сооружений, сейсмического районирования и интерпретации данных сейсморазведки в районах распространения многолетнемерзлых толщ. Закономерности изменения модулей упругости мерзлых пород могут оказаться полезными также при оценке свойств пород на больших глубинах, с частичным подплавлением отдельных породообразующих минералов.

Решающими факторами, определяющими специфику свойств упругости мерзлых пород, являются количество и формы выделения льда, а также содержание, состояние и распределение незамерзшей воды, т.е. формирование и динамика их ПККС. Следует особо подчеркнуть существенное влияние на упругость начального влагосодержания породы — полное или неполное насыщение пор. Для мерзлых пород в естественном залегании типичен обычно первый случай, хотя может встретиться и второй, например, при промерзании частично дренированных песков или агрегированных глинистых грунтов. В первом случае (степень заполнения пор $q \approx 1$) мерзлая, песчано-глинистая порода становится близкой к гетерогенной поликристаллической среде, прочностные и упругие свойства которой определяются в основном строением, составом и динамикой межзерновых граничных зон. Во втором случае ($q < 1$) выделяющийся лед играет роль цемента контактового либо пленочного типа, и мерзлая порода остается газонасыщенной пористой средой. Однако сжимаемость ее пор при понижении температуры сильно снижается

за счет цементации льдом минерального скелета. При образовании в мерзлых породах ледяных шлиров вышеотмеченные особенности осложняются макроанизотропией упругих и деформативных свойств в соответствии с характером криогенной текстуры.

Наибольшей сложностью характеризуется формирование и изменение упругих и других механических свойств при промерзании влажных песчано-глинистых пород. Поэтому основное внимание в наших исследованиях было уделено изучению динамических модулей именно этих пород.

Первый цикл экспериментов по определению динамических модулей упругости мерзлых пород с применением ультразвукового метода был выполнен нами в 1958–1960 гг. в связи с проблемой акустического контроля непрерывности и степени однородности ледопородного цилиндра при проходке в сложных гидрогеологических условиях КМА шахт с искусственным замораживанием окружающих пород. При этих лабораторных исследованиях измерялись скорости упругих волн в образцах пород ненарушенного сложения и влажности, отобранных в районах планируемого строительства шахт. Всего было изучено более 300 образцов (около 10% из них с искусственно задаваемой W_c) в интервале температур $+20 \div -20^\circ\text{C}$. Позже совместно с Ю.Д.Зыковым был проведен еще ряд подобных циклов исследований на моделях песчано-глинистых пород с задаваемой различной влажностью и пористостью и с расширением температурного интервала измерений до -40°C . Замораживание образцов осуществлялось при температурах $\sim -40^\circ\text{C}$ с целью предотвращения миграции влаги и формирования наиболее простых массивных криотекstur.

Рассмотрим характерные примеры и результаты анализа экспериментов по выявлению зависимостей модулей упругости от температуры, влажности и других факторов.

Температурная зависимость. Так, для любых песчано-глинистых пород в мерзлом состоянии при понижении температуры происходит возрастание всех модулей упругости, кроме коэффициента Пуассона, для которого имеет место обратная зависимость (будет рассмотрено отдельно на рис. 137). Понижение температуры обуславливает усиление цементации минеральной матрицы ПККС льдом, а также уменьшение содержания незамерзшей жидкой фазы в межзерновых зонах, что в любом случае повышает жесткость и упругость ПККС.

Поскольку в мерзлых породах кинетика процессов фазовых преобразований существенно зависит от степени дисперсности и минерального состава зерен скелета (пп. 1.2, 1.4) температурная зависимость характеристик упругости четко отражает эти особенности, в частности, возрастание содержания льда в мерзлых грунтах разной дисперсности.

В результате исследований нами впервые было статистически достоверно установлено, что характер возрастания модулей упругости при понижении температуры у различных по минеральному

составу и дисперсности грунтов имеет как сходные черты, так и существенные отличия [147, 149, 154 и др.].

Основные закономерности состоят в следующем:

а. При переходе в мерзлое состояние, т.е. с возникновением ПКС, происходит резкое скачкообразное изменение параметров упругости с наибольшим температурным градиентом для модуля Юнга 300–700% (в интервале температур $0 \div -2^\circ\text{C}$) грубодисперсных пород: галечники, пески, супеси, песчаники. На рис. 133 (а, в) представлены примеры для песчаников, глинистого и кварцевого песка. Для чистых влагонасыщенных кварцевых песков и галечников этот скачок может достигать 800%, а иногда и больше. Так, по данным Г.Стивенса [283], скачок величин модулей E и μ для крупнозернистого чистого кварцевого песка в интервале $0 \div -1^\circ\text{C}$ получен примерно в 100 раз. Такого же порядка изменение получено нами и для модуля Юнга влагонасыщенного кварцевого люберецкого песка в 70 раз. Для уточнения требуется детальное изучение температурной зависимости модулей упругости этих пород вблизи 0°C с шагом $0,1 \div 0,2^\circ\text{C}$, что до сих пор не осуществлено.

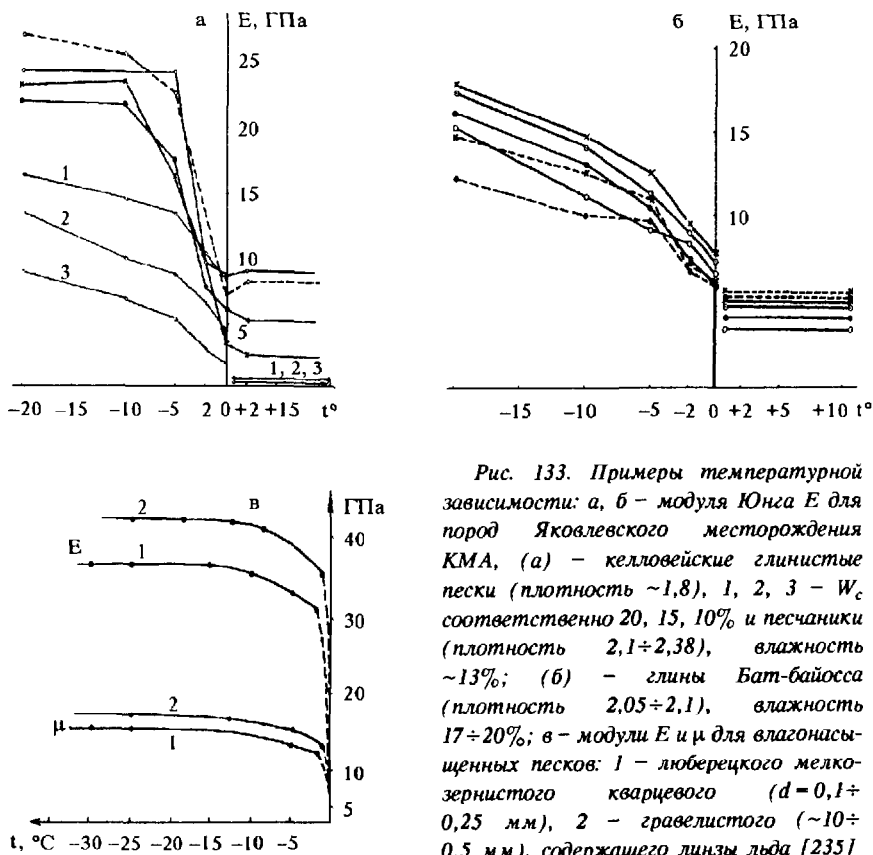


Рис. 133. Примеры температурной зависимости: а, б – модуля Юнга E для пород Яковлевского месторождения КМА, (а) – келловейские глинистые пески (плотность $\sim 1,8$), 1, 2, 3 – W_c соответственно 20, 15, 10% и песчаники (плотность $2,1 \div 2,38$), влажность $\sim 13\%$; (б) – глины Бат-байосса (плотность $2,05 \div 2,1$), влажность $17 \div 20\%$; в – модули E и μ для влагонасыщенных песков: 1 – люберецкого мелкозернистого кварцевого ($d = 0,1 \div 0,25$ мм), 2 – гравелистого ($\sim 10 \div 0,5$ мм), содержащего линзы льда [235]

Для глинистых грунтов (см. рис. 133 б) скачкообразное возрастание характеристик упругости значительно меньше, примерно от 20÷50 до 100÷200%. Наибольшее возрастание при переходе в мерзлое состояние установлено для модулей Е и К.

б. Понижение температуры уже мерзлой породы на стадии эволюции ПККС также по-разному влияет на упругость грубодисперсных и глинистых грунтов. Так, для галечников, гравелистых и крупнозернистых песков интенсивность эволюции ПККС и возрастание модулей упругости резко замедляется уже при $t \approx -2^\circ\text{C}$. При дальнейшем понижении температуры для них характерно очень слабое возрастание значений модулей упругости с градиентом $\sim 0,3 \div 0,2 \text{ ГПа}/^\circ\text{C}$, который стремится к нулю при $-(20 \div 30)^\circ\text{C}$.

Для глинистых песков, супесей и песчаников такое замедление происходит при $t \approx -5^\circ\text{C}$. У глин и тяжелых суглинков этой особенности нет, и значительное возрастание модулей упругости, особенно К и Е, происходит практически монотонно до -20°C , с небольшим уменьшением температурного градиента модулей, вплоть до -40°C и, по-видимому, при дальнейшем охлаждении [246, 287].

в. Абсолютные средние значения модулей упругости при близких исходных влажностях песчано-глинистых пород в мерзлом состоянии убывают в ряду: кварцевые пески и галечники-песчаники-глинистые пески и супеси-суглинки и глины. При этом величины модулей упругости между первыми и последними членами ряда могут отличаться в десятки раз в зависимости от степени водонасыщения, температуры, криотекстуры и других факторов (см. табл. 13, 20).

Конечно, в зависимости от степени дисперсности и минерального состава, особенно глинистых грунтов, возможны существенные количественные отличия в температурной зависимости модулей упругости. Проиллюстрируем это на примере глуховецкого каолина и никольского тяжелого суглинка, которые отличаются как минеральным составом, так и величиной удельной поверхности.

Таблица 11

Порода, модули упру- гости ГПа $t, ^\circ\text{C}$	Каолин			Суглинок		
	Е	К	μ	Е	К	μ
-2	3,0	4,9	1,1	6,1	6,5	2,2
-5	5,8	9,0	2,1	7,4	9,5	2,7
-10	8,5	11,0	3,1	8,8	11,7	3,2
-15	11,2	13,9	4,1	11,7	13,9	4,3

При практически одинаковых параметрах влажности пород $W_c \approx 25\%$, $n \approx 44\%$ и $q \approx 1$ у мерзлого каолина (в интервале $0 \div -5^\circ\text{C}$)

модули упругости значительно меньше, чем у суглинка, в особенности, при $t = -2^{\circ}\text{C}$ (табл. 11). Вблизи 0°C разница, по-видимому, еще больше. Можно предположить, что это связано с более высоким удельным содержанием незамерзшей воды в граничных межзерновых зонах, т.е. большей толщиной ДЭС в каолине. Поэтому при относительно высоких отрицательных температурах модули упругости каолина меньше, а вымерзание незамерзшей воды при понижении температуры происходит более интенсивно. При температуре $-(10 \div 15)^{\circ}\text{C}$ жесткость граничных зон (толщина ДЭС) каолина и суглинка становится примерно одинаковой. При более низких температурах, ввиду меньшей удельной поверхности, а следовательно, и меньшего содержания остающейся незамерзшей воды, модули упругости каолина должны стать больше, чем у суглинка. Приведенное объяснение хорошо согласуется с температурной зависимостью эффективного времени электрической релаксации для мерзлых пород (см. рис. 93), которая отражает изменение состояния жидкой фазы породы.

Значительный объем данных в этом направлении был получен в последующих исследованиях Ю.Д.Зыкова, О.К.Воронкова, О.В.Павлова, В.И.Джурика, Б.Г.Хазина, В.Н.Тайбашева и других [30, 49, 69, 70, 105, 154 и др.]. Следует отметить, что подобные экспериментальные исследования по определению динамических модулей упругости были выполнены на образцах сходных песчано-глинистых пород в США Ч.Капларом [235], Ё.Накано [263], Р.Стивенсом [283], в Канаде П.Курфюстом и др. [243, 244], а также во Франции [276], Японии [225] и Китае [276].

В результате все полученные данные полностью подтвердили вышеотмеченные базовые закономерности температурной зависимости, а также позволили уточнить абсолютные значения модулей для конкретных изучавшихся пород. Так, по данным [235], величины модулей упругости в интервале температур $-1 \div -23^{\circ}\text{C}$ изменяются в пределах, указанных в табл. 12.

Сравнение этих значений с приведенными в табл. 13 показывает хорошую сходимость с нашими данными, а результаты по гра-

Таблица 12

Порода \ Модули	Е	μ	ν
	(ГПа)		
Гравелистый песок	34-42	14-17	0,24-0,28
Крупнозернистый песок	24-35	10-14	0,2-0,25
Супесь	16-36	5-14	0,3-0,4
Суглинки легкие	10-24	4-10	0,25-0,4
Глины	1-15	0,6-6	0,35-0,45
Торф	5+7-9	2-3,5	0,15-0,29

велистому песку и торфу дополняют их. Сопоставление зависимостей, полученных на модельных образцах мерзлого глуховецкого каолина, никольского суглинка и образцов глинистых пород естественного сложения из района КМА, свидетельствуют об аналогии температурной зависимости их модулей упругости. Результаты других лабораторных и полевых экспериментов [41, 63, 100, 147, 275, 280 и др.] подтверждают вышеприведенные данные и наш тезис о том, что при соблюдении физических критериев подобия (температуры, минерального состава, влажности и криотекстуры) закономерности изменения механических свойств, полученные на моделях мерзлых пород, соответствуют породам естественного сложения [30, 154, 293].

В целом анализ полученных результатов свидетельствует о том, что температурная зависимость модулей E , μ и K мерзлых песчано-глинистых пород характеризуется монотонным возрастанием и может быть аппроксимирована функциями типа:

$$M \approx A + \log_a |t^\circ C| \quad (IV.33)$$

$$M \approx A \cdot (1 - e^{-a|t^\circ C|}),$$

где M – модуль упругости; A и a – эмпирические параметры, которые являются функциями минерального и гранулометрического состава, влажности, температуры и типа деформаций. Характерна также определенная амплитуда скачка значений каждого из модулей упругости при переходе в мерзлое состояние, разная для пород различного состава скелета и влажности.

Зависимость от влажности (льдистости) породы. Влияние влажности на характеристики упругости песчано-глинистых пород достаточно своеобразно даже в *талом* состоянии. Так, для сухих песчаных пород установлено, что скорости P - и S -волн уменьшаются с возрастанием пористости, а отношение v_p/v_s немного возрастает за счет более интенсивного уменьшения v_s , а следовательно, и модуля сдвига μ . При полном водонасыщении пор ситуация почти не меняется, однако отношение v_p/v_s неконсолидированных песчаных пород возрастает. Между этими двумя крайними состояниями при возрастании q от малых значений до единицы есть особенности. Резкое увеличение характеристик упругости, например, v_p начинается при $q \approx 0,85$ и при $q \approx 1$ v_p достигает в неконсолидированных талых песках значений, близких для воды, ~ 1500 м/с. При $q < 0,85$ $v_p \approx 300 \div 600$ м/с, что соответствует теории зернистой среды. Согласно (IV.10) и (IV.11), общая сжимаемость песка при малом водонасыщении определяется сжимаемостью порового пространства, а последняя для песка в талом состоянии должна быть значительной. В соответствии с этим модули упругости K и E , скорость v_p будут небольшими. При полном заполнении пор водой общая жи-

маемость среды резко уменьшается, а модули E , K и ν_p возрастают. Модуль сдвига μ и скорость поперечных волн возрастают медленнее, поэтому ν_p/ν_s становится больше.

В мерзлых породах влияние влажности на характеристики упругости совсем иное. Оно изучалось в двух вариантах возрастания W_v :

при *полном влагонасыщении* (степень заполнения пор льдом и водой около единицы), но с различной пористостью породы;

при *постоянной пористости*, но с разной степенью заполнения пор.

Для первого случая исследования проведены на образцах каолина, а для второго — на образцах песка и суглинка. Установлено существенное различие влияния общей влажности на величины модулей упругости и их температурную зависимость для мерзлых грунтов в двух вариантах ее изменения.

Так, при *полном влагонасыщении* (рис. 134) можно выделить две области изменения значений модулей E , μ и K :

область относительно высоких отрицательных температур, когда увеличение влажности (льдистости) мерзлой породы приводит к возрастанию значений модулей упругости;

область более низких температур, когда возрастание суммарной влажности (льдистости) вызывает уменьшение модулей упругости. Все три модуля имеют четкий переход от одной области к другой с характерной для каждого из них "граничной" температурой, при которой теряется зависимость соответствующего модуля от объемной суммарной влажности (льдистости) в значительном интервале ее изменения. Согласно полученным данным (рис. 134,а), граничные температуры для глуховецкого каолина приблизительно следующие: для модуля K -5°C , для E -10°C , для μ $-(13\pm 14)^\circ\text{C}$. При этих температурах для соответствующих видов упругих деформаций поликристаллическая мерзлая порода, как упругая среда, становится аналогичной поликристаллическому льду, так как существенное изменение объемного содержания льда в породе: от 30 до ~100% (поликристаллический лед) не вызывает изменения ее модулей упругости. Это подтверждается и численными значениями модулей мерзлого каолина при граничных температурах, которые соответствуют таковым для пресного льда. Увеличение льдистости (уменьшение объемного содержания минерального скелета, армирующего ледяную матрицу) при более низких температурах приводит к уменьшению значений модулей упругости мерзлой породы. Подобные результаты получены Т.Винсоном с соавторами [293] при изучении вибрационным методом динамического модуля Юнга образцов лёсса в широком диапазоне суммарной влажности (льдистости). Граничная температура для модуля E этого мерзлого грунта — около -2°C , а величина $E \approx 8$ ГПа также соответствует значениям для поликристаллического пресного льда. При этом авторы отмечают, что наличие шлировых выделений льда (линзы размером

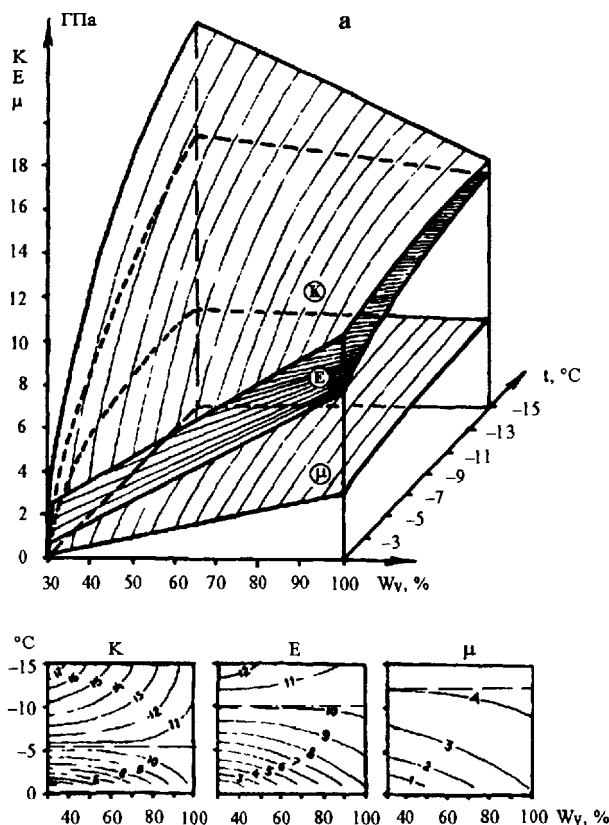
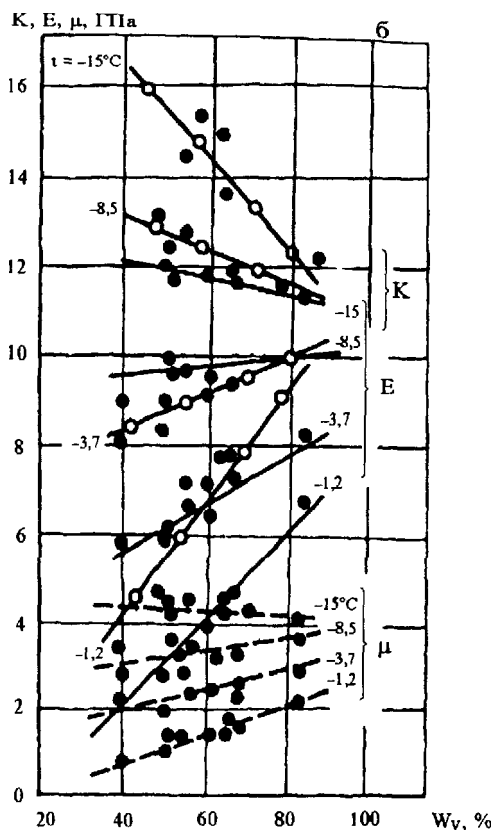


Рис. 134. Зависимость модулей упругости мерзлого глуховецкого каолина: (а) –

0,2÷5 мм) оказывает слабое влияние на величину модуля E мерзлого лёсса.

Нам неизвестны другие подобные исследования, тем не менее достоверность установленной закономерности не вызывает сомнений и ее следует учитывать при решении инженерных задач. Соответствующие граничные температуры, конечно, должны зависеть от минеральной матрицы ПККС мерзлого грунта, так как именно она определяет состав, состояние и свойства межзерновых граничных зон – наиболее изменчивого элемента ПККС.

Для мерзлых песков и других крупнообломочных пород, характеризующихся значениями модулей E , K и μ , намного превышающими величины этих модулей в поликристаллическом льду, возрастание объемной льдистости при $q=1$ также должно привести к уменьшению упругости. Косвенным подтверждением тому могут быть результаты экспериментов Г.Мюллера [259], согласно которым возрастание льдистости приводило к закономер-



от температуры и влажности (при $q=1$); (б) – при фиксированных температурах

ному снижению значений скоростей v_p в мерзлом песке при температурах $-5 \div -30^\circ\text{C}$. Граничные температуры для мерзлых крупнообломочных пород должны, по-видимому, находиться в интервале $0 \div -1^\circ\text{C}$, для которого пока нет детальных экспериментальных исследований.

Наличие “граничных” температур полностью соответствует развитой нами физической модели мерзлой породы (п. II.5), так как изменение ее компонентного (скелет-лед-жидкая фаза) состава приводит к взаимосвязанному изменению состава и свойств межзерновых граничных зон и соответствующих физических подсистем, преимущественно определяющих данные свойства макросистемы. Только с позиций комплексного учета всех элементов модели (а не только компонентного состава) можно объяснить выявленное совпадение значений модулей упругости мерзлой породы и поликристаллического льда при определенных термодинамических условиях. Кроме того, установленная закономерность открывает но-

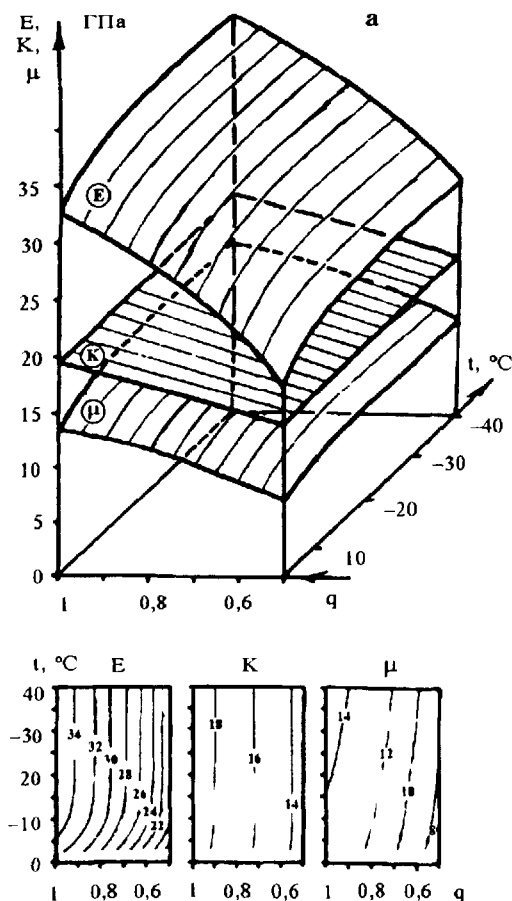
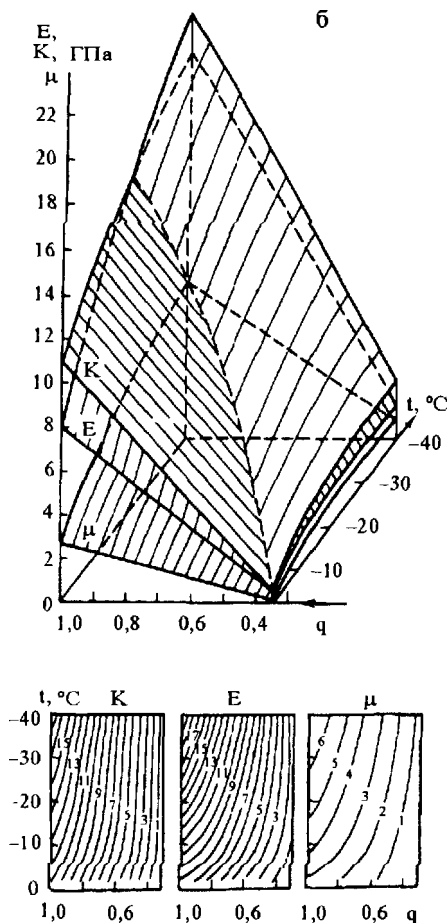


Рис 135 Зависимость модулей упругости от степени заполнения пор и температуры: (а) — мерзлый николевский суглинок, (б) — мерзлый песчаный суглинок

вые перспективы для взаимного моделирования различных механических состояний мерзлых пород и льдов разного состава.

При постоянной пористости породы, когда объемная влажность может меняться от нуля до значения пористости, влияние ее на исследуемые свойства мерзлых пород удобно выражать, задаваясь степенью заполнения пор водой и льдом. Увеличение степени заполнения пор вызывает сильное возрастание модулей упругости (рис. 135). Интенсивность этого возрастания и абсолютные значения модулей увеличиваются с понижением температуры для глинистых мерзлых пород во всем исследованном диапазоне температур $-(2 \div 40)^\circ\text{C}$, а для песка лишь до температуры $-(15 \div 20)^\circ\text{C}$. Возрастание модулей при увеличении степени заполнения пор мерз-



пературы (пористость $n = 0,4$); q – степень заполнения пор; (а) – мерзлый любе-

лой породы следует связывать с уменьшением сжимаемости пор за счет цементирующего влияния льда и уменьшения содержания газового компонента, что сопровождается повышением жесткости и монолитности межзерновых граничных зон и в целом ПККС мерзлой породы.

Анализ полученных нами данных позволил заключить, что, несмотря на различия в минеральном составе и строении изученных песчано-глинистых пород в мерзлом состоянии, прослеживается зависимость модулей упругости от гранулометрического состава породы, что в обобщенном виде отражает изменение содержания незамерзшей воды, т.е. состава и свойств межзерновых зон в породах разной степени дисперсности. Наиболее четко ее удалось установить

для модуля Юнга мерзлых грунтов с массивной криотекстурой при $q = 1$ (рис. 136), который при фиксированной температуре возрастает пропорционально логарифму преобладающего размера частиц скелета породы:

$$E = klgd + E', \quad (IV.34)$$

где d – диаметр частиц в мкм, E' – значение модуля Юнга для тяжелой глины ($d \sim 1$ мкм) при соответствующей температуре. Коэффициент пропорциональности “ k ” изменяется в исследуемом интервале температур в пределах $9-11,5$ ГН/м², возрастая при повышении температуры мерзлой породы.

Пунктирная линия на рис. 136 взята из работы Ч.Каплара [235], причем в его эксперименте для глинистых грунтов $q \approx 1$, а для грубодисперсных песков $q \approx 0,8 \div 0,85$, чем, по-видимому, и объясняется отличие в наклоне этой прямой от наших данных. При соблюдении $q \approx 1$ она должна была бы располагаться между нашими графиками 2 и 4. Столь хорошее совпадение зависимости динамического модуля Юнга $E = f(d)$ по результатам исследований разными методами и на грунтах различных континентов с разными ми-

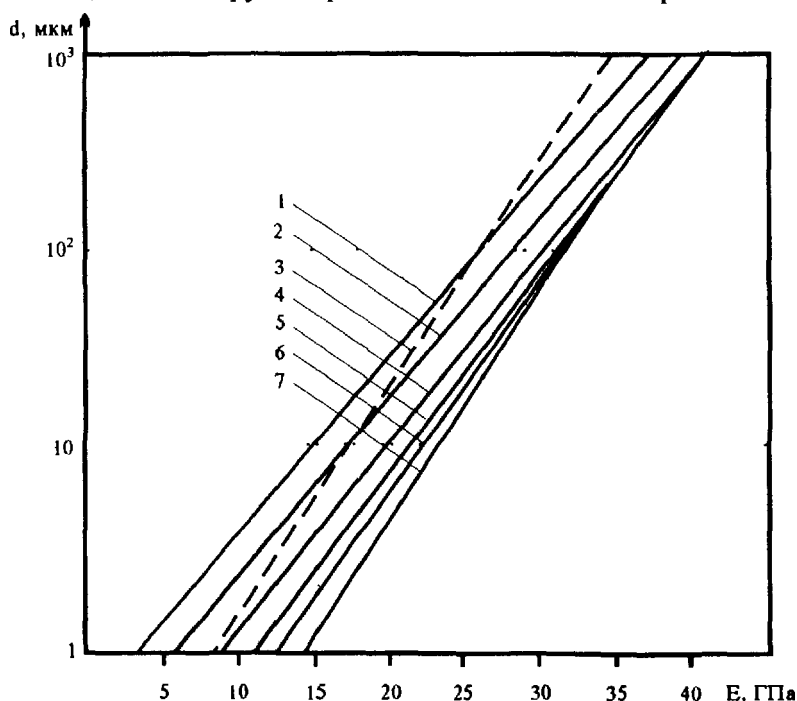


Рис 136 Взаимосвязь модуля Юнга E со степенью дисперсности скелета влагонасыщенных мерзлых пород при различных температурах 1-7 при $t = -(2, 5, 6, 7, 10, 15, 20)$ °C, соответственно

неральными матрицами свидетельствует о фундаментальности закономерности (IV.34). Ее применение возможно как для оценки содержания жидкой фазы, так и при прогнозе величин модулей упругости различных мерзлых пород по ограниченному объему экспериментальных данных.

Рассмотрим теперь динамический коэффициент Пуассона ν песчано-глинистых мерзлых пород. Согласно имеющимся экспериментальным данным [31, 32, 63, 105, 154, 235 и др.] ν для пресных мерзлых пород имеет слабую влажностно-температурную зависимость. Основное влияние на величину ν , по-видимому, оказывает жесткость межзерновых зон, т.е. содержание в них

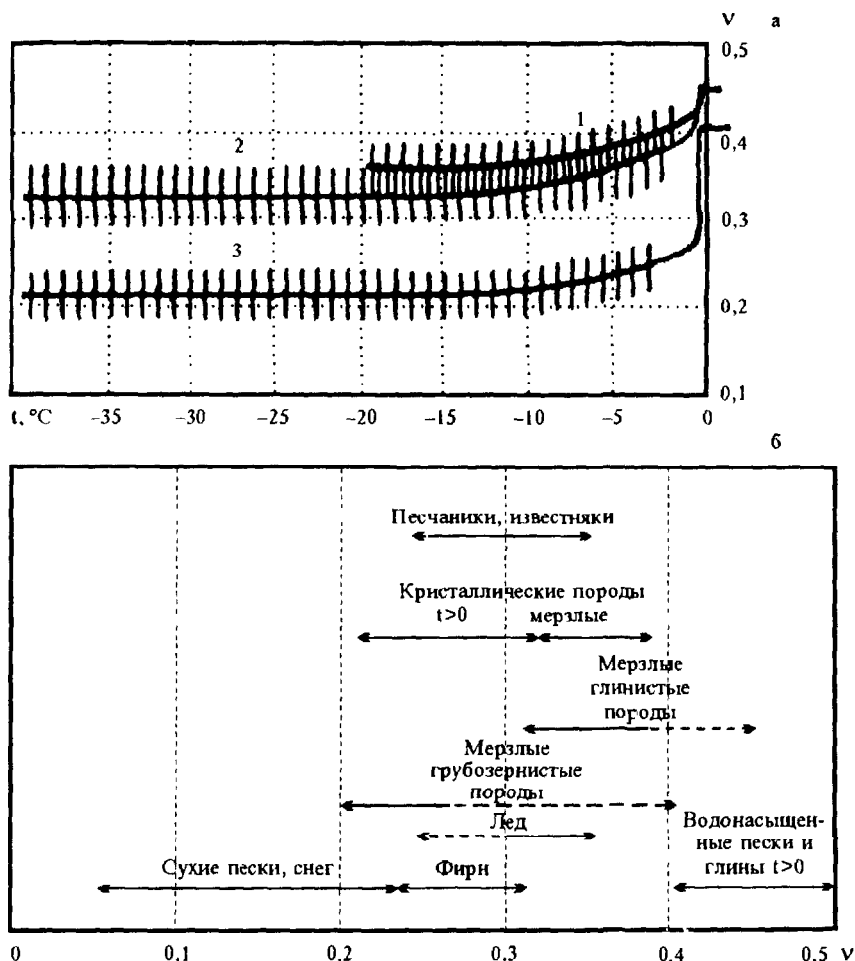


Рис. 137. Коэффициент Пуассона ν - а - температурная зависимость: 1 - каолин, 2 - суглинок, 3 - кварцевый песок; б - области значений для разных криогенных пород

примесей и незамерзшей жидкой фазы. Поэтому величина ν должна уменьшаться с понижением температуры и с возрастанием размеров зерен (уменьшением глинистости) песчано-глинистых мерзлых грунтов, что подтверждается экспериментами (рис. 137, а). При температурах -5°C и ниже значение ν может быть принято: для песков и крупнообломочных пород $0,2 \div 0,25$; для каолина $0,33 \div 0,37$; для тяжелого суглинка $0,35 \div 0,39$ и в среднем для глинистых мерзлых пород $0,36 \div 0,37$. Однако с приближением температуры мерзлой породы к 0°C происходит значительное возрастание величины ν , стремящейся к значениям $0,4 \div 0,5$, характерным для талых водонасыщенных терригенных пород. Для грубодисперсных пород вблизи 0°C происходит скачкообразное изменение $\nu \sim$ на 30–40%. Для глинистых пород подобное изменение составляет лишь $\sim 10\%$.

На рис. 137, б приведены обобщенные сведения о значениях ν для различных пород в талом и мерзлом состояниях. Сводные данные о всех модулях упругости криогенных пород приводятся в табл. 13, 14 и 20.

Так, табл. 13 дает представление о значениях модулей упругости мерзлых пород и льдов различного состава в диапазоне температур $-(2 \div 40)^{\circ}\text{C}$. Температурная зависимость модулей упругости льдов, образовавшихся из растворов, обусловлена не только уменьшением содержания жидкой фазы, но и выпадением из раствора кристаллогидратов соответствующих солей, которые дополнительно изменяют состав и жесткость межзерновых зон ПККС льда. Более детальные данные см. в табл. 20 (с. 418).

Таблица 13

Порода	Модули упругости, ГПа			Коэффициент Пуассона	Примечание
	E	μ	K		
1	2	3	4	5	6
Валунно-галечниковая с песчаным заполнителем**	40÷44	16÷18	24÷26	0,22÷24	Возрастание**** обусловлено увеличением суммарной влажности* и понижением температуры от -2 до -40°C
Гравийно-галечниковая с суглинистым заполнителем***	24÷31	9÷12	23÷25	0,29÷0,33	
Песок (кварцевый) различной влажности и постоянной пористости ($n \approx 40\%$)	19–36	7,5÷15	13÷21	0,21÷0,26	
Песок глинистый	5÷20				

1	2	3	4	5	6
Каолин (глуховещкий) разной пористости при полном влагонасыщении	3-16	1-6	5-18	0,34-0,42	
Суглинок (тяжелый никольский) различной влажности и постоянной пористости ($n \approx 44\%$)	0,5-15	0,2-5,5	0,6-17	0,32-0,39	
Лед поликристаллический из дистиллированной воды	6,9-9,7	2,6-3,7	6,5-9,5	0,33-0,35	Возрастание**** связано с понижением температуры от $-0,5$ до -25°C
Лед из раствора NaCl, соленость 5,5‰	5-8,5	2-3,2	3,8-8,3	0,28-0,33	Возрастание обусловлено понижением температуры от -5 до -25°C и выпадением гидратов солей
11,5‰	3-7,5	1,3-2,9	1,7-6,3	0,2-0,3	
Лед из морской воды, соленость 20‰	2-6,7	0,8-2,6	1,2-5,3	0,22-0,29	
Снег	$3 \cdot 10^{-4}$ -2,5	$1,5 \cdot 10^{-4}$ -+1,0	$1,1 \cdot 10^{-4}$ -+1,7	0,04-0,26	Возрастание связано с увеличением плотности снега от 0,05 до $0,55 \text{ г/см}^3$
* Нижние пределы значений E, μ, K даны для значений W_c песок 10%, каолин 25%, суглинок 10%. При меньших значениях влажности и более высокой температуре значения модулей могут оказаться существенно меньше ** По сейсморазведочным данным В.Г. Шаропова *** По данным В.Н. Тайбашева [63] **** Кроме коэффициента Пуассона - ν					

В табл. 14 представлены отношения модулей упругости ряда мерзлых пород и соленых льдов к соответствующим значениям модулей пресного поликристаллического льда. Величины этих отношений при различных температурах наглядно иллюстрируют изменение степени дефектности (состав межзерновых граничных зон, толщина в них ДЭС и др.) ПККС и отражают кинетику фазовых превращений в мерзлых породах и льдах различного состава.

Таблица 14

Температура, °C Криогенная порода	-2		-5		-10		-20		-40		$\frac{v}{v_L}$
	E/E _L	μ/μ_L	E/E _L	μ/μ_L	E/E _L	μ/μ_L	E/E _L	μ/μ_L	E/E _L	μ/μ_L	
1 Песок кварцевый ($n \approx 40\%$) $W_c = 20\%$, $q \approx 1$ $W_c = 10\%$, $q \approx 0,5$	4,05 2,44	4,20 2,60	3,85 2,31	4,09 2,45	3,75 2,23	4,07 2,45	3,71 2,16	4,05 2,32	3,66 2,12	4,0 2,26	0,65–0,75
2 Каолин ($q \approx 1$) $W_c = 25\%$, $n \approx 44\%$ $W_c = 140\%$, $n \approx 81\%$	0,40 0,85	0,40 0,8	0,76 0,92	0,64 0,86	0,91 1,02	0,88 1,05	-15°C 1,17 1,05		1,13 1,02	~1,6 ~1	
3 Суглинок ($n \approx 44\%$) $W_c = 25\%$, $q \approx 0,92$ $W_c = 15\%$, $q \approx 0,65$ $W_c = 10\%$, $q \approx 0,35$	0,80 0,47 0,09	0,80 0,48 0,07	0,85 0,48 0,12	0,82 0,49 0,09	0,95 0,58 0,22	0,92 0,58 0,24	1,22 0,76 0,28	1,20 0,76 0,29	~1,5 0,93 0,31	~1,5 1,05 0,32	0,96–1,1
4 Лед (из раствора NaCl), соленость: 5,5‰ 11,5‰	0,58 0,35	0,62 0,4	0,61 0,5	0,65 0,52	0,77 0,62	0,77 0,65	-24°C 0,82 0,73		0,8 0,72	~0,9 ~0,85	
5 Морской лед, соленость 20‰	0,23	0,25	0,38	0,4	0,55	0,61	0,65	0,65	~0,8	~0,8	0,65–0,82

Для мерзлого песка даже при $q = 0,5$ значения рассматриваемых модулей в $2 \div 2,5$ раза больше, чем у поликристаллического льда. Это свидетельствует о значительно меньшей сжимаемости пор (межзерновых зон), чем во льду, что можно связать с гораздо более мелкокристаллической структурой льда-цемента в мерзлой породе по сравнению с ледяными поликристаллическими телами. Обращает на себя внимание уменьшение отношения модулей E и μ для мерзлого чистого кварцевого песка, что обусловлено более интенсивным изменением значений соответствующих модулей пресного льда в интервале $-2 \div -10^\circ\text{C}$.

У глинистых мерзлых пород отношение величин модулей достигает единицы лишь при температурах около $-(10 \div 15)^\circ\text{C}$ при полном влагонасыщении (т.е. при значительном содержании льда-цемента). При неполном заполнении пор ($q \approx 0,65$) отношение модулей породы (например, мерзлого суглинка) и льда достигает единицы только при -40°C , а при $q = 0,35$ оно, по-видимому, при любых отрицательных температурах будет меньше единицы. Очевидно, что необходима определенная минимальная степень заполнения ($q_{\text{мин}}$) пор песчано-глинистой породы, при которой значения ее модулей в мерзлом состоянии могут оказаться такими же, как у льда. При часто встречающейся пористости песчано-глинистых пород $0,4 \div 0,45$ $q_{\text{мин}} \approx 0,2$ для песка и $q_{\text{мин}} \approx 0,5 \div 0,6$ для глинистых пород (см. табл. 14). Однако при реальных температурах и влажностях мерзлых толщ упругость глинистых пород всегда меньше, чем у льда, в то время как у грубодисперсных пород в $2 \div 5$ раз больше, что обусловлено содержанием и состоянием жидкой фазы, т.е. жесткостью межзерновых зон.

Влияние режима промораживания и напряженного состояния. Процессы упрочнения и монолитизации мерзлой породы несомненно зависят от режима ее промораживания и температуры охлаждения. При быстром равномерном промораживании возникающие термомеханические напряжения должны способствовать уплотнению структуры. Равномерность распределения напряжений в среде зависит от соотношения между скоростью замерзания поровой влаги и деформативно-релаксационными свойствами структуры. Если замерзание влаги опережает деформации в некоторых участках объема, то в породе возникают области концентрации напряжений и, как следствие, разрывы, микротрещины, а затем и макротрещины, приводящие к понижению прочности. С позиций физико-химической механики [112, 182] перед стадией прогрессирующего растрескивания механическая прочность пространственной кристаллизационной структуры может иметь максимум, обусловленный напряженным состоянием и развитием упрочающих систем микротрещин, замыкающихся на дефектах. О влиянии механических напряжений, возникающих при промерзании породы, на модули упругости и их температурную зависимость можно судить по результатам экспериментов быстрого глубокого промораживания пород до $-(100 \div 120)^\circ\text{C}$, выполненных Ю.Д.Зыковым [69, 70]. Максимум зна-

чений модулей E , μ и минимум значения коэффициента Пуассона (рис. 138) при температуре около -50°C свидетельствуют об общем упрочнении мерзлой породы в процессе ее охлаждения до этой температуры. Это можно объяснить уплотнением пространственной структуры и развитием упрочняющих микротрещин в зернах льда и в граничных зонах. Последние возникают при быстром охлаждении за счет значительного различия, примерно в 5 раз, коэффициентов теплового линейного расширения льда и кварца. Дальнейшее понижение температуры приводит к укрупнению трещин, что сопровождается понижением прочности и упругости породы. Последующее повышение температуры от -120 до -10°C приводит к первоначальным значениям модулей упругости породы при этой температуре. Однако возврат к исходной упругости происходит по совершенно иному закону, чем ее уменьшение, т.е. как и в поликристаллическом льду имеет место гистерезис. При медленном охлаждении релаксация напряжений, по-видимому, успевает произойти, вследствие чего не наблюдается заметного уплотнения структуры, и возрастание модулей упругости с понижением температуры происходит более плавно, а процессы растрескивания и

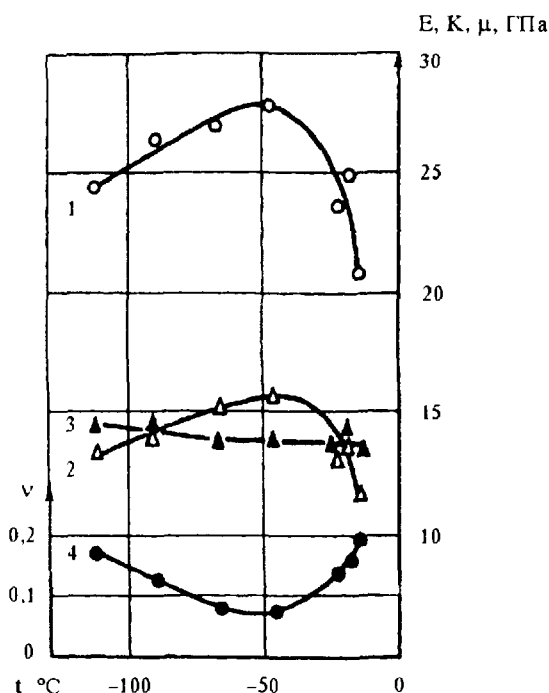


Рис 138. Температурная зависимость модулей упругости мерзлого песка при быстром глубоком охлаждении. 1 – модуль Юнга E , 2 – модуль сдвига μ , 3 – модуль всестороннего сжатия K , 4 – коэффициент Пуассона ν

снижения упругости выражены гораздо слабее и должны начинаться при более низких температурах.

Итак, возникновение в мерзлой породе механических напряжений (в данном случае температурных) приводит к экстремальному изменению ее модулей упругости. Достижение экстремума (максимума) соответствует состоянию породы с наиболее жесткой пространственной кристаллизационной структурой при данных термодинамических условиях. Переход через экстремум характеризует начало пластического "течения", а затем и разрушения породы в результате прогрессирующего развития микротрещин.

Несмотря на отсутствие систематизированных данных об изменениях динамических модулей упругости мерзлой породы в процессе ее деформации под нагрузкой, можно предположить, что они будут подобны рассмотренным. Это косвенно подтверждается данными Хи Пэнга и др. [276], а также сходным экстремальным характером возрастания скоростей распространения продольных упругих волн в процессе одноосного и трехосного сжатия мерзлых пород [69, 72, 140].

Таким образом, мерзлые породы одного состава в зависимости от особенностей формирования ПКС могут характеризоваться различными механическими свойствами. Подтверждением этому является установленное нами уменьшение характеристик упругости образцов песчано-глинистых мерзлых пород одинакового состава при одной и той же температуре, но полученных при быстром и медленном замораживании [3, 14, 30, 236 и др.], а также установление в ряде случаев анизотропии механических свойств мерзлых пород [1, 149]. Это свидетельствует о необходимости специального изучения зависимости упругих свойств мерзлых пород от типа их криотекстуры. Исследования в этом направлении выполнены Ю.Д.Зыковым с соавторами [69, 70, 300]. Полученные ими результаты позволили установить весьма интересные связи форм распределения сегрегационного льда в мерзлой породе с ее акустической анизотропией для Р-волн (см. п. VI.2). Однако непосредственно для модулей упругости мерзлых пород таких данных пока нет.

Наконец, остановимся на *влиянии частоты* колебаний на величины модулей упругости мерзлых пород, определяемые различными динамическими методами, которое тесно связано с уровнем относительных деформаций в породе при исследованиях. Многочисленные эксперименты, выполненные в разных странах, свидетельствуют, что в диапазоне частот $10 \div 10^7$ Гц нет заметной дисперсии скоростей объемных продольных и поперечных волн во льдах и мерзлых грунтах, поскольку эти среды не являются сильно поглощающими. Этот частотный диапазон охватывает сейсморазведочные, акустические и ультразвуковые методы исследований, при реализации которых относительные деформации в криогенных породах невелики: $\epsilon \approx 10^{-7} \div 10^{-5} \%$. Предполагалось, что отсутствие частотной дисперсии скоростей (а следовательно, модулей упругости) распространяется и на сейсмологический интервал частот. Од-

нако эксперименты Т.Винсона [293] на установке с низкочастотным периодически меняющимся трехосным давлением показали при $\epsilon^M \approx 10^{-3} \div 10^{-2}\%$ наличие заметной частотной зависимости динамических модулей упругости мерзлого лесса в интервале $0,05 \div 5$ Гц. Уменьшение модуля E с понижением частоты составило $20 \div 30\%$, при $t = -10^\circ\text{C}$ и около 60% при $t = -1,5^\circ\text{C}$ (рис. 139, а). При этом установлено, что величины модулей упругости, оставаясь практически постоянными при $\epsilon^M \approx 10^{-6} \div 10^{-4}\%$, уменьшаются почти ли-

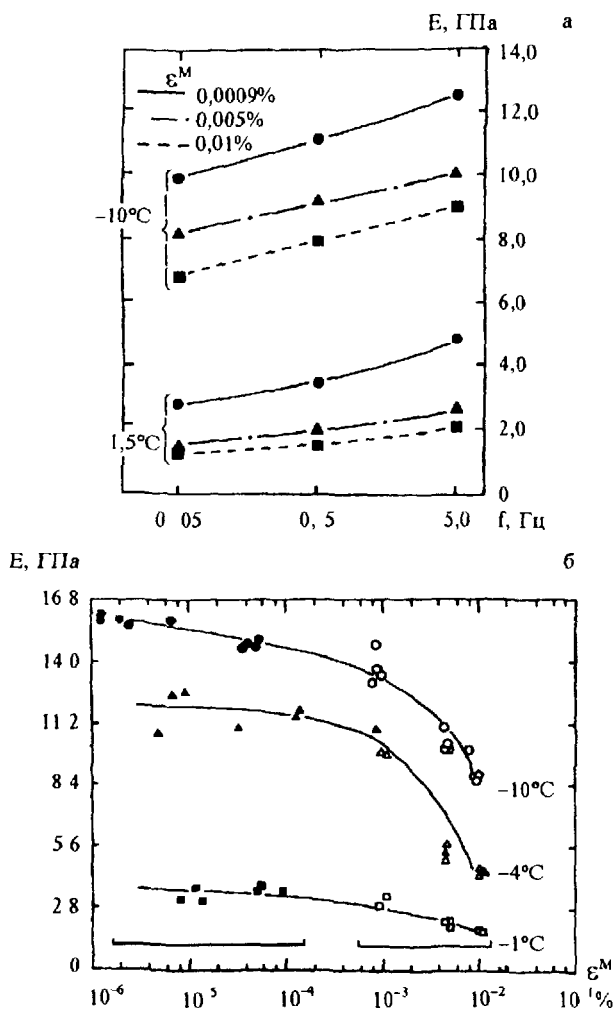


Рис 139 Динамический модуль Юнга E мерзлого лесса в зависимости. а — от частоты приложения напряжений, б — от амплитуды относительной деформации ϵ^M , при температуре $-1 \div -10^\circ\text{C}$

нейно в 1,5–2,5 раза при возрастании относительной деформации в интервале $3 \cdot 10^{-4} + 10^{-2} \%$. Большие изменения соответствуют повышению температуры мерзлого грунта (рис. 139, б). Эти результаты свидетельствуют о необходимости существенной корректировки при применении данных о величинах скоростей Р и S-волн и динамических модулей упругости мерзлых пород (полученных сейсморазведкой, акустическими и резонансными методами), в сейсмологии, в частности, при оценке сейсмического риска, в расчетах влияния интенсивных низкочастотных вибраций крупных сооружений на их фундаменты и т.п. Так, по оценкам О.К.Воронкова [32] “сейсмологический” динамический модуль Е для мерзлых песков может быть в 2–3 раза меньше “сейсмоакустического”, а в мерзлых глинистых грунтах – в 2–5 раз. Соответственно в 1,5–2 раза меньше будут и значения скоростей v_p (а также уменьшается v_s).

Таким образом, результаты исследований позволяют составить систематизированные представления об основных закономерностях изменения модулей упругости мерзлых пород. Они также свидетельствуют о значительно более сложных зависимостях упругих свойств пород в мерзлом состоянии по сравнению с талым и о необходимости дальнейшего более детального изучения механизмов деформирования мерзлых пород.

В процессе промерзания породы ее ПКС претерпевает существенные изменения. Модули упругости возрастают вследствие уменьшения открытой пористости, сжимаемости пор, а также толщины прослоек (ячеек) жидкой фазы в межзерновых зонах. Это возрастание обусловлено не только увеличением площади поверхности контактов твердой фазы, но и уменьшением концентрации ослабляющих дефектов пространственной криогенной структуры.

IV.4. Засоленные и торфяные грунты

Засоленные грунты. В соответствии со спецификой засоленных мерзлых пород (п.1.5) при исходных концентрациях поровых растворов $C > C_{кр}$ ПКС мерзлого песчано-глинистого грунта оказывается существенно измененной. Преобладающее влияние на формирование, эволюцию и особенности строения ПКС в этом случае оказывают концентрация и ионный состав порового раствора. Главные отличия ПКС засоленных грунтов от пресных состоят: а) в повышенном содержании жидкой фазы в межзерновых зонах; б) в формировании ледяной матрицы из мелкокристаллического соленого льда, состоящего из примесных кристаллов и содержащего жидкую фазу (рассол). Эти особенности, зависящие от исходной концентрации и состава насыщающего грунт порового раствора, а также от минералогического состава и дисперсности зерен минеральной матрицы (определяющих ее ионно-обменные свойства и адсорбционную активность), должны оказывать значительное влияние на уменьшение величин параметров упругости (и прочности) засолен-

ных мерзлых пород. Поэтому механические свойства этих пород требуют специального изучения для оценки их отличий от известных закономерностей для пресных мерзлых пород. Выполненные лабораторные эксперименты на модельных образцах ряда песчано-глинистых грунтов, насыщенных растворами NaCl с концентрацией в интервале 0,5–70 г/л и изучавшихся ультразвуковым методом при температурах 0––25°C, позволили получить первые количественные данные о динамических модулях упругости этих сред [70, 71, 175, 218].

Наиболее четкая картина совместного влияния солености и температуры получена для коэффициента Пуассона (рис. 140). Как видно из рисунка, характерные изменения $\nu = f(C)$ хорошо соответствуют значениям $S_{кр}$ (рис. 141) как для песчаных, так и для глинистых пород в зависимости от числа пластичности.

Для мерзлых песков превышение исходной концентрации порового раствора над $S_{кр} \approx 0,5 \cdot 10^{-2}$ моль/л (~0,3 г/л) обуславливает резкое возрастание ν примерно в 1,5–1,7 раза от 0,2–0,25 до 0,33–0,35 (см. рис. 140, б). При дальнейшем возрастании C вплоть до 30–40 г/л происходит очень медленное увеличение ν , и лишь при

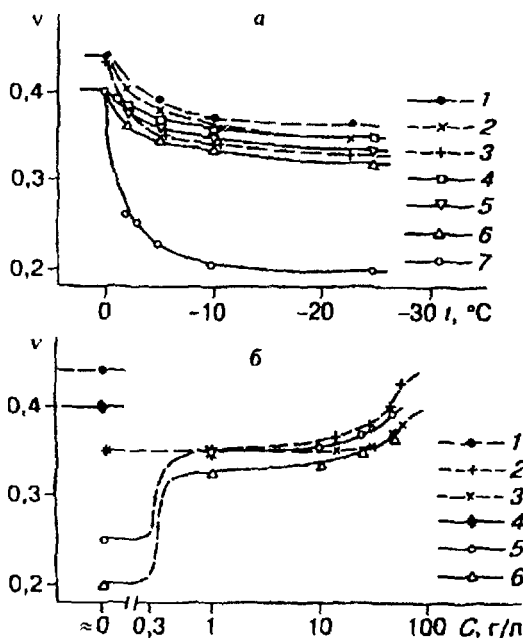


Рис 140 Коэффициент Пуассона ν в зависимости: а – от температуры. 1–3 – глина с начальной концентрацией NaCl порового раствора $C_i = 45; 30, 0-10$ г/л, 4–7 – кварцевый песок – $C_i = 30, 10, 2,0, \approx 0$ г/л, б – от исходной концентрации порового раствора. 1–3 – глина ($J_p = 18$) при температуре $t > 0, -5^\circ\text{C}, -10^\circ\text{C}$, 4–6 – песок при тех же температурах, соответственно

$C \geq 30$ г/л ($\sim 0,5$ моль/л) замечен более интенсивный рост, и ν мерзлого соленого песка достигает при $C = 70$ г/л величин $0,37-0,39$, близких к значениям в талом состоянии ($0,4 \div 0,42$).

Для глины зависимость существенно иная. Как следует из того же рисунка, вплоть до $C \approx 3-5$ г/л величина ν мерзлой глины практически не зависит от исходной концентрации порового раствора и равна $0,34-0,36$, что соответствует пресной мерзлой глине ($C \approx 0$). При дальнейшем повышении концентрации возникает возрастание ν сначала заметное при $t = -5^\circ\text{C}$, а затем и при $t = -10^\circ\text{C}$, что отражает переход данной мерзлой глины из практически пресного в засоленное состояние. При этом нет резкого возрастания ν , как для песка. Увеличение ν мерзлой засоленной глины происходит плавно и достигает значений $\sim 0,44$ (при $t = -5^\circ\text{C}$ и $C \approx 70$ г/л), близких к талому состоянию.

Отметим, что общее изменение величины ν при переходе от пресного в сильно засоленное состояние ($C \approx 1$ моль/л) для мерзлой глины составляет около 30%, в то время как для мерзлого песка оно достигает $\sim 80\%$.

Температурная зависимость ν (рис. 140,а) своеобразно отражает вышеотмеченные закономерности, связанные с концентрацией. Так, для засоленного состояния изменение $\nu(t)$ оказывается растянутым практически на весь температурный интервал измерений вплоть до -23°C как для мерзлого песка, так и для глины, при большем градиенте до $-(10 \div 15)^\circ\text{C}$, что в целом типично для глинистых грунтов. Причем по величинам ν мерзлый засоленный песок становится аналогичным мерзлому пресному глинистому грунту и при всех температурах сильно отличается от пресного мерзлого песка (см. рис. 140,а, кривые 3, 6 и 7).

Подобная картина получена и для других модулей упругости, причем наибольшие изменения модулей E , μ и K происходят в

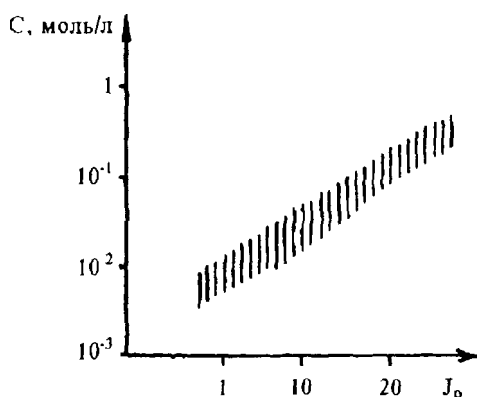


Рис 141 Критические концентрации исходных поровых растворов для песчано-глинистых грунтов, J_p — число пластичности

мерзлом песке при переходе его в засоленное состояние. Как видно из рис. 142, при $C \approx C_{кр}$ модуль E (а подобно и K) в мерзлом песке резко уменьшается более чем в 3 раза, а модуль μ — примерно в 2 раза, в зависимости от температуры. При дальнейшем возрастании C величины модулей E и μ продолжают уменьшаться, но с меньшим градиентом и выходят к асимптотическим значениям при $C \approx 1$ моль/л, равным соответственно (например, при $t = -5^\circ\text{C}$) $\sim 0,8$ и $0,25$ ГПа. Это примерно в $25 \div 30$ раз меньше по сравнению с незасоленным песком при этой же температуре. Для глинистых грунтов, в соответствии с величиной $C_{кр}$, в интервале $C = 0 \div (5-10)$ г/л имеет место лишь плавное небольшое уменьшение значений модулей, что, по-видимому, связано с формированием примесного порового льда, у которого сжимаемость больше, чем у пресного. При $C > (5 \div 10)$ г/л наблюдается тенденция к более интенсивному уменьшению значений E и μ , которое можно объяснить повышением содержания жидкой фазы в засоленном глинистом грунте по сравнению с пресным при любых температурах вплоть до -23°C .

Таким образом, согласно приведенным данным об изменении модулей упругости в засоленных мерзлых грунтах, наиболее интенсивные изменения их ПКС происходят в два этапа: при переходе в засоленное состояние ($C \approx C_{кр}$) и при сильном засолении (для песков $C \sim 1$ моль/л). Это связано с резким возрастанием содержания жидкой фазы и формированием все более примесного (менее жесткого) порового льда-цемента, т.е. с увеличением сжимаемости пор. Пока нет данных, позволяющих оценить, при какой концен-

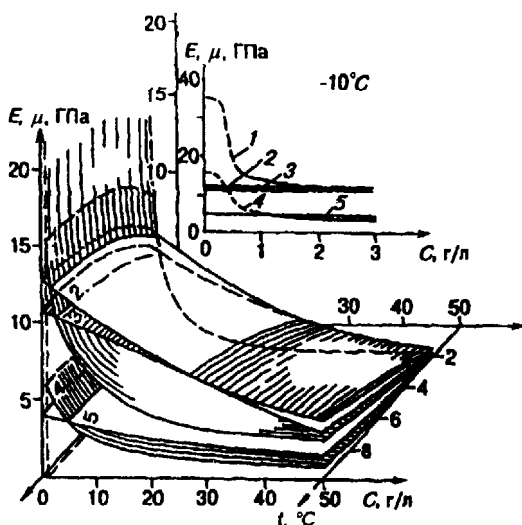


Рис. 142. Модуль Юнга E (1, 2, 3) и модуль сдвига μ (4, 5) в зависимости от температуры и концентрации порового раствора: 1, 4 — песок; 2 — суглинок; 3, 5 — глина

трации порового раствора возможен второй этап для глинистых пород. Однако ясно, что возрастание исходной концентрации насыщающего грунт раствора резко уменьшает его параметры упругости (и прочности) в мерзлом состоянии.

Интересно отметить еще одну закономерность: выявление некоторой “характеристической” (граничной) исходной концентрации насыщающих растворов C' , при которой модули упругости принимают близкие значения для мерзлых грунтов разного литологического состава. Эта концентрация зависит от ионного состава раствора, температуры мерзлого грунта и вида деформаций (сдвиг, сжатие и др.). На рис. 143 приведен пример наличия такой концентрации при NaCl засолении для модуля E при $t = -5^\circ\text{C}$. Из него следует, что при данной температуре при исходной граничной концентрации поровых растворов $C' \approx 11-12$ г/л во всех изученных грунтах от песка до глины (число пластичности от 0 до 19) формируется ПКС с одинаковой сжимаемостью. Причем значение модуля $E \sim 8$ ГПа значительно больше, чем для соленого поликристаллического льда при этой температуре и близко к пресному (см. табл. 20). Если учесть, что в данных мерзлых грунтах $q < 1$, формирующийся мелкокристаллический соленый лед является цементом, укрепляющим поры минеральной матрицы ПКС, а при полученной величине C' соленость порового льда вряд ли может превышать нескольких промилей, то можно считать, что соответствие в значениях E вполне удовлетворительное. Также следует отметить, что при $C > C'$ модули упругости в песке становятся меньше, чем в глине (рис. 143, 144). По-видимому, это обусловлено формированием в межзерновых зонах песка более крупных образований соленого

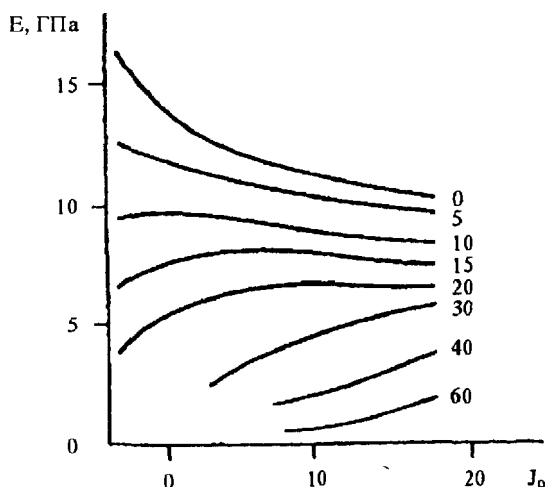


Рис. 143. Влияние исходной концентрации порового раствора (C г/л — параметр кривых) на модуль E различных песчано-глинистых мерзлых грунтов при $t = -5^\circ\text{C}$, J_p — число пластичности

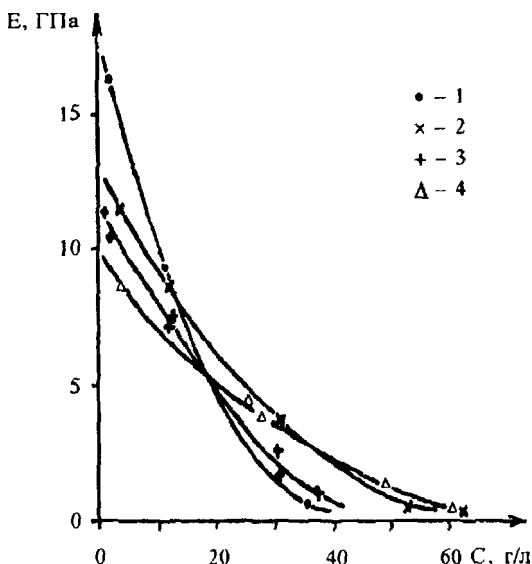


Рис 144 Зависимость модуля Юнга E от исходной концентрации порового раствора для мерзлых песчано-глинистых пород ($q=1$, $t=-5^{\circ}\text{C}$) 1 - песок пылеватый, 2 - супесь, $J_p=3,2\%$, 3 - суглинок, $J_p=11,2\%$, 4 - глина, $J_p=19\%$

порового льда, что снижает жесткость его ПКС по сравнению с глинистыми грунтами. Это пока первые результаты и, конечно, необходимы дальнейшие экспериментальные более детальные исследования механических свойств засоленных мерзлых пород. Тем не менее вышеизложенное позволяет сделать вывод о том, что влияние засоленности на механические свойства мерзлых пород подобно влиянию глинистости. Аналогия основана на сходном влиянии этих факторов на повышенное содержание незамерзшей жидкой фазы.

Торфяные грунты. Ситуация, подобная вышеотмеченной, имеет место и для торфяных грунтов, которые достаточно широко распространены в криолитозоне, причем встречаются как чистые торфы, так и заторфованные песчано-глинистые грунты. Торфы, как биогенные грунты, характеризуются существенными отличиями. Твердая матрица торфов состоит из растительных остатков разной степени разложения с весьма высокой пористостью ($K_p \approx 6 \div 24$) и большой водоудерживающей способностью, а скелет торфяных грунтов обладает очень большой сжимаемостью. Для торфяных грунтов при положительных температурах выполнены специальные исследования сейсморазведкой и ультразвуковым методом и получены количественные данные об их модулях упругости [138]. Как и следовало ожидать, значения динамических модулей упругости талых торфов весьма небольшие и в зависимости от вида

торфа (генезиса, степени разложения, зольности и т.п.) изменяются в следующих пределах: $E \approx 0,45 \div 3,5$ МПа, $\mu \approx 0,15 \div 1,2$ МПа, $\nu \approx 0,48 \div 0,5$.

Высокая сжимаемость частиц скелета, большое содержание льда и незамерзшей воды в мерзлых торфяных грунтах обуславливают их значительную ползучесть, малую прочность и упругость. Изучение специфики реологических свойств мерзлых торфяных грунтов представляет собой отдельное направление в механике мерзлых пород [116]. Так, суммарная влажность торфов достигает сотен процентов, а содержание незамерзшей воды в мерзлом состоянии зависит от начальной W_c и составляет при $-(10 \div 15)^\circ\text{C}$ примерно $0,15 W_c$. Заторфованность песчано-глинистых грунтов сильно увеличивает в них содержание незамерзшей жидкой фазы, что значительно повышает общую сжимаемость ПККС, а модули упругости мерзлых заторфованных грунтов должны характеризоваться также пониженными значениями. Первые экспериментальные данные о динамических модулях упругости торфа в мерзлом состоянии были получены на двух образцах аляскинского торфа плотностью 993 и 1137 кг/м³ и, соответственно, с W_c , равной 370 и 280% (см. табл. 12), Ч.Капларом [235], который не обратил особого внимания на их специфику. Хотя из полученных им данных следует, что значения модулей упругости мерзлого торфа оказались между соответствующими величинами для двух глин с содержанием частиц размером 1 мкм ~ 35 и 50%, и характер зависимости $E(t)$ и $\mu(t)$ для торфа близок к глинам. Это, во-первых, свидетельствует о

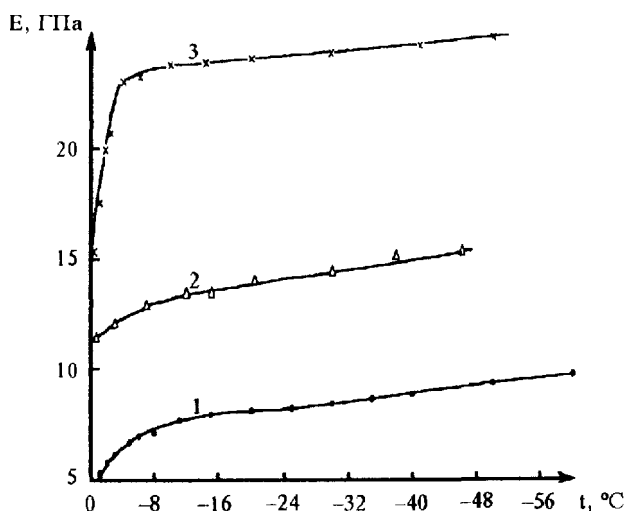


Рис. 145. Зависимость модуля Юнга E от температуры: 1 — торф ($\rho = 1030$ кг/м³, $W_c = 272\%$), 2 — заторфованный песок ($\rho = 1620$ кг/м³, $W_c = 54\%$), 3 — песок ($\rho = 1920$ кг/м³, $W_c = 16\%$)

высоком содержании незамерзшей жидкой фазы в торфе, а, во-вторых, об аналогии в кинетике льдовыделения при понижении температуры в мерзлом торфе и мерзлой тонкодисперсной глине. Не менее интересно влияние определенного содержания торфа (заторфованности) на динамические модули упругости мерзлых песчано-глинистых грунтов. Однако специальных исследований в этой области почти нет. Рассмотрим результаты по определению резонансным методом динамического модуля E мерзлого заторфованного песка, приведенные Л.Т.Роман [116]. Этот пример (рис. 145, кривая 2) ясно показывает, что даже небольшая заторфованность обуславливает повышение содержания незамерзшей жидкой фазы и более растянутый температурный интервал фазовых переходов. Образец песка с 10%-й (по отношению к массе скелета) заторфованностью по кинетике промерзания, т.е. по величинам и характеру зависимости $E(t)$ соответствует глинистому грунту. Подчеркнем, что не только величина заторфованности песчаного грунта является важной, но и “качество” торфа, определяемое степенью его разложения, зольностью и другими факторами, т.е. различной пористостью и водоудерживающей способностью, однако это – предмет дальнейших исследований.

Приведенные здесь данные о значительном уменьшении модулей упругости необходимо учитывать в инженерной практике особенно для засоленных или заторфованных мерзлых песков и супесей. Очевидно, что при совместном влиянии этих двух факторов эффект уменьшения модулей упругости усилится и, возможно, в большей степени, чем аддитивно.

IV.5. О представительности динамических и статических модулей упругости мерзлых пород

Мерзлые породы практически всегда представляют собой упруго-вязкие среды, способные необратимо деформироваться при сравнительно малых нагрузках, так как предел упругости для криогенных образований до сих пор надежно не установлен. Так, например, для пресного льда его считают $\sim 0,5 \text{ кг/см}^2$, но некоторые авторы полагают, что он значительно меньше, а при достаточном времени действия напряжений лед “течет” практически при любом их значении. Однако вопрос о минимальном интервале времени, при котором во льду вязко-пластическими деформациями можно пренебречь, также остается открытым. И.С.Песчанский полагал, что это время 5–10 с, Э.Паундер – менее 1 с, а В.В.Лавров считал, что и в такие интервалы времени, даже при малых напряжениях $\sim 0,4 \text{ кг/см}^2$, развиваются заметные пластические деформации [83]. При статических методах испытания поликристаллический пресный лед нельзя рассматривать как линейно-упругое тело, а определяемые при этих испытаниях модули не являются достоверными характеристиками упругости льда.

Для мерзлых пород и соленых льдов этот вопрос изучен еще в меньшей степени. Можно, по крайней мере, предположить, что эти криогенные образования, почти всегда содержащие жидкую фазу в межзерновых граничных зонах, часто в большей степени, чем пресный лед, будут отличаться от идеально-упругих тел. Поэтому при статических методах испытаний вязко-пластические деформации будут всегда вносить существенный вклад и исключить их влияние даже в так называемой "линейной области" очень сложно. Правда, Н.А.Цытовичем [171] был предложен и применен способ определения статического модуля E_c при циклическом (многократном) приложении нагрузки к образцам, с помощью которого достигалось определенное постоянство деформаций, а значения модуля упругости определялись как средние величины из нескольких циклов. Полученные по такой методике осредненные данные более достоверны, но очевидно, что и при таких испытаниях возникали неконтролируемые нарушения структуры образцов, состава и состояния межзерновых граничных зон, а также не ясно, в какой мере удавалось исключить пластические деформации. Кроме того, на результаты статических испытаний оказывают влияние такие факторы, как методика приготовления образцов, режим и технология проведения испытаний, геометрия установки и т.п.

Таким образом, при статических методах механических испытаний мерзлых пород, ввиду нарушения динамического равновесия между незамерзшей водой и льдом при деформировании породы и невозможности исключения пластических деформаций, упругого последствия, размножения дислокаций и других эффектов при тех нагрузках и интервалах времени их воздействия, которые приходится применять, определяемые модули упругости будут, как правило, всегда занижены. Кроме того, статические модули упругости могут оказаться далеки от значений истинных характеристик упругости криогенных пород, так как они являются лишь коэффициентами пропорциональности между напряжением и деформацией при данных размерах образца, режиме нагружения, времени испытания и т.п.

Обычно считают, что модуль упругости характеризует "мгновенно" обратимую деформацию, например, происходящую со скоростью звука в данном материале. Поэтому для определения упругих свойств следует применять динамические методы, в особенности для сред, далеких от идеально-упругой. Динамические методы испытаний, основанные на регистрации различных параметров возбуждаемых в материале периодических колебаний, характеризуются следующими основными преимуществами:

- 1) распространение поля механических напряжений происходит со скоростью звука;
- 2) время деформирующего воздействия может быть сделано весьма коротким: $10^{-4} \div 10^{-6}$ с и менее;
- 3) амплитуда поля напряжений легко поддается регулированию

и может быть очень малой – в сотни тысяч раз меньше, чем минимальные нагрузки при статических испытаниях;

4) легко осуществляется многократное воспроизведение деформаций материала без нарушения его структуры при любых условиях эксперимента;

5) возможно моделирование и исследование напряженно-деформированного состояния материала при одновременном приложении двух (или нескольких) полей механических напряжений с различной фазой и амплитудой: одного “слабого” – для определения характеристик упругости и вязкости, а другого, с большей амплитудой – для создания необходимого напряженно-деформированного состояния.

Перечисленные преимущества динамических методов свидетельствуют о том, что последние свободны от многих недостатков статических методов испытаний, имеют более широкие возможности при исследовании свойств мерзлых пород без заметного нарушения их структуры, фазового состава, концентрации дислокаций и др. Эти соображения и явились основой для развития исследований динамических модулей упругости мерзлых пород. Естественно, что сразу же возник вопрос о соотношении полученных значений динамических модулей, например, продольной упругости (E_d) со статическими (E_c). Нами было проведено сопоставление полученных данных о динамических модулях с результатами статических испытаний, выполненных в большом объеме Н.А.Цытовичем на мерзлых породах сходного минерального и гранулометрического составов [171]. При этом оказалось, что значения динамических модулей упругости обычно всегда выше статических, причем эта разница уменьшается с понижением температуры и с возрастанием льдистости породы, а также с уменьшением степени дисперсности ее скелета [155]. Так, для мерзлого песка при температурах $0 \div -0,5^\circ\text{C}$ значения динамических модулей оказались выше статических в 7–8 и более раз, а при температурах ниже $-5 \div -10^\circ\text{C}$ разница между ними невелика. Для мерзлых глинистых пород значения динамических модулей были выше статических примерно в 2,5–5 раз, причем эта разница сохранялась в интервале температур $0 \div -10^\circ\text{C}$. Несмотря на то, что сопоставляемые данные получены при испытаниях пород неидентичного состава, общие тенденции выявились достаточно четко. Они заключаются в том, что при значительном содержании жидкой фазы, т.е. малой жесткости (упругости) мерзлой породы, разница в значениях динамических и статических модулей больше, так как при статических испытаниях в этом случае существенна роль текучести (пластических деформаций) и нарушения структуры грунта. В состоянии с практически полным вымерзанием жидкой фазы мерзлые породы характеризуются высокой жесткостью, и модули упругости, определяемые при статических испытаниях, приближаются к динамическим, т.е. к действительным характеристикам упругих свойств породы. Дальнейшие исследования [116, 235 и др.] позволили внести уточнения для

пород различного состава и полностью подтвердили наши первоначальные выводы. Весьма интересный эксперимент был проведен на двух типах песчаников П. Курфюрстом и М. Кингом [243], которые определяли статические и динамические модули упругости сухих и насыщенных образцов при положительных и отрицательных температурах, а также при трех значениях сжимающих нагрузок $\sim 0,17$, $\sim 7,8$ и $\sim 13,6$ МПа. Результаты этой работы также свидетельствуют о том, что с понижением температуры влагонасыщенной породы отношение E_d/E_c достигает в некотором интервале отрицательных температур вблизи 0°C максимума (от 2,5 до 6,2 в зависимости от типа песчаника и условий эксперимента), а затем стремится к единице. Особенно четко это проявляется при малых внешних нагрузках. С повышением величины сжимающего напряжения максимум отношения E_d/E_c сдвигается в область более низких температур в основном за счет сильного уменьшения значения E_c мерзлой породы. Согласно данным этой работы, для динамических модулей $-E_d$ изучавшихся пород в мерзлом состоянии имеет место закономерное возрастание с понижением температуры при любых сжимающих нагрузках, в то время как температурная зависимость статических модулей E_c не закономерна и сильно зависит от напряженного состояния. Б. Г. Хазиним и Д. Х. Низамутдиновым были выполнены специальные эксперименты по определению соотношения статических и динамических модулей на образцах одних и тех же мерзлых глинистых пород в интервале температур $-2 \div -15^\circ\text{C}$. Статические испытания проводились им по методике с циклическими нагрузками, а динамические — ультразвуковым импульсным методом. В результате было получено, что отношение E_d/E_c изменяется от 2,4 до 4,8, при этом меньшее значение этого соотношения соответствует мерзлым грунтам с большими величинами модулей упругости.

Сопоставление значений динамических [154, 235] и статических [171, 243] коэффициентов Пуассона для мерзлых пород свидетельствует также и об их различии, но установить какие-либо четкие закономерности пока не удалось. Часто статические коэффициенты Пуассона оказываются больше динамических, а температурная зависимость их менее закономерна.

Таким образом, анализ результатов экспериментов показывает, что значения статических и динамических модулей упругости криогенных пород могут сильно отличаться. Так, соотношение E_d/E_c для мерзлых пород и поликристаллических льдов различного состава может достигать $10 \div 20$ при температурах, близких к 0°C , а с понижением температуры — уменьшается, стремясь к единице. Величина и температура максимума E_d/E_c , а также характер изменения этого отношения с температурой обусловлены строением и состоянием ПКС породы определенного состава и генезиса. В частности, они зависят от содержания, состава, состояния и распределения жидкой фазы, льдистости, степени заполнения пор, криотекстуры и других факторов, определяющих жесткость межзерно-

вых граничных зон, а также от степени дефектности (примеси, дислокации) зерен льда. Поэтому при температурах вблизи 0°C различие между статическими и динамическими модулями Юнга мерзлых пород наибольшее, а при понижении температуры оно уменьшается в соответствии с протеканием процессов фазовых переходов и упрочнения межзерновых граничных зон в породах конкретного состава. Этот вывод подтверждается также известными данными Н.А.Цытовича о влиянии величины сжимающего напряжения на E_c . Согласно [171], значения E_c мерзлого песка при изменении σ от 0,1 до 0,3 МПа уменьшаются: при $t \approx -0,5^{\circ}\text{C}$ — на 40%, при $t \approx -2,1^{\circ}\text{C}$ — на 37%, а при $t \approx -10^{\circ}\text{C}$ — всего на 5%. Причем последние изменения сохраняются и при возрастании σ до 10 МПа. Подобные данные для мерзлого песчаника получены в [243]: изменение сжимающего напряжения от 0,17 до 7,8 МПа приводит к уменьшению E_c мерзлого песчаника на 35÷55% в зависимости от степени дисперсности и температуры породы. Нам представляется, что объяснение этих результатов может быть также дано с позиций изменения состава и состояния межзерновых зон, развития пластических деформаций порового льда и в целом мерзлого грунта. Напряженное состояние мерзлой породы обуславливает нарушение динамического равновесия между незамерзшей водой и льдом (подплавление зерен льда) за счет фазовых переходов, происходящих без изменения температуры, а также изменение равновесной концентрации и условий динамики дислокаций в зернах порового льда. Эти изменения приводят к возрастанию роли вязко-пластических деформаций при достаточном интервале времени деформирования мерзлой породы, что и проявляется в уменьшении E_c . Динамические модули E_d , определяемые при малых ($\epsilon \approx 10^{-7} \div 10^{-5} \%$) кратковременных знакопеременных деформациях, практически не зависят от таких изменений. Однако влияние напряженного состояния на механические свойства мерзлых пород требует дальнейшего детального его изучения.

Возникает вопрос: что же характеризуют статические и динамические модули упругости для столь сложных упруго-вязких гетерогенных сред, как мерзлые породы и какие из этих модулей более представительны как характеристики упругих свойств? В первом приближении можно отметить следующее.

Предел упругости и предел текучести для мерзлых пород являются условными понятиями и зависят от времени воздействия и величины напряжений, поэтому статические модули упругости не являются параметрами физических свойств мерзлых пород, а лишь представляют собой коэффициенты пропорциональности между напряжениями и деформациями при определенных условиях эксперимента. Эти модули могут быть использованы для оценки медленных деформаций мерзлых пород в натурных условиях только при соблюдении полной аналогии пространственного распределения напряжений в образце и в массиве, времени их действия, концент-

рации и динамики дислокаций в породе, фазового состава, а также при учете масштабных эффектов.

Динамические модули упругости являются параметрами физических свойств мерзлых пород как упруго-вязких материалов. Их значения, определенные на образцах, могут быть применены для оценки деформаций тех же пород в массиве в периодических полях слабых механических напряжений. Имеющиеся данные о динамических модулях упругости получены, исходя из предположения о квазиупругости мерзлых пород, что позволяет установить лишь полуквантитативные закономерности в особенности при температурах вблизи 0°C. Для более полного описания деформирования мерзлых пород при различных режимах приложения нагрузок необходимо раздельное определение действительной и мнимой частей комплексного модуля упругости и их частотно-температурных зависимостей. Модули упругости (либо механические податливости) и коэффициент вязкости мерзлых пород являются интегральными характеристиками многих релаксационных механизмов деформирования мерзлых пород, каждому термодинамическому состоянию которых должно соответствовать свое распределение времен релаксации. Детальное исследование релаксационных спектров мерзлых пород в периодических полях механических напряжений является одним из перспективных путей изучения их строения и фазового состава.

* * *

Приведенные в этой главе экспериментальные данные и базовые закономерности, определяющие модули упругости мерзлых пород и льдов, отражают специфику формирования и изменения их ПККС. В заключение подчеркнем следующее:

Параметрами упруго-вязких физических свойств криогенных пород являются динамические комплексные модули упругости. Установленные зависимости динамических модулей упругости льдов, песчано-глинистых и скальных мерзлых пород от их температуры, структуры, текстуры, льдистости, фазового, химического и гранулометрического состава находятся в хорошем соответствии с основными представлениями физико-химической механики поликристаллических тел и с данными о кинетике фазовых преобразований в криогенных породах.

Статические модули упругости и деформации не являются параметрами физических свойств криогенной породы и их следует рассматривать лишь как некоторые коэффициенты пропорциональности между напряжениями и деформациями при определенных условиях деформирования (характер пространственного распределения напряжений, режим и время их воздействия, величина деформаций и т.п.).

Соотношение между динамическими и статическими модулями упругости одной и той же криогенной породы непостоянно и зависит от типа и эволюции ее ПККС. В процессе промерзания, например,

влажностенасыщенной песчано-глинистой породы отношение E_d/E_c достигает максимума, после чего уменьшается, приближаясь к единице. Температуры максимума отношения E_d/E_c и выхода его к значениям, близким к единице, обусловлены фазовым составом и структурно-текстурными характеристиками криогенной породы.

Величины модулей упругости поликристаллических льдов различного состава определяются в основном жесткостью межзерновых граничных зон, т.е. содержанием в них жидкой и квазизидкой фазы, воздуха и примесей. Вторичным является влияние характеристик упругости зерен льда, которые зависят от степени чистоты, размеров, формы и ориентации кристаллов льда и типа контактов между ними. Влияние этих факторов становится доминирующим в плотных пресных льдах при температурах ниже $-(10 \div 15)^\circ\text{C}$.

Модули упругости мерзлых пород главным образом определяются льдистостью, т.е. объемным содержанием льда-цемента, а также сегрегационного льда. При одинаковой W_c величина модулей упругости обусловлена содержанием незамерзшей жидкой фазы, которое определяется при данной температуре степенью глинистости грунта и исходной концентрацией и ионным составом порового раствора. Наибольшие значения модулей упругости E , μ и K характерны для мерзлых грубодисперсных незасоленных грунтов. Влияние льдистости мерзлой породы на ее упругость может быть различным.

Возрастание льдистости в процессе промерзания от нуля до полного заполнения льдом пор (или трещин) породы всегда обуславливает увеличение ее модулей упругости E , μ и K . Мерзлые породы различного состава и дисперсности скелета сильно отличаются интенсивностью изменения модулей упругости в разных интервалах температуры. В частности, весьма характерным является скачкообразное возрастание модулей упругости при переходе породы в мерзлое состояние. Наибольший скачок (многие сотни процентов) типичен для грубодисперсных грунтов. В засоленных мерзлых грунтах существенное влияние на эти отличия оказывают исходная концентрация и состав насыщающего порового раствора. При преобладании хлоридного состава поровых растворов возрастание их исходной концентрации в определенной степени аналогично увеличению глинистости песчаного мерзлого грунта. Последнее является основой для моделирования свойств мерзлых грунтов путем различного засоления, например, кварцевого песка.

Увеличение объемной льдистости сверх полного заполнения пор может приводить, в зависимости от температуры и состава мерзлой породы, либо к возрастанию, либо к уменьшению ее модулей упругости. Переход от одного к другому обусловлен наличием характерных температур, при которых соответствующие модули упругости (E , μ или K) перестают зависеть от льдистости, т.е. соответствуют величинам модулей для поликристаллического льда. Упругость (жесткость межзерновых зон) мерзлого песчано-глинистого грунта может достичь пресного льда только при определенной минимальной степени исходного заполнения пор ($q_{\min}$). Так, при

пористости $\sim 40\%$ для глинистых пород $q_{\text{min}} \approx 0,6$, а для грубодисперсных — $q_{\text{min}} \approx (0,2 \div 0,3)$.

При дополнительных внешних механических воздействиях динамические модули упругости возрастают до некоторого предела. Переход через экстремум и дальнейшее уменьшение их значений характеризуют начало разрушения криогенной породы в результате прогрессирующего развития и группирования микротрещин.

Для получения более точных данных о соотношении упругости и вязкости, а также о механизмах деформирования мерзлых пород в разных термодинамических состояниях при различных режимах механического воздействия необходимы детальные комплексные параллельные исследования параметров упругости, прочности, релаксационных спектров и др. в "статических" и периодических полях механических напряжений на одних и тех же образцах.

МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ИЗМЕРЕНИЙ

V.1. Подготовка образцов

Проблема создания методологии и методики изучения свойств и установления базовых закономерностей их изменения от состава и строения грунтов и горных пород разрабатывается уже много десятков лет. Она является одной из центральных в таких научных направлениях, как петрофизика (физика горных пород), механика грунтов, инженерная геология и грунтоведение, физика Земли, геокриология и др. К настоящему времени в решении этой проблемы для пород при положительных температурах достигнут значительный прогресс [52, 68, 169, 176 и др.], но многие вопросы теории и методики исследований находятся еще в незавершенной стадии.

Экспериментальное изучение и теоретическое описание физических и других свойств криогенных пород намного сложнее, чем немерзлых. В первую очередь, это связано с их фазовым составом, а также с большим многообразием структурно-текстурных особенностей ПККС. Кроме того, термодинамическое равновесие между незамерзшей жидкой фазой и льдом весьма неустойчиво и легко изменяется в широком интервале температур.

Среди всего многообразия криогенных пород наиболее сложным объектом исследования являются песчано-глинистые мерзлые грунты, представляющие собой многокомпонентные многофазные гетерогенные капиллярно-пористые, а нередко и коллоидные системы.

Как уже отмечалось, криогенная порода даже одного и того же состава скелета и суммарной влажности при каждом значении отрицательной температуры представляет собой новое поликристаллическое тело с иной (изменившейся) ПККС, а следовательно, и с другими, соответствующими ей значениями параметров физических свойств. Это обуславливает практическую невозможность установления базовых закономерностей изменения физических свойств мерзлых пород в натурных условиях, так как требует детального исследования многих районов криолитозоны с различными геологическими, климатическими и геокриологическими условиями.

Поэтому в физике криогенных пород особое значение приобретают лабораторные измерения на модельных образцах.

Только при исследовании образцов определенного минерального и гранулометрического состава с фиксированным типом общей влажности, состава и концентрации поровых растворов, измеряя параметры физических свойств в большом диапазоне изменения температуры, влажности, степени заполнения пор, режима замораживания и т.п., можно получить надежные данные для установления базовых закономерностей. Детальная привязка к натурным условиям осуществляется путем измерений на специально отобранных образцах грунтов естественного состава и сложения исследуемого региона или района крупного сооружения и последующих контрольных параметрических измерений *in situ*. Такая схема изучения свойств мерзлых грунтов представляется наиболее рациональной. Отбор, транспортировка и хранение натуральных образцов криогенных пород, в особенности ненарушенного строения (монолитов), отличаются значительной спецификой [57]. Здесь мы не будем останавливаться на этих вопросах, поскольку данная книга ориентирована на рассмотрение базовых закономерностей формирования и изменчивости электрических и упругих свойств мерзлых сред, при установлении которых, в основном, применяют модельные образцы. Однако описанные ниже методические рекомендации по обеспечению квазиравновесного состояния образцов, контроля температуры, влажности и др. относятся к любым изучаемым образцам.

При приготовлении модельных образцов необходимо учитывать ряд обстоятельств и пользоваться специальными приемами для обеспечения достаточного приближения изучаемой модели к соответствующей криогенной породе в натуральных условиях: задание необходимого равномерного увлажнения, формирование определенного типа криогенной текстуры, обеспечение квазиравновесного термодинамического состояния образца во время измерений и др.

Создание равномерного увлажнения и определенной криогенной текстуры образцов. При задании влажности образцов мерзлых песчано-глинистых грунтов для более однородного ее распределения в пределах образца наилучшим способом является смешивание воздушно-сухого порошка грунта со снегом, а не с водой. Заранее рассчитанные для определенного значения влажности навески измельченного высушенного грунта и мелкозернистого снега (просеянного через сито с отверстиями не более 0,5–1 мм), тщательно перемешивают в холодной комнате при температуре $-(5 \div 8)^{\circ}\text{C}$. При изготовлении образцов засоленных грунтов со снегом смешивают предварительно приготовленную смесь сухого порошка многократно отмытого грунта, с определенным количеством легкорастворимой соли, исходя из обеспечения необходимой концентрации насыщающего порового раствора. Полученные смеси укладывают в формы, соответствующие размерам образцов для выполнения конкретных измерений. Затем их оттаивают при обычной комнатной температуре и с помощью пресса (или трамбовки) объем смеси

доводят до расчетного, при котором обеспечивается необходимая пористость и степень заполнения пор, и выдерживают в закрытом сосуде в течение суток. Использование снега или мелкой ледяной крошки (тертого пресного льда) обязательно при задании малых влажностей (нескольких процентов) и, в особенности, при приготовлении образцов глинистых грунтов. При объемных влажностях 10% и более можно смешивать сухой грунт с соответствующим количеством воды или раствора определенного состава и концентрации. Однако для обеспечения равномерности увлажнения необходимо очень тщательное перемешивание и последующее выдерживание (до нескольких суток для образцов глин) в закрытом сосуде (эксикаторе) при положительной температуре. На этом этапе возможно помещение образцов непосредственно в измерительные ячейки с прижатыми к ним электродами и другими датчиками.

Затем образцы подвергают быстрому всестороннему замораживанию в морозильной камере при $t \approx -(50 \div 60)^\circ\text{C}$ в течение 10–24 ч (верхний предел для тяжелых глин) для стабилизации процессов криогенного преобразования и достижения состояния квазиравновесия. При таком замораживании получается достаточно изотропная массивная криогенная текстура. Для получения других типов криотекстур требуются иные режимы замораживания образцов, например, с фиксированным градиентом температуры [59]. При наличии холодильного оборудования, дающего охлаждение только до $-(20 \div 30)^\circ\text{C}$, для обеспечения массивной криотекстуры образцов песчано-глинистых грунтов можно применить несколько иную методику. Полученная с добавлением снега или воды смесь постепенно промораживается в холодильной камере при непрерывном ее перемешивании и дроблении до частиц размером не более 2 мм. После загустевания и прекращения отделения влаги полученная грунтовая паста набивается в формы (или сразу в измерительные ячейки) при отрицательной температуре $-8 \div -10^\circ\text{C}$. Затем образцы замораживаются при -20°C под уплотняющей нагрузкой $\sim 0,02$ МПа. Для пресных и слабозасоленных грунтов процесс постепенного охлаждения с перемешиванием грунтовой пасты занимает около 1 часа. По мере возрастания засоленности время значительно увеличивается, достигая для сильно засоленных грунтов (с концентрацией порового раствора $C \geq 1$ моль/л) 4–5 часов.

Изготовление образцов льда. При изготовлении для исследований искусственных образцов льда определенного состава важное значение имеет однородность их строения. Это можно осуществить последовательным послойным намораживанием путем наливания на горизонтальную поверхность тонких слоев воды (раствора), либо путем равномерной пульверизации из капельно-жидкой фазы определенной дисперсности. Оба способа обеспечивают (при соблюдении необходимых условий) формирование однородного мелкокристаллического льда. Кристаллооптические исследования (В.Н.Голубев) полученных этими способами образцов льда показали, что структура каждого последующего слоя повторяет структуру

предыдущего при толщине наливаемых или набрызгиваемых слоев воды не более 2 мм. Разработаны также и специальные установки для приготовления образцов льда [296]. При необходимости создают образцы структурированных льдов нужной текстуры, определенной ориентации главных осей кристаллов и т.д. Для этого сначала при определенных термодинамических условиях замораживают блоки льда, а затем вырезают из них соответствующие образцы. Модельные образцы снега можно изготавливать или из тертого льда [226], или с помощью снегопроизводящих агрегатов. Однако обычно образцы снега и фирна отбирают в натуре из шурфов специальными пробоотборниками.

Обеспечение квазиравновесного состояния образца. Замороженные образцы (модельные или отобранные *in situ*), если это необходимо, дополнительно готовят в холодильной камере (желательно при температуре $-15 \div -20^\circ\text{C}$) для измерений: придают им определенную форму, выравнивают и шлифуют грани и т.п. Затем их герметизируют, подсоединяют (обычно примораживают) к ним датчики, электроды и др. и помещают в морозильный шкаф, где выдерживают не менее суток при наиболее низкой для данной серии измерений температуре.

Измерения физических свойств, включая упругие и электрические, предпочтительно выполнять в режиме последовательного отепления образцов в интервале отрицательных температур, так как при этом процессы перераспределения влаги и структурно-текстурные изменения протекают менее интенсивно, чем при постепенном охлаждении. Поэтому первые измерения проводят при самой низкой температуре запланированного диапазона исследований. Затем температуру повышают ступенями, определяемыми детальностью исследований и составом образцов. Кроме того, детальность выбора фиксированных температур изучаемых образцов желательно повышать в интервалах $\pm 5^\circ\text{C}$ около точки начала замерзания, а в случае засоленных криогенных образований и около $t_{\text{зв}}$. В этих интервалах температур желательно выполнение измерений с шагом не больше $0,5 \div 1^\circ\text{C}$.

При каждой выбранной фиксированной температуре измерений необходимо обеспечить квазиравновесное состояние образца. В этом состоянии скорости протекания процессов криогенных преобразований фазового состава и текстуры в образце должны быть настолько малы, что за время проведения измерений можно считать их неизменными. Время выдерживания образца для приближения к квазиравновесному состоянию зависит как от значения фиксированной отрицательной температуры, так и от литологических характеристик, состава и концентрации порового раствора грунта. Например, для грубодисперсных грунтов (песок, супеси) при $t \approx -10^\circ\text{C}$ необходимое время выдерживания образцов составляет около 8–10 часов.

При более высокой температуре это время следует увеличивать на 30–50%, а для глинистых грунтов оно должно быть примерно

вдвое больше. При температурах вблизи 0°C время выдерживания образцов засоленных и глинистых грунтов составляет 2–3 суток и более. Поскольку электрические и упругие свойства наиболее чувствительны к нарушениям фазового равновесия, то время выдерживания образцов при фиксированной температуре измерений желательно контролировать высокоточными способами определения параметров этих свойств. Этот контроль осуществляют на одном-двух образцах, идентичных по составу и размерам остальным образцам данной серии. Время выдерживания будет оптимальным, когда измеряемый параметр перестает изменяться и остается постоянным при заданной температуре в течение нескольких часов.

Следует отметить, что выполнявшиеся при некоторых исследованиях измерения физических свойств образцов мерзлых грунтов и льдов в процессе непрерывного повышения их температуры до 0°C нельзя считать удовлетворительными, так как неизвестно, какому состоянию мерзлого материала соответствуют данные, полученные при каждом измерении в этих условиях. В лучшем случае они могут дать лишь общую качественную картину, даже если измерения выполнялись достаточно быстро.

Температурный диапазон измерений определяется в первую очередь задачей исследований и составом криогенной породы, а поскольку приготовление образцов и обеспечение необходимых условий экспериментов при отрицательных температурах достаточно трудоемки, желательно, чтобы температурный диапазон измерений охватывал бы все этапы формирования и изменения ПККС и фазового состава данного криогенного образования (см. п. 1.2). Тогда можно получить достаточно полную информацию об особенностях формирования и изменения изучаемых физических свойств криогенной породы данного состава и строения. К сожалению, это не всегда принимается во внимание исследователями, и в результате большие затраты времени и усилий на подготовку серии образцов лишь частично реализуется при недостаточно широком и слабо дифференцированном интервале температур измерений. Поэтому, например, электрические свойства образцов пресных мерзлых песков и льда следует изучать, по крайней мере, в диапазоне от 0 до -40°C , а при исследованиях образцов глинистых пород нужно пытаться выполнять измерения до весьма низких температур. Измерения при температуре $-(80\div 150)^{\circ}\text{C}$ можно провести лишь в азотнохолодильных и подобных им камерах с поддержанием низких температур в течение относительно короткого времени, что не позволяет во всех случаях состава образцов достаточно выдерживать их при фиксированной температуре. Однако стремиться к этому необходимо. При изучении соленых грунтов и льдов измерения следует проводить в интервале от 0°C до температур на $25\div 30^{\circ}\text{C}$ ниже $t_{\text{н}}$ насыщающего раствора. Для морского льда, в соответствии с его фазовой диаграммой, этот интервал будет от 0°C до $-(80\div 90)^{\circ}\text{C}$.

Если проводятся массовые измерения электрических или упругих свойств образцов естественного состава и строения при решении какой-либо инженерной задачи для конкретного участка (района), то их осуществление в вышеотмеченном полном интервале температуры может оказаться невозможным из-за значительного возрастания объема измерений. В этих случаях обычно приходится ограничиваться интервалами температур, а также частот измерений, которые необходимы для обеспечения решения данной инженерной задачи. Например, детальные исследования методами электроразведки на постоянном токе, акустического каротажа и т.п., на ограниченной территории с известными температурами мерзлой толщи в процессе изысканий под строительство крупного объекта, радиолокационная съемка ледяного покрова и т.п. Но при осуществлении исследовательских проектов, направленных на выявление и изучение базовых закономерностей и физических механизмов формирования и изменения электрических, механических и других свойств криогенных образований, измерения следует проводить по возможности в более полном интервале температур и частот.

Контроль температуры и влажности образцов. Контроль температуры образцов осуществляют термopарами, термисторами, а также транзисторными датчиками, установленными в образце или на его поверхности. В зависимости от выбора датчика температуры применяется соответствующая измерительная аппаратура: микровольтметры, компенсационные потенциометры, мосты постоянного тока и т.п. При измерениях электрических свойств наличие датчика температуры в образце может существенно исказить результаты измерений. Чтобы этого избежать, собирают, например, стопу измерительных конденсаторов с одинаковыми образцами пород, причем некоторые образцы (обычно средний и два крайних) используют только для измерения температуры. Всю систему выдерживают при каждой фиксированной рабочей температуре до выравнивания измеряемых значений температуры в контрольных образцах.

После выполнения цикла измерений обычно от каждого образца берут две-три пробы для контрольных определений плотности и столько же – для определений влажности. В соответствующих случаях берут дополнительно пробы для химического анализа степени минерализации и солевого состава грунтов и льдов. Плотность пород определяют гидростатическим взвешиванием (например, в керосине), при отрицательной температуре, а влажность – взвешиванием до и после высушивания пробы, либо другими способами [57].

Полученные значения плотности и влажности используют для расчета окончательных значений пористости, степени заполнения пор водой и льдом, а также модулей упругости. При описании образцов недостаточно указывать только их влажность, необходимо определять пористость или степень заполнения пор, так как характер начальной влажности оказывает существенное влияние на электрические и механические свойства пород. При одном и том же значении общей влажности, в зависимости от пористости образца

могут получиться несопоставимые величины измеряемых физических свойств.

Следует иметь в виду и *ряд других обстоятельств*. Определенные в лабораторных условиях электрические и упругие свойства образцов соответствуют мерзлым породам и льдам в естественном залегании лишь при достаточной представительности набора образцов. Поэтому при планировании лабораторного эксперимента необходимо точное определение его целей и задач и в соответствии с ними оценка оптимального количества образцов, их формы и размеров, чтобы получить статистически представительные результаты. Это особенно важно, если эксперимент ставится с целью уточнения свойств крупного массива или района, поскольку в этом случае необходимо получить сведения не только о параметрах соответствующих свойств, но и о степени пространственной неоднородности их распределения. Статистически обоснованная совокупность образцов каждого типа криогенных пород должна состоять из 20–30 образцов при нескольких (желательно 5–8) измерениях, осуществляемых на каждом образце при фиксированных термодинамических условиях. Тогда возможна обработка результатов эксперимента с построением вариационных кривых, определения дисперсий средних значений разных выборок и т.п. и сопоставления их с использованием различных статистических критериев. Важным является анализ асимметрии и модальности вариационных рядов и соответствующих им кривых. Это может оказаться особенно полезным, например, для подтверждения однотипности криотекстур изучавшихся образцов или, наоборот, для выделения групп, оказавшихся с разными криотекстурами.

Часто применяемые при обработке экспериментальных данных корреляционные модели и эмпирические зависимости полезны при аппроксимации совокупностей результатов для конкретных массивов или регионов. Однако распространение их на другие состояния криогенных пород или на иные регионы требует дополнительного уточнения.

V.2. Электрические свойства

Основными параметрами электрических свойств сред являются: удельная электропроводность σ (или обратная ей величина $\rho = \frac{1}{\sigma}$ – удельное электрическое сопротивление), относительная диэлектрическая проницаемость ϵ и коэффициент поляризуемости η , величина которого в общем случае определяется через низкочастотные значения ϵ и σ . Поскольку электрические геофизические методы подразделяются [169] на: методы постоянного тока, низкочастотные (включая В.П.) и высокочастотные (радиоволновые), то измерения электрических свойств мерзлых земных материалов обычно проводят на постоянном (низкочастотном) токе, либо в широком интер-

вале средних частот 10^2+10^6 Гц и в диапазоне СВЧ 10^8+10^{10} Гц. Кстати, методика и аппаратура для измерений свойств в этих случаях также существенно отличаются. Поэтому мы рассмотрим раздельно особенности измерений электрических свойств мерзлых пород для указанных диапазонов частот. Основное внимание уделим лабораторным измерениям на образцах.

Удельное электрическое сопротивление на постоянном токе. Поскольку в методах электроразведки на постоянном токе основным параметром среды является удельное электросопротивление (УЭС) — ρ , то оно часто бывает предметом лабораторных исследований. В случае заметной электрической анизотропии криогенных пород, например, вследствие слоистых криогенных текстур мерзлого грунта, наличия слоев с разной степенью пористости или ориентировки главных осей кристаллов в ледяных покровах и подземных льдах, величина УЭС определяется двумя значениями: ρ_n — перпендикулярно слоям

$$\rho_n = \sum_1^N h_i \rho_i / \sum_1^N h_i \quad (V.1)$$

и ρ_t — параллельно (вдоль) слоям

$$\rho_t = \sum_1^N h_i / \sum_1^N h_i / \rho_i. \quad (V.2)$$

Тогда для характеристики среды вводят среднее (среднегеометрическое) значение УЭС

$$\rho_{cp} = \sqrt{\rho_n \cdot \rho_t} = \sqrt{\frac{\sum_1^N h_i \rho_i}{\sum_1^N h_i / \rho_i}}, \quad (V.3)$$

которое равно кажущемуся удельному сопротивлению горизонтально слоистой анизотропной среды, и коэффициент анизотропии

$$\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_t} = \rho_{cp} / \rho_t = \sqrt{\frac{\sum_1^N h_i \rho_i \cdot \sum_1^N h_i / \rho_i}{(\sum_1^N h_i)^2}}. \quad (V.4)$$

Среднее удельное сопротивление может быть выражено через коэффициент анизотропии:

$$\rho_{cp} = \lambda \cdot \rho_t. \quad (V.5)$$

При лабораторных измерениях на образцах наибольшее распро-

странение получили двух- и четырехэлектродные установки. В обоих случаях измеряют силу тока I , протекающего через образец, и падение напряжения на всем образце или его части ΔU . По этим данным находят электрическое сопротивление, а затем определяют УЭС материала:

$$\rho = \frac{\Delta U}{I} \cdot K, \quad (V.6)$$

где K – коэффициент установки, зависящий от формы и размеров образца, расстояний между электродами.

Для четырехэлектродной установки с линейным расположением электродов на полупространстве (рис. 146)

$$K = \frac{\pi}{4} \cdot \frac{L^2 - l^2}{l}, \quad (V.7)$$

а для двухэлектродной установки, когда поле создается плоскими электродами, присоединенными к торцам прямоугольного или цилиндрического образца,

$$K \approx \frac{S}{l}. \quad (V.8)$$

Общей проблемой измерений является контакт образца с измерительными электродами, т.е. поляризация электродов и переход-

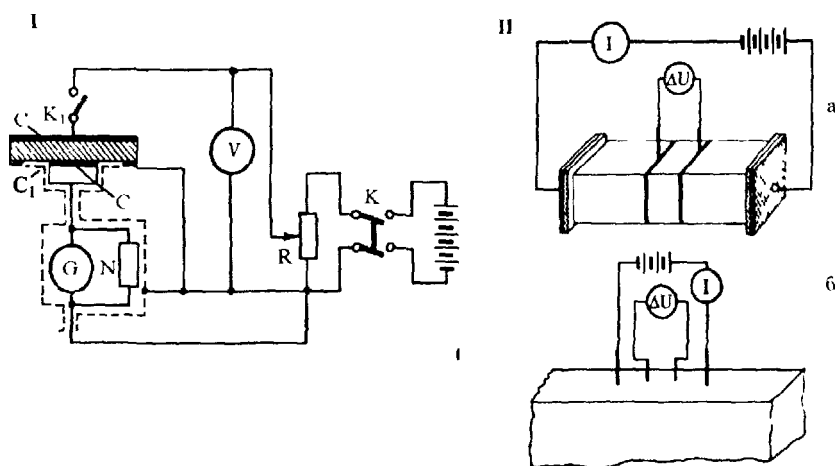


Рис 146 Схемы для измерения электрических свойств. I – двухэлектродный метод C – электроды, C₁ – охрannое кольцо II – четырехэлектродная установка а – с кольцевыми электродами, б – с точечными

ное сопротивление контакта. Определенные погрешности в измерениях могут вносить и поверхностные токи. При двухэлектродном способе переходные сопротивления и поляризационные эффекты на контакте можно значительно уменьшить, используя тонкий слой графитового порошка, хорошо электропроводящей пасты и т.п. между электродом и образцом с небольшим фиксированным прижатием электродов с помощью груза или другим способом. В этом случае переходное сопротивление на контакте — R_n становится достаточно стабильным и его можно исключить (или оценить), проведя измерения общего сопротивления мерзлого материала R при двух толщинах образца h_1 и h_2 :

$$R_1 = R_n + \rho \frac{h_1}{S} \text{ и } R_2 = R_n + \rho \frac{h_2}{S},$$

из этой системы следует, что

$$\rho = \frac{R_1 - R_2}{h_1 - h_2} \cdot S, \quad (V.9)$$

а сумма переходных сопротивлений на двух контактах

$$R_n = \frac{R_2 h_1 - R_1 h_2}{h_1 - h_2}. \quad (V.10)$$

Кроме того, используя образцы из эталонных материалов с известным ρ , можно построить номограммы $\rho = f(R)$ для определения УЭС мерзлых материалов при измерениях на одной и той же установке.

При измерениях четырехэлектродным способом существенное искажение получаемых величин ρ возникает из-за краевых эффектов, связанных с конечными размерами образца. Учет их возможен при экспериментальном определении на эталонных материалах коэффициента K при размерах и форме образцов, идентичных изучаемым. Это удобно осуществлять с помощью жидкостей с известным ρ , если измерительную ячейку изготовить в виде цилиндрического стакана из хорошего диэлектрика (например, 50 мм в диаметре и ~100 мм длиной), вдоль образующей которого в специальные отверстия герметично закрепляются питающие и приемные электроды, выступающие на несколько миллиметров внутри стакана.

Для ослабления поверхностных токов применяют охранные кольца (см. рис. 146). Однако при этом особого внимания требует анализ и устранение искажений, вносимых ими в основное электрическое поле. В принципе, возможно применение и двух охранных колец, что позволяет проводить измерения при любом направлении тока через образец. Перед каждым измерением ΔU следует произвести компенсацию ЭДС поляризации электродов с помощью специального компенсатора, включаемого в измерительную цепь,

и после этого сразу же производить отсчет или запись значений ΔU и i . Однако часто бывает проще избавиться от поляризации электродов, выполняя измерения на переменном токе низкой частоты, не кратной промышленной частоте. В этом случае удобно применять генератор, выдающий стабилизированное значение силы тока в широком интервале значений сопротивления питающей цепи. Желательно, чтобы генератор и измерительные устройства не имели бы общего источника сетевого питания. Провода, ведущие от ячеек с образцами, находящимися в холодильнике, к измерительным приборам, должны быть экранированными с тщательным заземлением оплеток экрана. Обычно точность и воспроизводимость измерений удельного электрического сопротивления на переменном токе выше, чем на постоянном.

Коэффициент поляризуемости или вызванная электрохимическая активность мерзлых пород и льдов:

$$\eta = \frac{\Delta U_{\text{вп}}}{\Delta U} \cdot 100\%, \quad (\text{V.11})$$

где ΔU — разность потенциалов между электродами при пропускании тока; $\Delta U_{\text{вп}}$ — разность потенциалов между теми же электродами, спустя некоторое время задержки τ после выключения тока.

Измерения η осуществляют, используя источники стабилизированного тока с тиристорным коммутатором в интервале 1 мкА–10 мА и цифровой вольтметр с микропроцессором, позволяющий автоматизировать измерения и обработку сигнала. Микропроцессор управляет работой как источника тока, так и цифрового вольтметра и позволяет производить измерения в следующих режимах:

- одиночного импульса поляризующего тока заданной длительности;
- разнопольярных импульсов разной формы и с различной скважностью.

На дисплее результаты измерений представляются в графической и табличной форме.

В измерительной ячейке, куда помещается исследуемый образец, применяют неполяризующиеся электроды, сохраняющие свои свойства в необходимом интервале отрицательных температур. Помимо величины η при фиксированном времени задержки τ , при лабораторных исследованиях полезно изучать, по возможности, весь спад $\Delta U_{\text{вп}}$ для мерзлых сред различного состава в широком интервале времени, начиная с $\tau \approx 1$ мкс. Важным условием при лабораторных исследованиях поляризуемости является соблюдение подобия величины плотности поляризующего тока в образце и при полевых измерениях. В последнем случае она обычно порядка 10^{-4} А/м². Однако даже при соблюдении указанного подобия прямое количественное сопоставление данных лабораторных и полевых определе-

ний ВП не всегда оправдано ввиду большого многообразия факторов, влияющих на величину ВП в натуральных условиях.

Комплексная диэлектрическая проницаемость криогенных образований изучается для различных целей в широком диапазоне частот: от 0 до 10^{10} – 10^{11} Гц, который невозможно обеспечить единым методом измерений. На рис. 147 схематично показаны частотные интервалы применения различных способов измерений, которые можно осуществлять с помощью разных методик и многих вариантов измерительных устройств [135, 154, 173, 183, 203, 207, 277 и др.]. Общим для большинства способов измерений до частот 10^7 – 10^8 Гц является применение емкостной измерительной ячейки. Исследуемый образец помещают между обкладками конденсатора и определяют величины его емкости и сопротивления утечки или фазового сдвига между полным током и током потерь, по которым находят ϵ' и ϵ'' (или $\text{tg}\delta$). Количество вещества, необходимое для измерений, определяется, в первую очередь, условием квазиоднородности объема образца, т.е. репрезентативностью пробы и возможностями регистрации параметров измерительного конденсатора с достаточно высокой точностью.

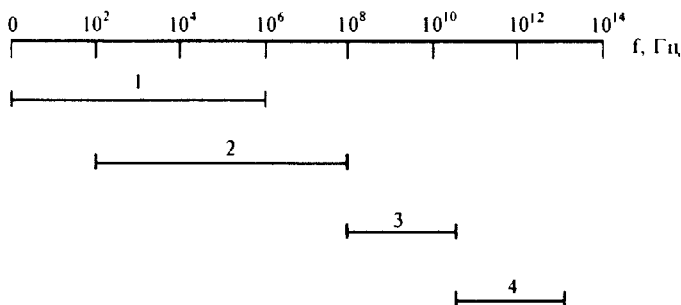


Рис 147 Применение различных методов измерений для определения диэлектрических характеристик в диапазоне частот от 0 до 10^{13} Гц. 1 – мостовые измерительные схемы, 2 – схемы с колебательными контурами, 3 – коаксиальные линии и волноводы, 4 – полостные резонаторы

Любой измерительный конденсатор характеризуется некоторым числом констант, абсолютная величина которых и зависимость от частоты и внешних условий (температура, давление и т.п.) определяют его пригодность для решения тех или иных задач.

На рис. 148 приведена эквивалентная схема измерительного конденсатора, в который помещен исследуемый образец. Диэлектрические потери в этом случае определяются величиной сопротивления R , что допустимо при не слишком высоких частотах. Емкости C_0 , C_1 и C_2 зависят от конструкции и геометрических размеров конденсатора: C_0 – рабочая емкость измерительного конденсатора, а C_1 и C_2 являются, в общем случае, паразитными. Емкость C_1

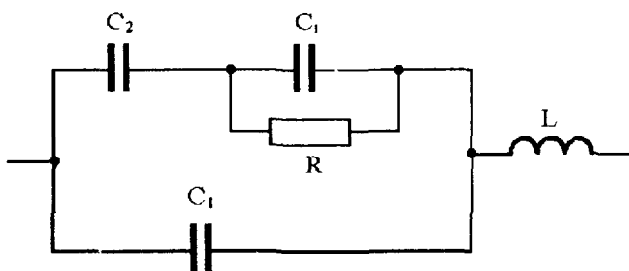


Рис. 148. Полная эквивалентная схема измерительного конденсатора с образцом. $C_1 = \epsilon' C_0$, C_0 — рабочая емкость, C_1 и C_2 — см. объяснение в тексте

связана с краевыми полями конденсатора и емкостью подводящих проводов; C_2 учитывает зазор или изолирующие прокладки между пластинами конденсатора и образцом, которые необходимы для предотвращения непосредственного контакта образца с металлическими обкладками конденсатора. Величина L отражает индуктивность подводящих проводов и при измерениях на не слишком высоких частотах и коротких проводах ее можно не учитывать.

Емкости C_0 , C_1 и C_2 являются константами только в том случае, если их величина не меняется при помещении в конденсатор исследуемого вещества. Это условие выполняется не всегда, что является источником ошибок при измерениях диэлектрической проницаемости и диэлектрических потерь. Причиной изменений величин C_0 , C_1 и C_2 является перераспределение поля внутри конденсатора при помещении в него исследуемого вещества. Поэтому при определении величин диэлектрических параметров изучаемых материалов необходимо оценивать перераспределение поля внутри конденсатора или обеспечивать условия его минимального изменения.

Простейшим измерительным конденсатором является плоский дисковый (или квадратный) конденсатор с размером обкладок, значительно большим, чем расстояние между пластинами. Принимают, что на данной фиксированной частоте эквивалентом измерительного конденсатора, пустого или заполненного веществом, является электрическая цепь, составленная из параллельно или последовательно соединенных идеальной емкости C и идеального активного сопротивления R . Таким образом, процесс измерений сводится к определению значений параметров R и C этой цепи. Расчет величин диэлектрических характеристик исследуемого вещества производится по следующим простым формулам:

а) параллельное соединение:

$$\epsilon' = \frac{C}{C_0}; \quad \operatorname{tg} \delta = \frac{1}{\omega \cdot C \cdot R}; \quad (\text{V.12})$$

б) последовательное соединение

$$\epsilon' = \frac{C}{C_0(1 + \operatorname{tg}^2 \delta)}; \quad \operatorname{tg} \delta = \omega \cdot C \cdot R. \quad (\text{V.13})$$

Выбор той или иной схемы соединения определяется, в основном, удобством расчета, так как параметры параллельной эквивалентной схемы могут быть легко пересчитаны в параметры последовательной и наоборот.

Особенностью влажных материалов (в том числе и мерзлых), с точки зрения измерения их электрических свойств, является то, что даже в первом приближении их нельзя рассматривать как диэлектрики. В объеме влажной гетерогенной среды содержится много “свободных” и “полусвободных” носителей заряда, что может привести к большим значениям тангенса угла эффективных диэлектрических потерь ($\operatorname{tg} \delta \geq 1$), а также к весьма значительным приэлектродным эффектам, существенно искажающим результаты измерений.

Рассмотрим некоторые способы и приемы, позволяющие в определенной степени преодолеть возникающие затруднения.

Прежде всего измеряемый образец укладывается в специальные формы из хорошего диэлектрика, а между образцом и пластинами измерительного конденсатора вводятся изолирующие прокладки тоже из диэлектрика с ϵ' , не меняющейся с частотой. Это позволяет избежать непосредственного контакта образца с металлическими электродами, а следовательно, и возникновения паразитных приэлектродных ДЭС. Исследование различных материалов в качестве диэлектрических прокладок (плексиглас, целлофан, слюда, лавсан, полиэтилен, полипропилен, майлар и др.) показало,

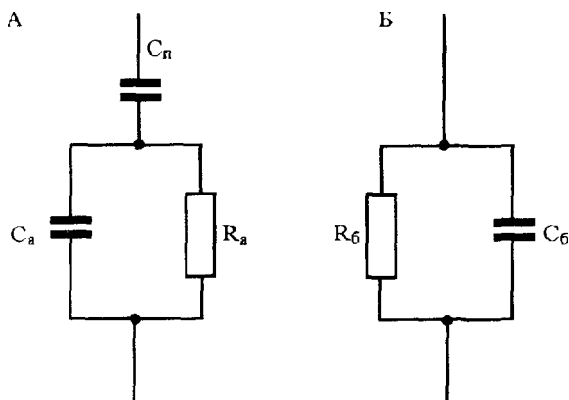


Рис. 149 Эквивалентные схемы измерительного конденсатора с прокладками. А - замещенная; C_n - емкость прокладок; C_a , R_a - искомые параметры; Б - упрощенная; C_6 , R_6 - измеряемые параметры

что вполне пригодными являются пленки из полипропилена и майлара толщиной 0,01 мм. Для этих полимерных материалов диэлектрическая проницаемость в широком интервале частот равна 2,1, а тангенс угла потерь всего около 10^{-5} (предпочтительнее использование пленок с большей механической прочностью), т.е. потерями в прокладках можно пренебречь. При толщине пленки 0,01 мм и высоте формы с образцом 5–10 мм соотношение C_2/C_0 примерно равно 10^3 , т.е. паразитная емкость C_2 не оказывает существенного влияния на результаты измерений параметров незаполненного конденсатора, поскольку при $C_2 \gg C_0$ измеренная емкость (рис. 148) $C_{изм} \approx C_0$. При измерениях параметров конденсатора, заполненного исследуемым материалом, этот вопрос целесообразно рассмотреть специально.

Оценим, какая получится ошибка, если схему (А) рис. 149 заменить эквивалентной схемой (Б).

Полное сопротивление для случая (А) равно:

$$Z_a = \frac{1}{j \cdot \omega \cdot C_n} + \frac{R_a}{1 + j \omega \cdot C_a \cdot R_a} = \frac{1 + j \omega C_a R_a + j \omega C_n R_a}{j \omega C_n (1 + j \omega \cdot C_a R_a)} \quad (V.14)$$

или

$$Z_a = \frac{1 + \omega^2 R_a^2 (C_n + C_a)^2}{\omega^2 R_a C_n^2 + j \omega C_n [1 + \omega^2 R_a^2 C_a (C_n + C_a)]}. \quad (V.15)$$

Для случая (Б):

$$Z_6 = \frac{R_6}{1 + j \omega R_6 C_6}, \quad (V.16)$$

если считать, что схемы эквивалентны, т.е. $Z_a = Z_6$, то

$$\frac{1}{R_6} = \frac{\omega^2 R_a C_n^2}{1 + \omega^2 R_a^2 (C_n + C_a)}; \quad (V.17)$$

$$\omega C_6 = \frac{\omega C_n [1 + \omega^2 R_a^2 C_a (C_n + C_a)]}{1 + \omega^2 R_a^2 (C_n + C_a)^2}. \quad (V.18)$$

Поскольку необходимо получить величины ϵ'_a и $\text{tg} \delta_a$, измерив ϵ'_6 и $\text{tg} \delta_6$, найдем формулы связи между ними:

$$\text{tg} \delta_a = \frac{\frac{C_n}{C_0} \cdot \text{tg} \delta_6}{\frac{C_n}{C_0} - \epsilon'_6 (\text{tg}^2 \delta_6 + 1)}; \quad (V.19)$$

$$\epsilon_a' = \frac{C_n}{C_0} \cdot \epsilon_6' \cdot \frac{\frac{C_n}{C_0} - \epsilon_6' (1 + \operatorname{tg}^2 \delta_6)}{\left(\frac{C_n}{C_0}\right)^2 - 2 \frac{C_n}{C_0} \cdot \epsilon_6' + \epsilon_6'^2 (1 + \operatorname{tg}^2 \delta_6)}. \quad (\text{V.20})$$

Из (V.19) и (V.20) следует, что если $C_n/C_0 \approx 10^3$, $\epsilon' \leq 10^2$, то без больших погрешностей можно считать, что $\operatorname{tg} \delta_a \approx \operatorname{tg} \delta_6$ и $\epsilon_a' \approx \epsilon_6'$, т.е. и в этом случае влиянием прокладок можно пренебречь. При больших значениях ϵ' изучаемых материалов наличие прокладок уже необходимо учитывать в расчетных формулах.

Специальные методические эксперименты на образцах одинакового состава и влажности, но при разных материалах и толщине изолирующих прокладок, а также для образцов одинарной и двойной толщины дали результаты, совпадающие в пределах (5–10)%. Независимость полученных значений ϵ' и ϵ'' от материала изолирующих прокладок и высоты образца может служить подтверждением тому, что в этом случае влияние приэлектродных эффектов на результаты измерений минимально.

При измерениях без изолирующих прокладок, даже на образцах чистого песка, насыщенных дистиллированной водой, получались аномально высокие значения ϵ_3' и ϵ_3'' , особенно на низких частотах и при высоких ($>10^\circ\text{C}$) температурах. Это явление, по-видимому, связано, в первую очередь, с влиянием электрохимических реакций при контакте порового раствора с металлом электродов.

Для ослабления изменения емкости измерительной ячейки за счет искажения поля в конденсаторе, краевых эффектов и т.п., линейные размеры исследуемого образца должны быть в 2–3 раза меньше, чем у обкладок измерительного конденсатора. Например, в наших экспериментах исследуемый образец помещался в цилиндрическую форму из диэлектрика с площадью торца $\sim 150 \text{ см}^2$ и высотой 5 мм. Во избежание влияния краевого эффекта форма с образцом располагалась в центральной части плоского конденсатора, площадь пластин которого была в 4 раза больше площади образца. Измерительные конденсаторы для уменьшения наводок и паразитных емкостей были сделаны в виде двойного сэндвича с внешними токоподводящими электродами. Ячейки с различными образцами собирались в стопу по 10–12 штук.

Следует отметить, что погрешность определения диэлектрических параметров материалов, кроме ошибок, обусловленных классом точности измерительных приборов, сильно зависит от ошибки определения емкости незаполненного конденсатора, наличия неучитываемого воздушного зазора между электродами и образцом, однородности образца по высоте, перекоса электродов и др. Например, для образца высотой 5 мм с диэлектрической проницаемостью $\epsilon' = 100$ и тангенсом угла потерь $\operatorname{tg} \delta \approx 1$ наличие неучитываемого воздушного зазора толщиной 0,1 мм уменьшает измеренное значе-

ние диэлектрической проницаемости в 2,5 раза. Поэтому для обеспечения плотного контакта электродов и образца высоту последнего целесообразно делать примерно на 0,3 мм больше, чем толщина формы, а электроды прижимать фиксированной нагрузкой ($\sim 0,05$ кг/см²), равномерно распределенной по их площади.

Многочисленная измерительная аппаратура в диапазоне частот до 10^7 – 10^8 Гц включает: емкостные мосты Шеринга, двойные Т-образные мосты, измерители импеданса, универсальные RLC мосты, мосты-компараторы, схемы с колебательными контурами с применением компенсационных методов измерения, метода замещения, фазочувствительного измерителя, метода резонансной кривой и др. Имеется много типов промышленных приборов для таких измерений, но, как правило, они не рассчитаны на материалы с $\text{tg}\delta \geq 1$. Однако большие значения $\text{tg}\delta$ часто характерны для криогенных пород (например, соленых, глинистых и т.п.) на частотах ниже 10^6 Гц, особенно при достаточно высоких отрицательных температурах. Для определения электрических параметров емкостных измерительных ячеек с большими потерями приходится либо модернизировать стандартные измерительные приборы, расширяя диапазон измерения $\text{tg}\delta$ [154], либо собирать измерительные схемы, используя различные способы измерений. Одним из таких способов, успешно применявшимся при изучении диэлектрических свойств мерзлых грунтов, является измерение падения напряжения U и сдвига фаз φ на эталонном конденсаторе, включенном последовательно с измерительной ячейкой. Это так называемый **способ вольтметра – фазометра** (рис. 150). В соответствии со схемой вольтметр 1 показывает полное напряжение (U) на выходе генератора; вольтметр 2 – напряжение на известной эталонной емкости

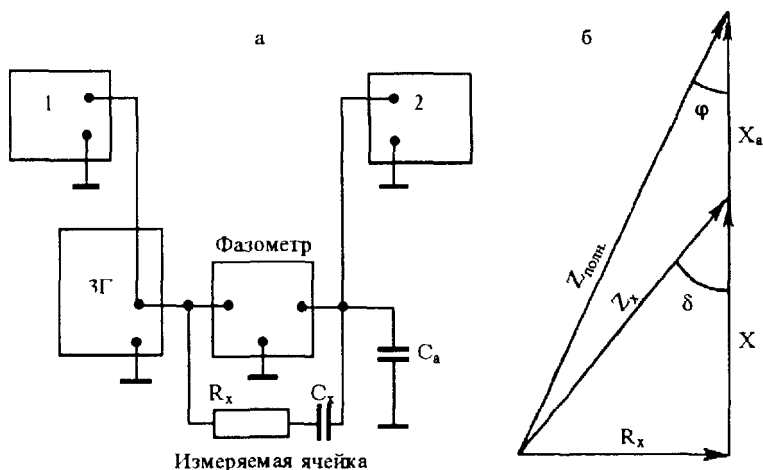


Рис 150 Функциональная схема (а) и диаграмма напряжений (б) при измерениях по способу вольтметра – фазометра. Обозначения см. в тексте

$C_3 (U_1)$. Обозначим через X_3 реактивное сопротивление емкости C_3 , а через X — емкости C_x . Тогда полное комплексное сопротивление:

$$Z_n = \frac{U}{U_1} \cdot X \quad (V.21)$$

или, обозначив $\frac{U}{U_1} = a$, имеем

$$Z_n = a \cdot X_3. \quad (V.22)$$

Фазометр позволяет определить величину сдвига фаз (φ) между напряжением на емкости C_3 и полным напряжением.

Тогда, с учетом диаграммы (рис. 150) имеем:

$$R_x = Z_n \cdot \sin \varphi = a \cdot X_3 \cdot \sin \varphi \quad (V.23)$$

$$X_3 + X = Z_n \cdot \cos \varphi = a \cdot X_3 \cos \varphi$$

или

$$X = X_3 (a \cdot \cos \varphi - 1) \quad (V.24)$$

$$C_x = \frac{C_3 X_3}{X} = \frac{C_3}{a \cdot \cos \varphi - 1}. \quad (V.25)$$

Из этих выражений с учетом (V.13) получаем формулы для определения значений диэлектрических свойств образца:

$$\operatorname{tg} \delta = \omega \cdot C_x \cdot R_x = \frac{R_x}{X} = \frac{a \cdot \sin \varphi}{a \cdot \cos \varphi - 1}, \quad (V.26)$$

$$\begin{aligned} \epsilon' &= \frac{C_x}{C_0 (1 + \operatorname{tg}^2 \delta)} = \frac{C_3}{C_0 (a \cdot \cos \varphi - 1) (1 + \operatorname{tg}^2 \delta)} = \\ &= \frac{C_3}{C_0} \cdot \frac{a \cos \varphi - 1}{a^2 - 2a \cos \varphi + 1}, \end{aligned} \quad (V.27)$$

$$\epsilon'' = \epsilon' \operatorname{tg} \delta = \frac{C_3}{C_0} \cdot \frac{a \sin \varphi}{a^2 - 2a \cos \varphi + 1}. \quad (V.28)$$

Таким образом, процесс измерений сводится к определению значений трех параметров: U , U_1 и φ . Погрешность определения диэлектрических свойств зависит, в первую очередь, от точности измерительных приборов и определения величины C_3 . В случае

применения измерительных приборов высокого класса точности погрешность может быть сведена до нескольких процентов. Описанный способ достаточно прост и надежен и обеспечивает измерения в диапазоне частот от единиц до 10^6 Гц при значениях tgd до 5÷8. Для повышения верхней границы частотного диапазона необходимы высокочастотные измерительные приборы, сохраняющие свои характеристики вплоть до 10^8 Гц. Рассмотренный способ вполне позволяет автоматизировать процесс измерений и обработки результатов с помощью специального микропроцессора или ПЭВМ.

Измерения на СВЧ или в микроволновом диапазоне ($10^8 \div 10^{12}$ Гц) сильно отличаются как по методике выполнения измерений, так и по применяемой аппаратуре. Измерительные ячейки в виде конденсаторов в этом частотном диапазоне уже непригодны и вместо них используют различные передающие линии и объемные (полостные) резонаторы. В отличие от более низких частот, когда применяющиеся методы измерений были относительными, требующими знания калибровочных констант измерительной ячейки или применения эталонов, в микроволновом диапазоне используются "абсолютные" методы измерения. Аппаратура и методика этих измерений описаны в литературе по микроволновой технике и диэлектрическим измерениям.

Еще в конце прошлого века П.Друде предложил для определения диэлектрической проницаемости измерять длину стоячей электромагнитной волны в двухпроводной линии (линии Лехера), регистрируя положение пучностей при размещении линии сначала в воздухе, а затем в исследуемой среде. Отношение этих длин волн определяет показатель преломления среды, т.е. ϵ' . Впоследствии этот метод был достаточно развит и применялся, в том числе, для определения диэлектрических свойств влажных грунтов. Однако, если изучаемая среда характеризуется большими потерями, метод становится труднореализуемым, так как максимумы напряжения вдоль двухпроводной линии становятся нечеткими. Более чувствительным является способ снятия резонансной кривой силы тока в двухпроводной замкнутой линии, нагруженной с одного конца исследуемым образцом. На частотах выше 500÷700 МГц применение двухпроводных линий становится затруднительным ввиду сильного затухания. На этих и более высоких частотах используют коаксиальные передающие измерительные линии. Для определения диэлектрических свойств мерзлых грунтов и льдов в этом случае может быть использовано несколько различных методик: метод регистрации распространения прямой и отраженной волны, метод стоячих волн, метод разной высоты изучаемого образца и др. [183]. Типичным примером широко применяемой в последнее время методики является метод ТДР [165, 247, 282]. Помимо коаксиальных линий для определения диэлектрических свойств твердых материалов на СВЧ нашли достаточно широкое распространение волноводы, в короткозамкнутый конец которых помещают исследуемый

образец и изучают возникающие стоячие волны. Возбуждение волн обычно осуществляется клистронным генератором. Плодотворное применение этого метода для детального изучения ϵ' и $\operatorname{tg} \delta$ образцов структурированных и примесных льдов на частоте 9,7 ГГц иллюстрируют недавние работы С.Мае, С.Фуджита и др. [222–224]. Возможны и другие модификации методик измерения в коаксиальных линиях и волноводах.

Промежуточным между методами, основанными на изучении влияния образцов исследуемых материалов на поле в волноводе и на резонансные кривые колебательных контуров, является использование резонансных свойств объемных (полостных) резонаторов. Такой резонатор обычно возбуждается на основной частоте в гигагерцевом диапазоне и в нем создается практически однородное электрическое поле. Образец помещается в резонатор коаксиально вдоль его оси. При этом происходят изменения частоты и потерь резонатора, регистрация которых позволяет затем вычислить ϵ' и ϵ'' материала. Использование полых резонаторов в сочетании с системами ответвлений позволяет создавать различные типы мостовых схем для измерений в диапазоне СВЧ. Изучение диэлектрических свойств криогенных материалов на СВЧ позволяет получать более точные данные о влиянии различных особенностей строения и состава криогенных пород на величины их высокочастотных (динамических) диэлектрических свойств.

Таким образом, используя различные частотные диапазоны и соответствующие методы и технику измерений, можно в достаточно полной степени изучить механизмы электропроводности и поляризации в столь сложных материалах, как криогенные образования. Конечно, для получения цельной картины об этих механизмах в различных по составу и состоянию криогенных материалах необходимо выполнение измерений в широком диапазоне частот на идентичных образцах. К сожалению, таких исследований пока нет.

Определения электрических свойств осуществляют и **в полевых условиях**. Так, значения УЭС криогенных пород на постоянном токе находят по данным параметрических ВЭЗ, выполняемых около буровых скважин с известными глубинами границ слоев разреза, полученными по данным электрокаротажа и изучения керна. В этих случаях, когда слои геоэлектрического разреза хорошо проявляются как на кривой ВЭЗ, так и на диаграмме электрокаротажа, возможна непосредственная послойная интерпретация данных ВЭЗ с определением продольных проводимостей и поперечных сопротивлений слоев. Затем для каждого слоя вычисляют ρ_t , ρ_n и λ . В менее благоприятных случаях, когда геоэлектрические границы проявляются недостаточно четко, производят дополнительную трансформацию кривых ВЭЗ и каротажных диаграмм в графики зависимости продольной проводимости соответственно от разности питающих электродов и от глубины вдоль скважины и по ним находят параметры слоев [169]. Возможны и другие методы интерпретации ВЭЗ.

Измерения поляризуемости — η мерзлых пород и льдов в полевых условиях также осуществляется в виде параметрических замеров около скважин с известным геолого-геокриологическим разрезом. При этом применяется специальная полевая измерительная аппаратура и методика измерений.

Для определения параметров диэлектрических свойств ϵ_3' и ϵ_3'' ($\text{tg} \delta$ или σ_3') могут быть применены различные методики с использованием аппаратуры на средних и высоких частотах радиоволнового диапазона. При наличии скважин или горизонтальных горных выработок могут быть использованы методы радиоволнового каротажа либо зондирования вблизи скважин, а также изучение затухания радиоволн при двух (или нескольких) глубинах расположения системы излучатель (на поверхности)—приемник (в горной выработке). Возможно также применение радиоволнового просвечивания между скважинами и горизонтальными горными выработками в изучаемом массиве мерзлых пород или льда. При отсутствии горных выработок удобно применить метод измерения поверхностного волнового импеданса среды, величина которого определяется отношением амплитуд напряженностей электрической и магнитной составляющих и сдвигом фаз между ними, которые и измеряют для радиоволны, распространяющейся вдоль поверхности среды. Во всех вышеперечисленных и других возможных методах радиоволновых измерений в конечном итоге можно вычислить эффективные значения ϵ_3' и ϵ_3'' изучаемой среды.

Результаты, получаемые при измерении параметров электрических свойств в лабораторных и полевых условиях, в большинстве случаев оказываются сходными. Различия могут быть обусловлены неидентичностью минеральных и ледяных матриц ПКС образцов и природных криогенных образований, а также дополнительными факторами, которые могут быть в конкретных полевых условиях электрические поля — помехи, экранирующие слои, макро- и микроанизотропия, сложные строения разреза, непостоянство мощности талого слоя и т.п.

V.3. Характеристики упругости

Криогенные породы, особенно соленые, не являются идеально упругими средами, следовательно, их модули упругости и скорости распространения волн напряжений должны быть комплексными. Для их нахождения необходимо отдельно определять действительную и мнимую части или коэффициент (декремент) затухания волн. Однако точные измерения затухания трудны даже при лабораторных экспериментах, поэтому, считая, что влияние неупругих свойств среды (эффективной вязкости — η) мало, ограничиваются определением эффективных модулей упругости, полагая, что в этом случае практически справедлив линейный закон Гука. Это допущение оправдано, если $\alpha \cdot \lambda \ll \pi$, что фактически соблюдается в крио-

генных породах, так как волны напряжений в них распространяются на расстояния большие, чем несколько длин волн. Мы уже отмечали (п. IV.1), что при этих условиях скорости волн напряжений и динамические модули упругости среды могут определяться по формулам теорий сплошной или зернистой среды, а при дополнительном определении коэффициента затухания возможна оценка величины η .

Рассмотрим методы определения характеристик упругости с учетом отмеченных особенностей, выделив три основных группы, которые применяются достаточно широко:

- методы, основанные на зависимостях (или диаграммах): напряжение–деформация;

- методы с использованием вибрационных систем и стоячих волн в образцах;

- методы бегущих волн в образцах и массивах.

Первую группу условно называют “статическими” методами, вторую и третью – динамическими. Последние отличаются возможностью многократного (периодического) возбуждения деформаций в изучаемой среде, что значительно повышает представительность получаемых данных, а также рядом других преимуществ. Каждую из выделенных групп рассмотрим с разной степенью детальности в соответствии с их применением для изучения динамических свойств криогенных пород.

Зависимости: напряжение–деформация ($\sigma^* - \epsilon^*$), получаемые при статических методах испытаний, широко используются для изучения деформационных свойств мерзлых пород и льдов. По сути – это испытания поведения материалов под нагрузкой как функции от времени двух основных видов: испытания на *ползучесть* и на *релаксацию механических напряжений*. В первом случае изучается изменение относительной деформации в течение достаточно длительного интервала времени при постоянном механическом напряжении в материале, создаваемом воздействием внешних сил на образец определенной формы. При этих испытаниях изучаются закономерности процесса ползучести материала в интервал времени $(t - t_0)$ приложения нагрузки σ_0 , т.е. $\epsilon^*(t) = f[(t - t_0), \sigma_0]$, а затем, после снятия нагрузки – процесс восстановления или спада остаточной деформации.

Во втором виде испытаний в материале “мгновенно” создают постоянную деформацию ϵ_0^* , сохраняющуюся в течение некоторого интервала времени $t - t_0$, и изучают изменение (релаксацию) напряжения $\sigma^*(t) = f[(t - t_0); \epsilon_0^*]$, а после снятия внешнего воздействия изучается спад во времени внутренних напряжений, т.е. тоже процесс восстановления.

При циклических нагрузках (частоты далеки от резонансных) возникает гистерезис для различных интервалов нагружения и снятия нагрузки, что позволяет определить потери энергии за период цикла и найти величину механической добротности материала об-

разца. Имеются установки, позволяющие непосредственно измерять фазовый сдвиг δ между σ^M и ϵ^M в образце и рассчитать добротность $Q = 1/\operatorname{tg}\delta$. По начальным линейным участкам кривых $\sigma^M - \epsilon^M$ можно найти модуль упругости, например, модуль Юнга E при экспериментах с одноосными напряжениями. Однако для получения значений модуля E , близких к динамическим, необходимо соблюдение условий малых деформаций $\epsilon^M \leq 10^{-5}\%$, что трудно осуществить с достаточной точностью. Так что эта группа методов применяется в основном для определения модулей деформации мерзлых пород $E(\sigma^M, t)$, т.е. величин переменных во времени и зависящих от σ^M . Получаемый из законов ползучести так называемый мгновенный модуль деформации при $t \rightarrow 0$ есть "статический" модуль упругости, характеризующий не только упругую, но и частично пластическую деформацию, что является одной из основных причин его меньших значений по сравнению с динамическим модулем упругости (см. п. IV.5).

К этой группе примыкают и статические методы определения прочности криогенных пород. Наиболее распространенными параметрами прочностных свойств являются прочность (или предел прочности) на сжатие $\sigma_{сж}$ и на растяжение $\sigma_{раст}$, реже — прочность на сдвиг или срез $\sigma_{сдв}$. Параметры прочности измеряют как в лаборатории на образцах, так и непосредственно в массивах пород. Однако из-за разрушения испытуемых образцов (или призм, выделяемых в массиве) для получения представительных данных о $\sigma_{сж}$ или $\sigma_{раст}$ необходимы серии массовых измерений.

Тем не менее даже при отборе или создании достаточно однородных образцов погрешность определения параметров прочности редко бывает меньше $25 \pm 30\%$. В связи с этим, а также ввиду большой трудоемкости массовых статических испытаний для вычисления $\sigma_{сж}$ и $\sigma_{раст}$ используют корреляционные связи этих параметров со скоростями v_p и v_s . Коэффициенты корреляции для криогенных пород $\sim 0,9$, а иногда и больше, так как их упругость и прочность обусловлены практически одинаковыми элементами ПКС. Поэтому акустические и ультразвуковые методы успешно применяются для оценки прочностных свойств (см. п. 6).

В методах стоячих волн (или резонансных) применяют вынужденные или свободные колебания образцов определенной формы (пластины, стержни, призмы) при различных способах их закрепления (фиксации в пространстве). При свободных затухающих колебаниях образцов легко найти параметры затухания, но трудно обеспечить достаточно большие амплитуды, необходимые для точных измерений. Поэтому обычно используются вынужденные колебания образцов и резонансные явления. Частота резонанса, как известно, зависит от свойств материала и от геометрических размеров резонатора, например, в случае стержня — от его длины L .

Для определения модулей упругости, характеризующих различные деформации (например, E и μ) в образцах возбуждают про-

дольные, крутильные или изгибные колебания. При этом чаще всего используют первую (основную) гармонику резонатора, т.е. полуволновой вибратор. Тогда для стержня в случае продольных колебаний

$$E_n = v_p^2 \cdot \rho = 4 \cdot L^2 f_n^2 \cdot \rho, \quad (V.29)$$

для изгибных колебаний

$$E_n = A \cdot mg f_n^2, \quad (V.30)$$

и для крутильных колебаний

$$\mu = v_s^2 \cdot \rho \cdot B = 4 \cdot L^2 f_k^2 \cdot \rho \cdot R, \quad (V.31)$$

где L , ρ , mg – длина, плотность и вес образца; f_n , f_n и f_k – основные резонансные частоты образца при продольных, изгибных и крутильных колебаниях; A – зависит от размеров, формы образца и от коэффициента Пуассона; B – учитывает геометрические размеры данного образца. Коэффициенты A и B рассчитаны теоретически Г.Пиккетом [см. 235]. В величины наблюдаемых резонансных частот необходимо вводить поправки за отношение масс возбудителя колебаний (обычно электромагнита) и образца, а для крутильных колебаний еще и за отношение их радиусов вращения.

Приведенные формулы для стержней справедливы при малых отношениях $D/L \approx D/\lambda$, где D – поперечное сечение стержня. Если D/L порядка единицы, то необходим учет зависимости v_p от коэффициента Пуассона. Тогда выражение (V.29) с поправкой, введенной Релеем, примет вид:

$$E_n = 4 \cdot L^2 f_n^2 \cdot \rho / \left[1 - \frac{\pi^2 v^2}{4} \left(\frac{D}{\lambda} \right)^2 \right]^2. \quad (V.32)$$

Из формулы (V.32) следует, что для криогенных пород с v , достигающим $\sim 0,4$, чтобы ошибка не превышала 1%, формулу (V.29) можно применять при $D/\lambda \approx 0,12$ и для полуволнового вибратора при $D/\lambda \approx 0,25$.

Оценка механической добротности Q^m материала резонирующего стержня осуществляется по резонансным кривым, полученным в интервале частот вблизи резонансной. Однако при $Q^m < 10 \div 15$ резонансные кривые оказываются значительно растянутыми, и их регистрация становится затруднительной, так же как достаточно точные определения частот резонанса, а следовательно, модулей упругости и добротности материала.

Аппаратура для измерений резонансным методом весьма проста: генератор звуковых частот с выходной мощностью, достаточной для возбуждения колебаний в образце, электромеханические преобразователи, индикатор амплитуды колебаний в образце. Отсчет ре-

зонансной частоты образца производится по шкале лимба звукового генератора при максимальной амплитуде колебаний.

С помощью этого метода выполнялись определения модулей упругости монокристаллов и поликристаллических образцов пресного льда, а также мерзлых пород [18, 116, 235, 283 и др.]. Метод не получил широкого распространения из-за необходимости изготовления для исследований крупных образцов и др.

Методы бегущих волн получили наибольшее распространение при изучении характеристик упругости криогенных пород как в лабораторных, так и в полевых условиях. При этом обычно используется импульсное возбуждение волн напряжений (взрывы, удары, электромеханические преобразователи и т.п.), причем частотный диапазон, соответствующий разным методам, весьма широк (рис. 151).

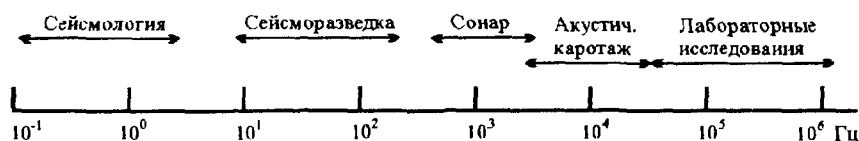


Рис. 151. Частотный диапазон сейсмоакустических исследований

В каждой выделенной на рисунке области исследований развиты свои способы определения скоростей распространения различных продольных, поперечных, релеевских и других волн, методики повышения точности и надежности получаемых данных и т.п. Однако все они объединены общей методологией расчета модулей упругости через скорости v_p , v_s (или v_R), определяемые экспериментально.

Таблица 15

Е	К	λ	ν
$\mu \frac{3A^2 - 4}{A^2 - 1}$	$\mu \frac{3A^2 - 4}{3}$	$\mu (A^2 - 2)$	$\frac{A^2 - 2}{2(A^2 - 1)}$
Примечание: $A = v_p/v_s$; $\mu = \rho \cdot v_s^2$.			

В общем случае на основе табл. 9 и формул (IV.17, 18) нетрудно получить расчетные формулы для всех модулей упругости через скорости v_p и v_s (табл. 15). В некоторых случаях вместо v_s бывает легче определить скорость v_R . Тогда расчет модулей упругости может также выполняться по тем же формулам табл. 15, но с учетом

(IV.21) для соотношения v_s/v_R , изменяющегося в небольших пределах, либо по специальным номограммам [см. 69, 154 и др.]. В лабораторных условиях можно определять модули упругости и по скоростям только продольных волн. В этом случае необходимо иметь образцы одной и той же криогенной породы в виде стержней и блоков, в которых скорости волн близки к скоростям в безграничной среде или в пластине. Далее, применив формулы (IV.20) и (IV.17) или (IV.19) и табл. 9, рассчитывают любые модули упругости.

Определение коэффициента затухания волн напряжений для оценки отклонения среды от упругой представляет более сложную проблему. В полевых условиях затухание, обусловленное неидеальной упругостью η , часто трудно выделить из общего затухания волн, возникающего за счет рассеяния на неоднородностях, внутренних отражений и т.п., а также геометрического рассеяния при несферичности фронта волны и высокого уровня шумов. В лаборатории большинство этих помех можно устранить, однако проблемы остаются. Одной из основных является акустический контакт образца с пьезопреобразователями, а также неточная параллельность граней образца и др.

В связи с этим погрешности в определении добротности и других характеристик затухания обычно не менее 10%, в то время как для скоростей они составляют 1±2%.

Методика и аппаратура лабораторных измерений имеет ряд вариантов. *Определение скоростей* в образце во всех случаях в принципе одинаково: деление длины пути волны — Δl в образце на время ее распространения — t . При этом предполагается квазиоднородность образца в заданном направлении распространения волны. Однако, если длину пути можно легко измерить с достаточно высокой точностью, то точное измерение t затруднено рядом факторов: недостаточная для точного отсчета времени крутизна фронта регистрируемого импульса, временные задержки в мембранах пьезопреобразователей и в электронной измерительной аппаратуре, частотно-динамические характеристики пьезопреобразователей и др. Большинство этих затруднений можно исключить при наличии эталонных образцов, размеры и скорость распространения волн в которых известны с высокой точностью. Для изготовления таких эталонов (или образцовых мер) применяют кварцевое стекло, дюралюминий, сталь, а для продольных волн и жидкости, например, дистиллированную воду. Имеются ряд приемов использования образцовых мер, некоторые из них описаны [57, 69], а также измерительная аппаратура (например, УЗИС—ЛЭТИ), в которой предусмотрено непосредственное сопоставление измеряемого времени с временем распространения импульса в эталоне. Однако проблема точной фиксации времени вступления импульса остается, и связана она с различной добротностью измеряемых криогенных пород, за счет чего происходит трансформация частотного спектра зондиру-

ющего импульса. Как следствие, одинаковые импульсы, возбуждаемые в образцах с разной добротностью, приходят в регистрирующую аппаратуру с различной степенью изменения формы сигнала, разной средней частотой (видимым периодом), что ведет к различной крутизне и сдвигу во времени первого вступления. Уменьшить относительную погрешность определения t в таких случаях можно экспериментальным подбором длины пути волны (размеров образца) или регистрацией первого вступления при больших усилениях измерительного тракта аппаратуры.

Расположение излучающих и приемных ультразвуковых пьезопреобразователей на изучаемом образце для измерения t может быть различным, в зависимости от методики измерений, которая сводится к трем основным вариантам: 1 – сквозное прозвучивание; 2 – эхо-метод, или регистрация отраженного импульса; 3 – продольное профилирование. В первом случае излучающий и приемопреобразователи располагают на противоположных (параллельных) или на взаимноперпендикулярных гранях образца. Во втором – один (или два) пьезопреобразователь располагается на одной грани образца, и регистрируются импульсы, отраженные от другой грани (обычно противоположной). Третий вариант по сути сходен с методикой сейсморазведки, когда излучающий преобразователь находится в фиксированном положении на одной из плоских граней образца, а второй (приемный) перемещается вдоль этой же (или перпендикулярной ей) грани с определенным шагом обычно через 1–1,5 см. В каждом положении приемного датчика регистрируется картина прихода нескольких типов волн (P , R , S). Затем для всех положений приемного датчика составляется сводная сейсмограмма, т.е. совмещенные с началом отсчета времени последовательные волновые картины в отдельных точках профиля. На основе корреляции фаз различных типов волн строятся их годографы, по которым определяются скорости соответствующих волн (рис. 152). Осреднение времени прихода волн линейным годографом позволяет исключить случайные погрешности, возникающие при регистрации волн в отдельных точках профиля, и получить более представительные значения скоростей v_p , v_R и v_s . Реализация продольного ультразвукового профилирования возможна и при многих приемных датчиках, устанавливаемых во всех намеченных точках профиля, с последовательной (или одновременной) регистрацией волновых картин. Эта разновидность установки позволяет снять проблему идентичности акустического контакта приемного преобразователя в разных точках профиля и проще реализовать автоматизацию и обработку данных на ЭВМ.

Наиболее подходящими при исследовании в образцах криогенных пород в широком интервале отрицательных температур являются пьезоэлектрические преобразователи с керамическими вибраторами из титаната бария, ЦТС и т.п. При этом следует уделять внимание специальному демпфированию керамических вибраторов, например, смесями порошков соединений свинца с полимеризующимися

материалами. При сквозном прозвучивании образцов для возбуждения продольных волн применяют аксиально-поляризованные пьезоэлементы поршневого типа, а для возбуждения поперечных волн — преобразователи сдвигового типа. Иногда используют специальные переходные призмы между пьезоэлементом и образцом, в которых продольные волны порождают обменные поперечные. С целью уменьшения площади контакта с образцом, что актуально при выполнении измерений по методике профилирования, можно применять специально изготавливаемые металлические концентраторы, прикрепляемые к пьезопреобразователям.

Акустический контакт пьезопреобразователей с образцом при изучении криогенных пород осуществляется обычно путем примораживания или применения тонкой прослойки вязкого масла, вазелина, фреона и т.п. Относительная погрешность определения скоростей при прозвучивании является суммой относительных ошибок в определении Δl и t . А при продольном профилировании, если

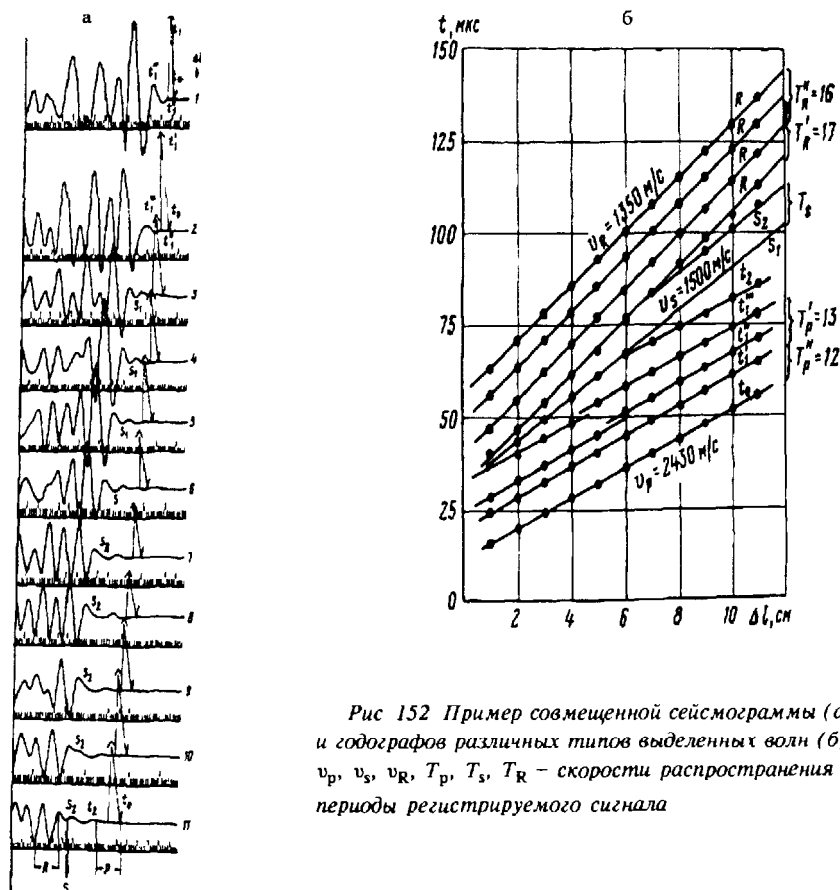


Рис 152 Пример совмещенной сейсмограммы (а) и годографов различных типов выделенных волн (б) v_p , v_s , v_R , T_p , T_s , T_R — скорости распространения и периоды регистрируемого сигнала

количество точек на профиле более 10, ее величина определяется ошибкой усреднения времен прихода волн линейным годографом и длиной профиля. Для ее минимизации желательна длина профиля примерно 15 см, а число точек измерения не менее 12.

При измерениях характеристик *затухания* используют те же методики и зависимость (IV.26), считая волны плоскими, что практически выполняется при ультразвуковых исследованиях образцов. Для определения коэффициента затухания α используют либо метод отражений, либо сквозное прозвучивание с разными расстояниями между излучающим и приемным преобразователями. Тогда, в первом приближении:

$$\alpha = \frac{1}{\Delta l} \ln \frac{A_1}{A_2}, \quad (\text{V.33})$$

где Δl – разность длин пути волны в образце, A_1 и A_2 – амплитуды соответствующих импульсов Р, S или других волн.

В случае эхо-метода $\Delta l = 2 \cdot L$ (L – длина образца), а A_1 и A_2 – амплитуды импульсов двух последовательных отражений. При сквозном прозвучивании A_1 и A_2 – амплитуды импульсов соответствующей волны, пути распространения которых отличаются на Δl . Последнее можно обеспечить при прозвучивании образцов (в виде стержней прямоугольного сечения) между разными параллельными гранями или между взаимно перпендикулярными гранями при перемещении излучателя и приемника с определенным шагом. Конечно, при любых методиках прозвучивания, даже если считать, что обеспечиваются практически идентичные акустические контакты датчиков с образцом, при определении α остается проблема учета преобразования спектра импульса и его влияния на отношение A_1/A_2 , которое становится частотно-зависимым. Изучению этой проблемы посвящен ряд работ, обзор которых приведен в [202], где показано, что оценки добротности Q^* образцов с учетом спектральных соотношений выполняются с относительной погрешностью $10 \div 20\%$ при значениях Q^* от 5 до 50. Вне этого интервала Q^* погрешность возрастает до 50% и более. Там же рассмотрена возможность оценки Q^* по наклону фронта вступления регистрируемого сигнала, т.е. по времени τ – возрастания его амплитуды от нуля до максимума (за первую четверть периода).

Тогда в случае частотно-независимой добротности образца

$$Q^* = C \frac{T}{\tau}, \quad (\text{V.34})$$

где T – видимый период регистрируемого сигнала, C – константа данного источника, которую следует определять на эталонных образцах. Однако точное определение τ – непростая задача, так как

в общем случае $\tau = \tau(Q)$. В результате специального анализа Бурбье [202] приводит выражение:

$$\tau = 0,451 + 0,208 \frac{T}{Q}, \quad (V.35)$$

аппроксимирующее в пределах $\pm 20\%$ экспериментальные определения Q^* из спектральных соотношений в вышеуказанном интервале значений Q^* . Таким образом, измерение характеристик затухания импульсным методом остается сложной задачей. Для качественной оценки неупругих и структурных особенностей изучаемой среды можно использовать изменение формы и период регистрируемого сигнала.

Комплект аппаратуры для ультразвуковых измерений должен состоять из генератора зондирующих импульсов (ГЗИ), набора электромеханических преобразователей и электронного измерительного прибора — ЭИП (микросекундомера) с усилителем регистрируемого сигнала, а также образцовых мер (эталонов). Генератор может формировать зондирующие электрические импульсы двух типов: “радиоимпульсы” с определенной частотой заполнения либо короткие “видеоимпульсы”. В первом случае излучающий пьезопреобразователь вынужденно возбуждается на частоте заполнения, а во втором происходит его кратковременное (ударное) возбуждение на собственной частоте, зависящей от толщины пьезоэлемента и конструкции (демпфер, мембраны и т.п.) преобразователя. Чаще применяется последний вариант. В ГЗИ обычно предусмотрено несколько уровней выходного сигнала, а также возможность изменения частоты следования зондирующих импульсов. Для запуска ГЗИ и синхронизации его начала работы с блоками ЭИП имеется задающий генератор, вырабатывающий периодически следующие управляющие импульсы. Электрический импульс с выхода ГЗИ подается на излучающий пьезопреобразователь. Приемный пьезопреобразователь превращает импульс механического напряжения (давления) в электрический сигнал, который поступает на вход усилителя ЭИП. Функциональная блок-схема одного из вариантов ультразвуковой установки приведена на рис. 153. Существует ряд схемных решений такого рода ЭИП, описанных в соответствующей литературе. Так, например, выпускается ультразвуковая аппаратура типа УК-10 ПМС, специально предназначенная для изучения образцов горных пород. ЭИП этой аппаратуры позволяет с достаточно высокой точностью измерять время распространения и амплитуду регистрируемых импульсов:

диапазон измерений времени	10÷5000 мкс,
дискретность отсчета времени	0,01; 0,1; 1 мкс,
погрешность измерения времени	≤0,5%,
погрешность измерения амплитуд	≤2,0%.

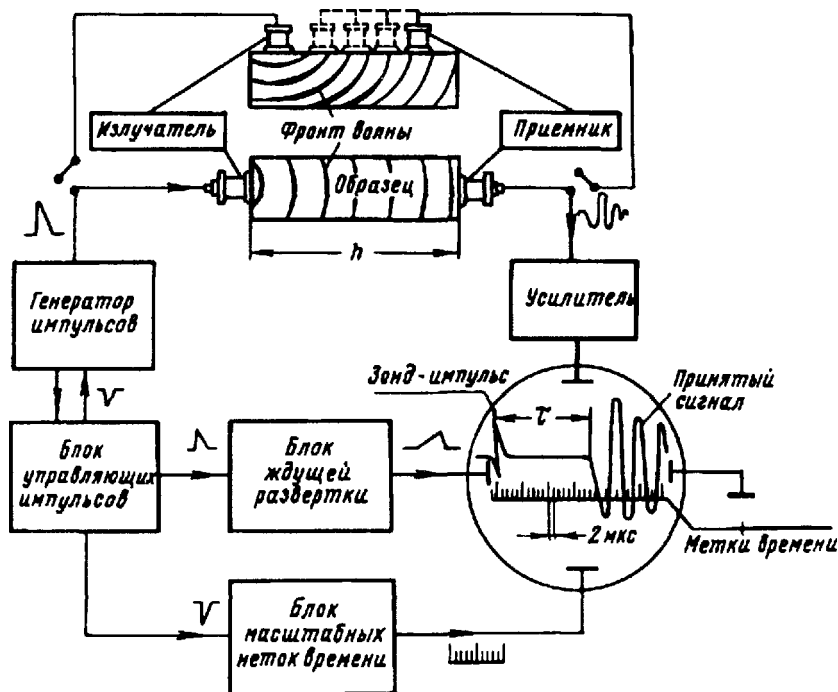


Рис 153 Пример блок-схемы ультразвуковой установки

Прибор содержит микропроцессор, обеспечивающий расчет скоростей распространения волн, а также характеристик упругости, прочности и затухания. В комплект аппаратуры входит набор из 10 пьезопреобразователей с рабочими частотами от 25 КГц до 1 МГц. Есть и другие ультразвуковые приборы, которые могут применяться при изучении криогенных пород, например, основанные на фазовых и иных методах измерения скоростей волн, приборы с автоматической регистрацией затухания и скоростей и т.д. [139, 202 и др.].

В полевых условиях скорости упругих волн определяют методами акустического каротажа, межскважинного прозвучивания и сейсморазведки. В скважинах измеряют интервальные, пластовые, средние скорости, а при наземной сейсморазведке – эффективные скорости, а также граничные, пластовые и средние. Разработано множество способов вычисления скоростей различных волн. В практике полевых сейсморазведочных исследований часто используют обменные отраженные волны, по которым определяют v_s и отношение v_p/v_s . Надежное измерение этих величин в массивах или пластах криогенных пород позволяет рассчитать любые модули упругости, а также акустические импедансы для Р- и S-волн.

Для изучения анизотропии упругости криогенных пород определяют величины скоростей вдоль и поперек слоистости, направления ориентировки или вытянутости кристаллов и т.п. в образцах или массивах, и по отношению этих величин оценивают степень анизотропии среды.

V.4. Электроакустический эффект

При акустоэлектрическом (сейсмоэлектрическом) преобразовании энергии колебаний в мерзлых грунтах (см. п. VI.3) возможны два варианта этого эффекта: прямой, т.е. преобразование энергии акустических (упругих) колебаний в образце в энергию электрических колебаний – АЭП, и обратный, т.е. преобразование энергии электрических колебаний, возбуждаемых в образце, в энергию упругих (акустических) колебаний – ЭАП. Рассмотрим особенности измерений в обоих вариантах, уделив большее внимание ЭАП.

Принципиально функциональная схема для измерения прямого и обратного акустического преобразования проста. Аппаратура для измерений сигналов АЭП состоит из: генератора (импульсов или периодического электрического сигнала), пьезоэлектрического излучателя упругих колебаний в образец, измерительных электродов, регистрирующего блока, сопряженного с ЭВМ с обязательной возможностью визуального контроля сигналов на дисплее. Для изучения ЭАП применяется практически та же аппаратура, только сигнал от генератора подается на электроды, создающие в образце переменное электрическое поле, а приемником сигнала из образца является калиброванный (например, по давлению) пьезоэлектрический преобразователь. Однако при измерениях на мерзлых породах возникает много трудностей, связанных с подавлением разного рода помех, согласованием исследуемого образца с измерительной аппаратурой и др., которые различны в двух вариантах изучаемого преобразования.

Согласование образца с измерительным прибором. При измерениях величины сейсмоэлектрического эффекта на образцах пород в талом состоянии вопросы согласования образца со входом измерительного прибора, как правило, не возникают. Это обусловлено относительно низкими удельными сопротивлениями влажных горных пород, и, как следствие, относительно малыми переходными электрическими сопротивлениями электрод-образец.

Однако в мерзлом состоянии удельные электрические сопротивления дисперсных влажных пород могут увеличиваться в 100–1000 раз и более, следовательно, и переходные сопротивления электрод-образец должны увеличиваться примерно также. Это приводит к тому, что суммарное эффективное сопротивление образца, включая переходные сопротивления электродов, может достигать многих сотен килоом вплоть до мегаома. Измерительные

устройства с относительно низкоомным входом (эквивалентное полное сопротивление входа порядка сотен килоом) могут существенно изменять условия измерений, т.е. "закорачивать" образец на себя. Это приводит к изменению как амплитуды, так и формы измеряемого сигнала АЭП, причем неодинаковому для образцов разного состава и при разных температурах. А при исследованиях ЭАП наличие высоких переходных сопротивлений не позволяет обеспечить достаточно большую напряженность поля в объеме образца, а также создает зоны разогрева у контакта образца с электродом. Преодоление указанных затруднений возможно двумя путями: а) увеличением площади контакта электрода с образцом и б) обеспечением высокого полного входного сопротивления применяемых измерительных приборов. Желательно использовать оба пути

Основная трудность реализации первого пути состоит в том, что площадь контакта должна быть увеличена без изменения размеров торца образца. Для решения этой задачи мы применили электропроводящую пасту на никелевой основе, которая остается в пластичном состоянии в течение 3–5 мин после замеса, а затем отвердевает. Эта паста наносилась слоем в 1–2 мм на жесткий медный электрод, служащий дном формы для образца, после чего сразу же форму заполняли приготовленным грунтом, пока паста не отвердела. Также поступали и с верхним электродом, прижимаемым к грунту крышкой формы. Образующаяся в результате отвердевания проводящей пасты контактная поверхность облегают частицы исследуемой породы, а ее эффективная площадь увеличивается в 10–20 раз, что приводит к соответствующему уменьшению переходного сопротивления электрод-образец

Реализация второго пути заключается в выборе стандартной измерительной аппаратуры с высокоомным входом предусилителя, что не всегда возможно. Поэтому мы применяли дополнительный специальный согласующий каскад в виде эмиттерного повторителя с входным сопротивлением >10 МОм и низкоомным выходом, соответствующим входу усилителя. Этот каскад не вызывал искажений формы и амплитуды регистрируемого сигнала в рабочем диапазоне звуковых частот 20 Гц–200 КГц. Обе эти меры позволили значительно улучшить согласование образца мерзлой породы с измерительным устройством.

Тем не менее для *исключения эффекта разогрева* образца в приэлектродной зоне при изучении ЭАП в криогенных породах пришлось принять дополнительные меры. Поскольку для регистрации относительно слабых сигналов ЭАП требуется создание весьма интенсивных электрических полей (напряжения между электродами в несколько сотен вольт) и выходной мощности генератора ~ 100 Вт, необходимо резкое сокращение времени приложения возбуждающего поля. В этих целях мы применили специальное электронное устройство дискретизации, накопления и последующего воспроизведения регистрируемого сигнала, кото-

рое позволило сократить время одного измерения (т.е. приложения возбуждающего электрического поля к образцу) до 1 с. Дополнительным преимуществом такого способа регистрации является значительное улучшение отношения сигнал/помеха. Кроме того, этот способ облегчает регистрацию и обработку получаемых данных на ПЭВМ.

Лабораторная установка для изучения ЭАП в криогенных породах состоит из основных блоков (рис. 154), функциональная роль которых достаточно ясна. Остановимся лишь на некоторых деталях. Генератор электрических сигналов 4 должен иметь регулируемое выходное напряжение до 300–500 В и хорошее согласование с нагрузкой (системой: возбудитель поля – образец). При работе в импульсном режиме необходимо наличие регулирования изменения длительности импульсов в пределах от 1 до 5–10 мкс при крутизне их фронтов не хуже 0,05 мкс. Усилитель 5 должен иметь достаточно широкую полосу, чтобы не искажать регистрируемый сигнал. Измерительный блок 6 в принципе может быть как аналоговым, так и дискретизирующим регистрируемый сигнал. Как отмечено выше, предпочтительнее последнее с выходом на ПЭВМ или специализированный процессор. Осциллографы визуального контроля излучаемого и принимаемого сигналов 7 и 8 могут быть заменены одним двухлучевым или ПЭВМ.

В заключение отметим, что информация об исследуемой среде, получаемая при регистрации АЭП и ЭАП, примерно одинакова, но при лабораторном изучении криогенных пород, согласно нашему опыту, применение ЭАП позволяет избавиться от многих помех и получать лучше воспроизводимые и более представительные ре-

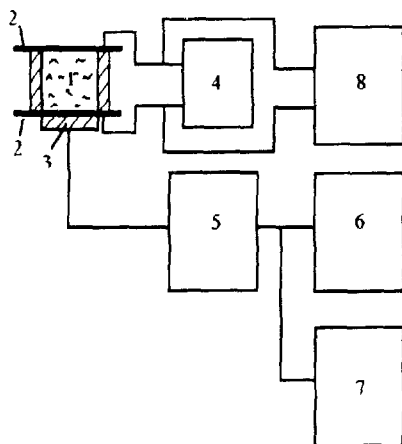


Рис 154 Установка для измерений электроакустического преобразования 1 – изучаемый образец, 2 – возбуждающие электроды, 3 – калиброванный пьезоэлектрический приемник, 4–8 – объяснения в тексте

зультаты. В полевых условиях, по-видимому, предпочтительнее применение АЭП, или сейсмоэлектрического эффекта, поскольку осуществлять возбуждение полей большой мощности в случае механических колебаний легче, чем электромагнитных. Регистрация сейсмоэлектрического сигнала может осуществляться как электро-механическими, так и индукционными приемниками.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИОГЕННЫХ ПОРОД

VI.1. Особенности распространения электромагнитных волн

При решении многих научных и инженерных задач (электромагнитные методы геофизики, радиолокационное зондирование, радиосвязь, радионавигация и т.п.) важное значение имеет выяснение условий распространения электромагнитных волн в криогенных породах, т.е. знание скоростей распространения, коэффициентов затухания, преломления и отражения, других параметров и закономерностей их изменчивости в мерзлых грунтах и льдах разного состава, криогенного строения и состояния. Специфика криогенных пород (гл. I) и их динамических электрических свойств (гл. II и III) приводит к выводу, что параметры распространения электромагнитных волн в этих средах должны быть функциями многих аргументов. К настоящему времени получен значительный объем экспериментальных данных, позволяющий установить главные закономерности.

Ледяные покровы (массивы). Особенности распространения электромагнитных волн в ледяных массивах обусловлены не только температурно-частотными зависимостями ϵ_1' и ϵ_2'' поликристаллического льда соответствующего состава, но и строением (структурой и текстурой) массива. Имеется обширная литература, содержащая расчетные и экспериментальные данные о скоростях распространения и поглощении электромагнитных волн в ледниковых массивах и покровных льдах акваторий в связи с применением для их исследования различных электромагнитных методов, в особенности радиолокационного зондирования [например, 19, 87–89, 199, 241, 248 и др.]. Поэтому мы лишь кратко рассмотрим некоторые основные результаты.

Массивы пресного льда. К массивам пресного льда относятся, в первую очередь, ледники, а также крупные айсберги, ледяные покровы рек и озер и подземные пластовые льды в криолитозоне. Подавляющее большинство исследований выполнено в связи с изу-

чением холодных ледников, в основном Антарктиды и Гренландии, а также более мелких субполярных и горных (теплых) ледников, которые, как выяснилось, отличаются значительной спецификой.

Холодные (полярные) ледники характеризуются достаточно низкими температурами льда $-10 \div -30^\circ\text{C}$, а в некоторых районах Антарктиды и ниже, а температура в фирновой толще может достигать -50°C . На этих ледниках многими исследователями выполнены непосредственные специальные определения скоростей радиоволн (в основном, в диапазоне частот $10^7 \div 10^9$ Гц) различными способами: радиоинтерферометрия и радиоволновой каротаж в буровых скважинах, радиозондирование около скважин, по которым точно определена толщина ледяного массива, наклонное радиозондирование при изменении расстояния между приемником и излучателем и т.п. Обзор и обобщение полученных за многие годы данных и их обсуждение приведены в книге В.В.Богородского, Ч.Бентли и П.Гудмандсена [19]. Измерения дают значительный разброс средних скоростей радиоволн (даже после введения поправок за плотность) для Гренландии 152–172 м/мкс, для Антарктиды 160–178 м/мкс. Однако для чистого, сухого, массивного льда ($\rho = 917 \text{ кг/м}^3$) наиболее обоснованной средней скоростью распространения радиоволн считается $v = 168\text{--}169 \text{ м/мкс}$ ($\epsilon' = 3,15 \pm 0,04$), которая обычно принимается для расчетов мощности полярных холодных ледников при их радиолокационном зондировании. Вопрос о значительном разбросе результатов натурных измерений скоростей распространения радиоволн пока не находит удовлетворительного объяснения. Возможно, это связано с неточностью введения различных поправок за снежно-фирновую толщу, за плотность, температуру, строение льда и т.д. Не исключено и влияние различных примесей в ледниковых льдах.

Потери энергии электромагнитных волн при распространении в ледяных толщах также изучались многими авторами. При радиолокационном зондировании ледников суммарное ослабление сигнала на пути излучатель–поверхность льда–ложе ледника–приемник определяется целым рядом механизмов потерь энергии:

$$N_{\Sigma} = N_r + N_{\text{отр.}} + N_{\phi} + N_p + N_n + N_{\text{пол.}}$$

где N_r – геометрическое рассеяние энергии вследствие расхождения неплоского фронта волны; $N_{\text{отр.}}$ – потери энергии при отражении от границ раздела (ложа и поверхности льда – дважды); N_{ϕ} – изменение плотности потока энергии сигнала за счет сужения конуса излучения во льду, вследствие преломления радиоволны на верхней границе раздела; N_p – потери, обусловленные рассеянием энергии на неоднородностях внутри ледника; N_n – потери, обусловленные поглощением энергии волны в среде; $N_{\text{пол.}}$ – потери за счет изменения поляризации принимаемого отраженного сигнала по сравнению с зондирующим. Вклад каждого из перечисленных

механизмов потерь в той или иной степени может быть оценен количественно.

Полученные в результате расчетов графики ослабления радиосигнала в леднике (рис. 155) иллюстрируют характер зависимости N_{Σ} от h и t_b и позволяют оценить необходимый энергетический потенциал радиолокатора для осуществления зондирования соответствующих ледников. Из приведенных данных также видно, что имеющаяся зависимость потерь от температуры льда позволяет решать обратную задачу: оценку температуры по экспериментальным определениям поглощения радиоволн. Такие оценки были сделаны, например, при радиолокационных исследованиях ледников Антарктиды [19].

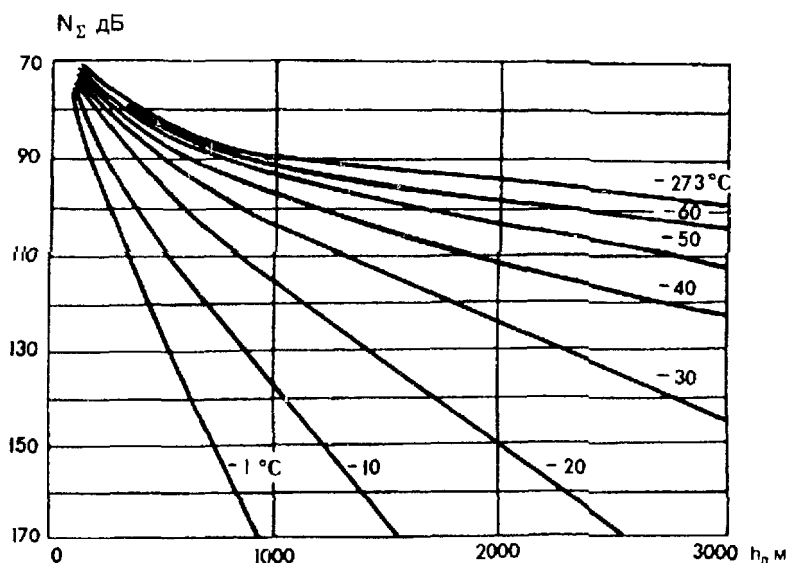


Рис 155. Пример расчетной зависимости суммарного ослабления радиосигнала от толщины ледника для различных температур льда

Теплые ледники, т.е. субполярные и умеренные (в том числе, горные) ледники, отличительной чертой которых является значительно более высокая (по сравнению с полярными) температура ледниковой толщи, вплоть до 0°C . Кроме того, для этих ледников характерны следующие особенности:

- а) сравнительно небольшая толщина льда: от 50–100 до 1000 м и снежно-фирновой толщи в области питания ледников до 30–40 м;
- б) высокая влажность снега и фирна вплоть до появления талой воды и снежной слякоти;
- в) наличие воды в ледниковой толще как в порах льда, так и в виде более крупных скоплений;

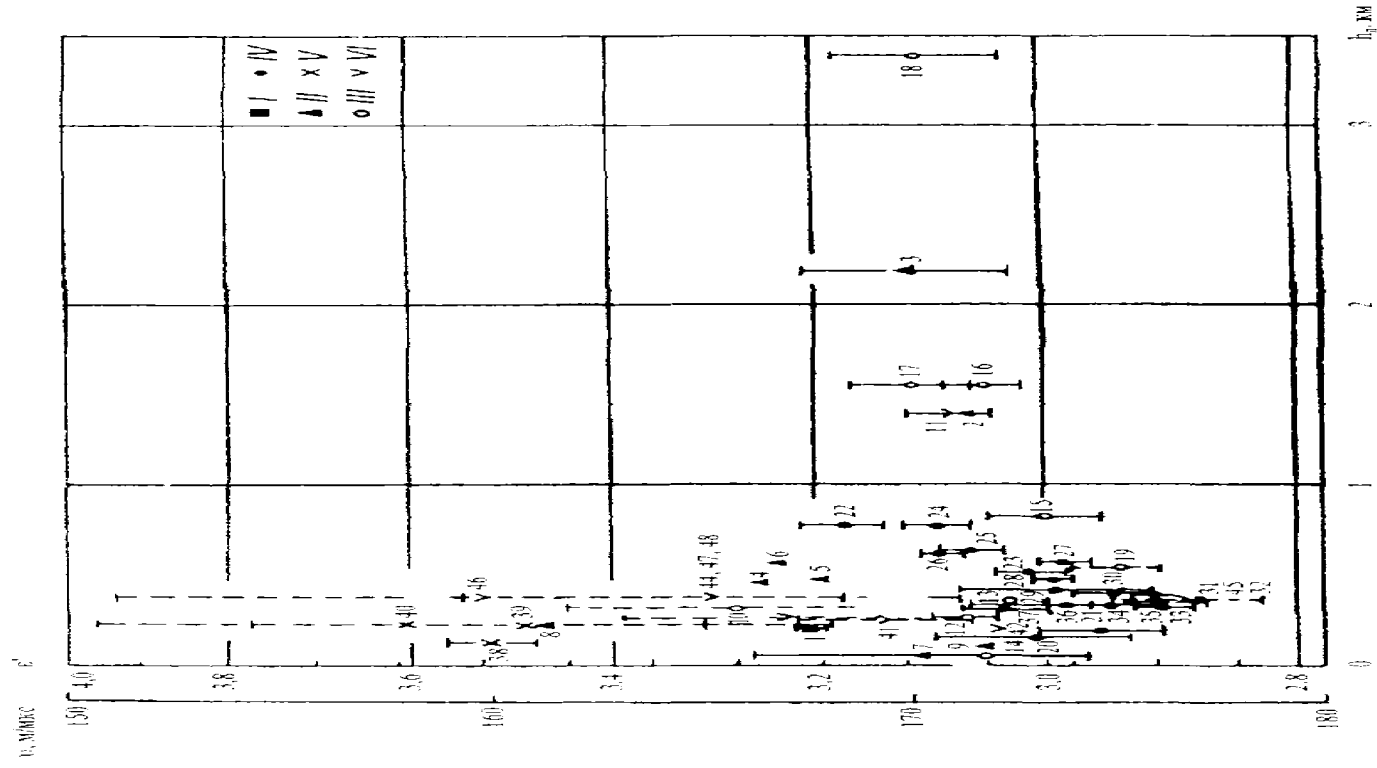


Рис. 156. Скорость распространения электромагнитных волн по данным полевых измерений [89]. Методы измерений: I – радиоинтерференционный картаж скважины; II – радиозондирование и бурение, III–VI – наклонное радиозондирование на наземных (III), шельфовых (IV), умеренных (V), двухслойных (VI) ледниках. Сплошные вертикальные линии – погрешности измерений скорости с поправкой на изменение плотности в приповерхностном снежно-фирновом слое, пунктирные – погрешности измерений без этой поправки. Данные для точек 38–40, 44, 46–48 – в теплом льду

- г) большая неоднородность поверхностного слоя льда: наличие коры таяния, трещин, ручьев, ледниковых озер, колодцев и т.п.;
- д) неоднородное внутреннее строение ледяной толщи вследствие интенсивных процессов таяния и повторного замерзания талой воды;
- е) наличие прослоек моренно-обломочного материала в толще ледника;
- и) сложная геометрия и значительная неоднородность поверхности и ложа и ряд других.

Очевидно, что эти особенности обуславливают существенные отличия в значениях параметров распространения радиоволн, в первую очередь, их скоростей и суммарного поглощения энергии по сравнению с холодными полярными ледниками. В результате многолетних исследований, выполненных на этих ледниках Ю.Я.Мачеретом [88, 89, 248 и др.] и некоторыми другими, такие отличия установлены и разработаны специальные методические приемы и аппаратура, позволившие успешно применять радиолокационное зондирование не только для измерения толщины льда, но и для изучения внутреннего строения и гидротермического режима теплых ледников. Так, анализ возможных значений скоростей распространения радиоволн в теплых ледниках привел к следующим оценкам (табл. 16).

Т а б л и ц а 16

Тип ледника	Значения v , м/мкс	
	область абляции	область аккумуляции
Сухой	168,5+173,5	168,5+180,0
	171±1,5%	174±3,3%
Влажный	137,5+162,5	116,5+162,5
	150±3,7%	139±6,5%

Из этих данных следует, что для обеспечения необходимой точности аэроадиозондирования теплых ледников следует проводить параметрические натурные измерения скоростей на отдельных, наиболее характерных участках. Примеры результатов таких измерений приведены на рис. 156 и 157.

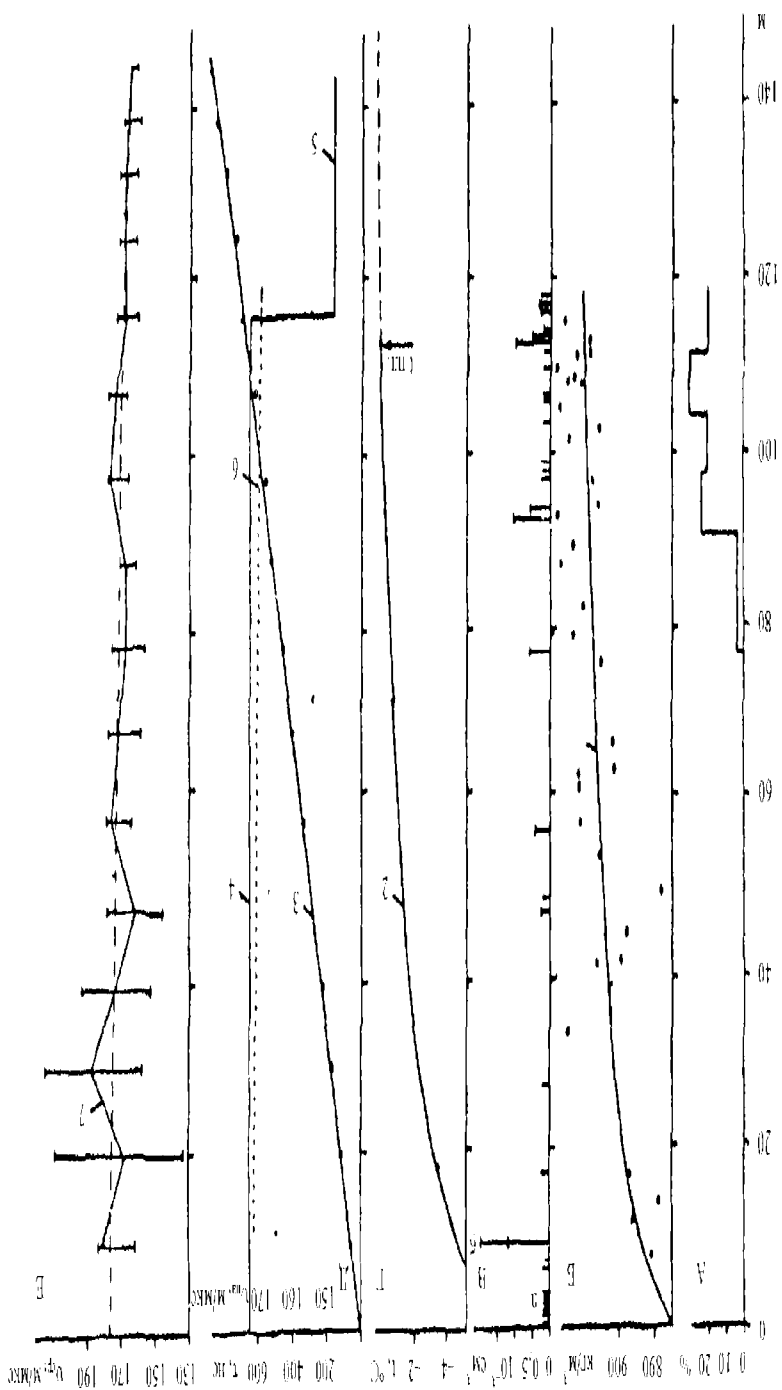


Рис. 157 Результаты исследований скорости распространения радиоволн в скважине на леднике Фритьоф-Шпицберген [88] А – процентное содержание слоев льда с субгоризонтальными вытянутыми пузырьками воздуха; Б – плотность льда, В – слой загрязненного льда (а) и весовое содержание нерастворимых минеральных включений (б); Г – температура льда, Д, Е – вертикальный скоростной разрез ледника по данным радиолокационного каротажа скважины и расчетов; 3 – график ϵ' (h), 4 и 5 – графики пластовых скоростей $v_{пл}$, 6 – график, v_p , рассчитанный по эмпирической зависимости и данным измерений плотности льда, 7 – по двум сериям измерений

Потери энергии радиоволн в теплых ледниках также имеют свои особенности. Возрастает роль удельных потерь за счет отражения и рассеяния на внутренних слоях и неоднородностях, которые нередко оказываются соизмеримыми с удельным поглощением в сухом льду, достигающем при $t \approx -10^\circ\text{C}$ величин $\sim 0,04\text{--}0,03$ дБ/м, а при $t \approx -1^\circ\text{C}$ $\sim 0,069$ дБ/м. Талая вода умеренных ледников характеризуется примерно такими же величинами, а для дождевой воды удельное поглощение на два порядка больше. Суммарное “нормальное” (без учета неоднородностей и шероховатостей отражающих границ) ослабление отраженных от ложа теплого ледника сигналов приведено на рис. 158. Расчеты выполнены при коэффициенте усиления антенны 1,6 (полуволновые вибраторы) и высоте полета 300 м для разных частот. Как видно из приведенных номограмм, ослабление значительно возрастает при температуре льда -1°C . Кроме того, данные рис. 158 следует рассматривать как нижний предел, так как для теплых ледников значительно влияние структурных неоднородностей в ледниковой толще, шероховатости и кривизны поверхности ложа, изменения температуры льда с глубиной, воды на поверхности, в толще и у ложа ледника, неоднородности снежно-фирновой толщи по строению и составу. Все это было детально исследовано Ю.Я.Мачеретом и по его оценкам может дать дополнительно к нормальным потерям еще несколько десятков децибел. Особенно сильные помехи создаст рассеяние зондирующих и отраженных от ложа сигналов на внутрiledниковых неоднородностях различной плотности и влажности, включениях моренного материала и полостях, заполненных водой. Поэтому при радиозондировании теплых ледников радиолокационная аппаратура и методика съемок, применяемая для определения толщины холодных ледников, требует существенной модификации в особенности для ослабления эффекта рассеяния. Это может быть достигнуто либо уменьшением рабочих частот радиолокатора до нескольких МГц, либо уменьшением длительности зондирующего импульса и применением антенн с узкими диаграммами направленности. Оба эти варианта реализуются в практике радиозондирования теплых ледников.

Однако внутренние неоднородности в ледниках являются не

только причиной сильных помех, затрудняющих выделение сигналов, отраженных от ложа. Коррелируемые в пространстве внутренние отражения весьма информативны и специально изучаются с целью определения особенностей строения ледников. Так, в холодных ледниках выделяют слои льда, отличающиеся от вмещающей толщи по плотности (воздушной пористости), по структуре – ориентации кристаллов льда, по наличию повышенных кислотных примесей и т.п. [19, 222, 224]. В теплых ледниках регулярные внутренние отражения могут быть связаны и с другими причинами, в частности, с повышенным содержанием воды во льду, и служить индикаторами гидротермического режима ледника. Для умеренных ледников установлено также характер-

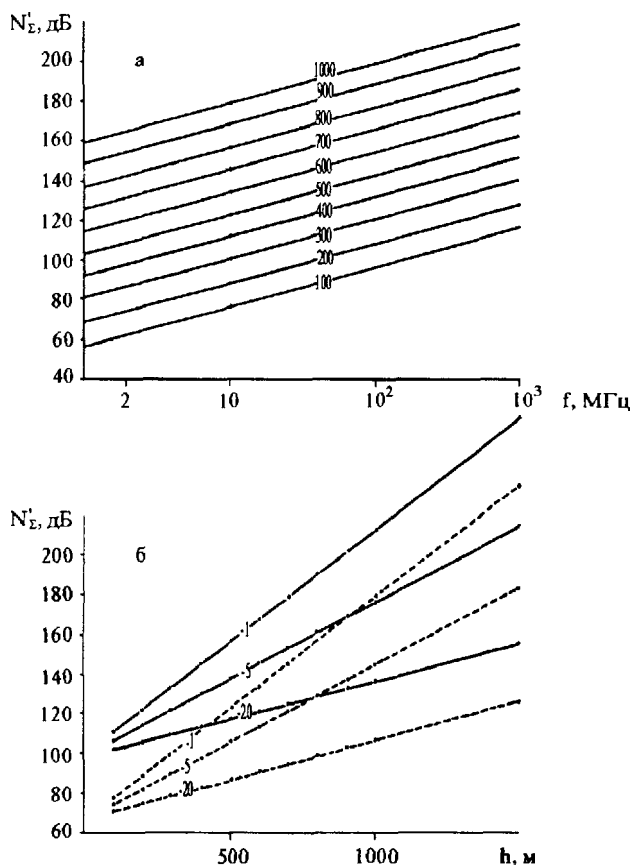


Рис. 158. Суммарное ослабление сигнала, отраженного от ложа теплого ледника: а – в зависимости от частоты при $t = -1^\circ\text{C}$, параметр прямых – глубина в м; б – в зависимости от глубины при частотах: 440 МГц – сплошные линии, 10 МГц – пунктир, параметр кривых – температура

ное двуслойное строение: верхний слой льда — холодный, нижний — теплый ($t \approx 0 \div -1^\circ\text{C}$), содержащий воду. Поскольку имеется сильная зависимость ϵ' снега, фирна и льда от содержания жидкой фазы (п. III.8), данные о скоростях распространения радиоволн в теплых ледниках могут быть использованы для оценки влажности ледникового фирна и льда, т.е. гидротермического состояния ледника [89, 167].

Крупные айсберги по условиям распространения в них радиоволн, по-видимому, будут близки к теплым ледникам. Ледяные покровы рек и озер особенно в зимнее время, сходные по своим свойствам с пузырчатым сухим льдом, имеют достаточно контрастные отражающие границы и их толщину также можно определять методом радиолокационного зондирования.

Морской лед. Исходя из специфики электрических свойств морского льда (п. III.7), определяющее влияние на скорость распространения и затухание радиоволн должно оказывать содержание в нем рассола. Изучение особенностей распространения электромагнитных волн в морском льду проводилось, в основном, также в связи с развитием аэрорадиолокационных методов дистанционного определения толщины ледяного покрова северных морей для оценки ледовой обстановки и возможности прохождения судов. Результаты отдельных работ в этом направлении наиболее подробно обобщены А.Ковачем, Г.Коксом и Р.Морейем [241 и др.], которые выполнили значительный объем полевых и лабораторных экспериментов по определению скоростей распространения и затухания радиоволн в морском льду. Согласно их данным, эффективная (или кажущаяся) скорость распространения радиоволн при малом содержании рассола ($\sim 10\%$), например, в морском многолетнем льду — порядка $160 \div 165$ м/мкс. При большом содержании рассола ($\sim 70 \div 80\%$) — однолетний лед — значения скорости снижаются примерно до $80 \div 100$ м/мкс. Поскольку содержание незамерзшего рассола в морском ледяном покрове возрастает в направлении его подошвы, очевидно, что скорость распространения радиоволн будет при этом уменьшаться, а затухание — увеличиваться. Выполненные оценки показывают, что затухание в нижних частях морского льда, контактирующих с водой, может достигать $50 \div 100$ дБ/м. С изменением частоты от 100 МГц до 5 ГГц затухание в морском льду с большим содержанием рассола возрастает примерно в 3–5 раз, достигая величин ~ 250 дБ/м. Таким образом, для успешного радиозондирования однолетних морских ледяных покровов толщиной $1,5 \div 2$ м необходимо применение радиолокаторов с центральной частотой $\leq 80 \div 200$ МГц и длительностью импульсов порядка единиц наносекунд. Для многолетних более мощных и содержащих меньше рассола морских льдов с радиолокаторами такого типа можно определять толщину льда примерно до 10 м, а иногда и более. Однако наличие зон влажного пористого льда в подошвенных частях ледяных полей может привести к ошибкам в определении толщины

льда, а в некоторых случаях к отсутствию регистрируемых сигналов, отраженных от границ морская вода-лед.

Морской ледяной покров в еще большей степени, чем ледники (даже теплые), может иметь неоднородное внутреннее строение, т.е. на радиоэкограммах часто регистрируются многочисленные отражения от внутренних слоев и локальных неоднородностей.

Мерзлые породы. Непосредственных сведений о распространении электромагнитных волн разных частот в мерзлых породах значительно меньше, чем для льдов. Кроме того, имеющиеся данные весьма фрагментарны, так как получены при экспериментальном применении некоторых электромагнитных геофизических методов в конкретных локальных районах многолетней мерзлоты и не позволяют установить закономерности для достаточно широких интервалов изменения состава, температуры и других характеристик мерзлых грунтов. Важно также не забывать, что применение аддитивных формул смесей для модельных расчетов электрических свойств и параметров распространения электромагнитных волн для мерзлых сред различного состава и влажности условно возможно лишь для высокочастотных полей. На частотах $<10^6$ Гц эти формулы становятся все менее пригодными с понижением частоты при значительном содержании жидкой фазы, благодаря влиянию макродипольной поляризации в дискретных доменах порового раствора. Поэтому на этих частотах необходимы экспериментальные определения эффективных значений ϵ_3' и ϵ_3'' среды.

Представляется целесообразным на основе экспериментальных данных о диэлектрических свойствах мерзлых грунтов (гл. III) оценить расчетным путем параметры распространения длинных и сверхдлинных радиоволн и проанализировать закономерности их изменчивости. Поскольку наиболее детально изучены диэлектрические свойства мерзлых песков, то расчеты были произведены с использованием именно этих данных [44, 145, 216, 276].

Как отмечалось выше (п. III.7), мерзлые пески с различной степенью концентрации насыщающих растворов разного состава являются неплохими моделями песчано-глинистых мерзлых грунтов. Кроме того, засоленные мерзлые грунты с преобладанием хлоридного состава солей широко распространены в прибрежных районах арктических морей. Поэтому приводимые ниже данные о параметрах распространения электромагнитных волн в мерзлых песках различной солености имеют и непосредственную практическую значимость.

При анализе влияния солености и температуры на параметры распространения электромагнитных волн нами выделены следующие основные примеры: 1) мерзлый грунт, насыщенный растворами при $C \leq 10^{-3}$ моль/л, т.е. меньше $C_{\text{кр}}$; 2) мерзлый засоленный грунт, насыщенный растворами достаточно высокой концентрации $C = 10^{-1}$ моль/л, при этом специальное внимание уделяется особенностям в двух случаях: а) температуры $t > t_{\text{жм}}$, б) температуры $t < t_{\text{жм}}$. В качестве исходной характеристики среды взяты

экспериментально полученные нами значения действительной ϵ_3' и мнимой ϵ_3'' частей комплексной диэлектрической проницаемости в интервале частот $10^2 \div 10^5$ Гц, частично приведенные в п. III.7. Далее все параметры рассчитывались по известным теоретическим соотношениям [74 и др.] для плоских волн.

Действительная и мнимая части комплексного показателя преломления $n^* = n' + jn''$ — по формулам:

$$n' = \sqrt{0,5 \cdot (\epsilon + \epsilon')}, \quad n'' = \sqrt{0,5 \cdot (\epsilon - \epsilon')}, \quad (\text{VI.1})$$

где $\epsilon = \sqrt{(\epsilon')^2 + (\epsilon'')^2}$ — модуль комплексной диэлектрической проницаемости. Данные выражения, как и все последующие, взяты в приближении $\mu=1$.

Модуль волнового импеданса Z и фазовая скорость v :

$$Z = \frac{Z_0}{n}, \quad v = \frac{c}{n},$$

где $Z_0 = 120\pi = 337$ Ом — волновой импеданс вакуума, $c = 3 \cdot 10^8$ м/с, $n = \sqrt{(n')^2 + (n'')^2}$ — модуль комплексного показателя преломления.

Фазовый угол φ (сдвиг фаз между электрической и магнитной составляющими электромагнитной волны):

$$\varphi = \arctg \frac{n''}{n'}. \quad (\text{VI.2})$$

Для расчета линейного коэффициента затухания β использовалось выражение:

$$\begin{aligned} \beta &= R_e \{ j\omega \sqrt{\epsilon^* \mu^*} \} = \\ &= 2\pi \cdot f \cdot \sqrt{\epsilon_0 \cdot \mu_0} \cdot n'' = 2,09 \cdot 10^{-8} f \cdot n'' (\text{м}^{-1}), \end{aligned} \quad (\text{VI.3})$$

где частота f выражена в Гц.

Выражения для комплексных амплитудных коэффициентов отражения электромагнитных волн на плоских границах раздела сред с комплексными характеристиками (волновыми сопротивлениями Z^*) получены из формул Френеля:

$$R_{\text{En}}^* = \frac{Z_2^* \cos i - Z_1^* \cos r}{Z_2^* \cos i + Z_1^* \cos r} = R_{\text{En}} \cdot e^{j\psi_n}, \quad (\text{VI.4})$$

$$R_{\text{Ep}}^* = \frac{Z_2^* \cos r - Z_1^* \cos i}{Z_2^* \cos r + Z_1^* \cos i} = R_{\text{Ep}} \cdot e^{j\psi_p} \quad (\text{VI.5})$$

в следующем виде:

а) модуль и аргумент коэффициента отражения для случая электрической составляющей волны, *нормальной* плоскости падения:

$$R_{En} = \sqrt{\frac{[\sqrt{\epsilon_1} \cdot \cos i - A \cdot \cos \gamma_n]^2 + [A \cdot \sin \gamma_n]^2}{[\sqrt{\epsilon_1} \cdot \cos i + A \cdot \cos \gamma_n]^2 + [A \cdot \sin \gamma_n]^2}} \quad (\text{VI.6})$$

$$\operatorname{tg} \psi_n = \frac{\epsilon_1 A^2 \sin (2\gamma_n)}{\epsilon_1 \cos i - A^2 \cos (2\gamma_n)}. \quad (\text{VI.7})$$

б) модуль и аргумент коэффициента отражения для случая электрической составляющей волны, *параллельной* плоскости падения:

$$R_{Ep} = \sqrt{\frac{[\epsilon_2 \cos i - \sqrt{\epsilon_1} \cdot A \cdot \cos \gamma_p]^2 + [\sqrt{\epsilon_1} A \cdot \sin \gamma_p]^2}{[\epsilon_2 \cos i + \sqrt{\epsilon_1} \cdot A \cdot \cos \gamma_p]^2 + [\sqrt{\epsilon_1} \cdot A \cdot \sin \gamma_p]^2}} \quad (\text{VI.8})$$

$$\operatorname{tg} \psi_p = \frac{\epsilon_1 A^2 \sin (2\gamma_p)}{\epsilon_2 \cos i - \epsilon_1 \cdot A^2 \cos (2\gamma_p)}. \quad (\text{VI.9})$$

В формулах VI.4–VI.9 ϵ_1 и ϵ_2 – модули эффективной комплексной диэлектрической проницаемости соответственно для верхней и нижней сред; i – угол падения; γ – угол преломления,

$$A = [(\epsilon'_2 - \epsilon'_1 \sin^2 i)^2 + (\epsilon''_2 - \epsilon''_1 \sin^2 i)^2]^{1/4} \quad (\text{VI.10})$$

$$\gamma_n = 0,5 \left\{ \arctg \frac{\epsilon''_2 - \epsilon''_1 \sin^2 i}{\epsilon'_2 - \epsilon'_1 \sin^2 i} - \arctg \frac{\epsilon''_1}{\epsilon'_1} \right\} \quad (\text{VI.11})$$

$$\gamma_p = \gamma_n + \arctg \frac{\epsilon''_1}{\epsilon'_1} - \arctg \frac{\epsilon''_2}{\epsilon'_2}. \quad (\text{VI.12})$$

Результаты расчетов позволили впервые получить систематизированные представления *о параметрах распространения длинных и сверхдлинных радиоволн* в мерзлых породах. Рассмотрим их отдельно для каждого из параметров.

Коэффициент (показатель) преломления – n' (рис. 159) в исследованном диапазоне частот характеризуется сильной частотной дисперсией – уменьшается в 3–6 раз во всем интервале температур наших измерений для незасоленных грунтов ($C < C_{кр}$) и при температурах ниже t_{3n} для грунтов с $C > C_{кр}$. Понижение температуры пресных песков от -3°C до -25°C приводит на фиксированной частоте к последовательному уменьшению n' в интервале частот $10^2 \div 10^4$ Гц и почти не влияет на величину n' на частотах $\geq 10^5$ Гц (рис. 159, а). В целом, понижение температуры грунта сдвигает

область частотной дисперсии n' к более низким частотам, а увеличение льдистости приводит к небольшому ее сдвигу в область более высоких частот.

Для засоленных грунтов (при $C > C_{кр}$) частотно-температурные зависимости существенно иные. При $C \approx 0,1$ моль/л изменение температуры от -3°C до $t_{зв}$ практически не сказывается на величине n' (рис. 159 б, в). И только при $t < t_{зв}$ появляется заметная частотная зависимость n' . Интересно отметить, что ионный состав насыщающего грунт раствора при $t > t_{зв}$ не оказывает заметного влияния как

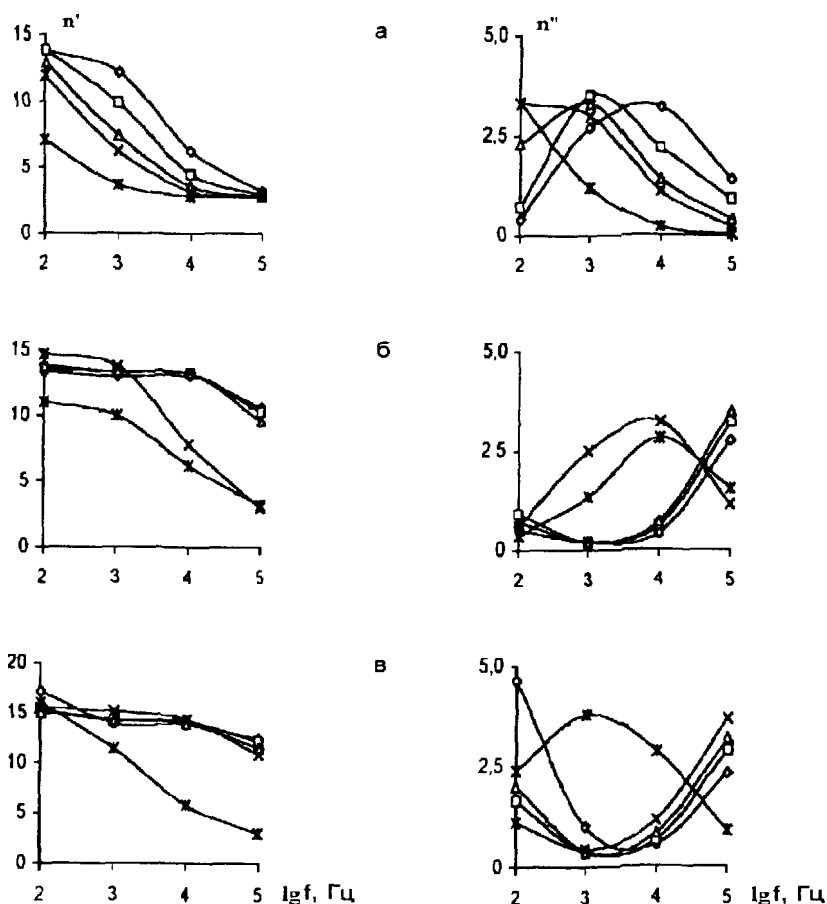


Рис. 159 Частотная зависимость действительной (n') и мнимой (n'') части показателя преломления образцов песка, насыщенных растворами: а - NaCl , $C=10^{-3}$ моль/л; б - KCl , $C=10^{-1}$ моль/л; в - NaCl , $C=10^{-1}$ моль/л. Температура ($^\circ\text{C}$): $\diamond$ - 3; $\square$ - 6; $\triangle$ - 9,5; $\times$ - 13,5, $\star$ - 25

на величину p' , так на характер ее частотной и температурной зависимости. Изменения наблюдаются лишь в интервале температур ниже $t_{\text{з}}$ порового раствора, причем частотная зависимость p' становится подобной несоленому мерзлomu грунту.

Таким образом, приведенные на рис. 159,а зависимости p' являются типичными для песчаных грунтов, насыщенных дистиллированной водой или растворами NaCl и KCl с концентрацией $C < 10^{-3}$ моль/л. Кривые на рис. 159б,в являются характерными для засоленных грунтов, насыщенных растворами KCl и NaCl при достаточно высоких концентрациях.

Мнимая часть показателя преломления — p'' (рис. 159) имеет экстремальную зависимость от частоты с максимумом, сдвигающимся при понижении температуры в область низких частот.

Для мерзлых "пресных" песков с $C < C_{\text{кр}}$ (рис. 159,а) частота максимума лежит в интервале частот $10^3 \div 10^4$ Гц при $t > -10^\circ\text{C}$, а при $t < -13^\circ\text{C}$ переходит в интервал частот ниже 10^2 Гц. Максимальное значение p'' при этом остается почти постоянным.

При $C > C_{\text{кр}}$ (рис. 159б,в) на диапазон частот $10^3 \div 10^4$ Гц приходится минимум p'' при температурах $t > t_{\text{з}}$, который, по-видимому, разделяет два максимума: низкочастотный ($< 10^2$ Гц) и высокочастотный ($> 10^5$ Гц). При этом имеются определенные различия между двумя разными ионными составами порового раствора. Как видно из рисунка, к низкочастотному максимуму значительно раньше выходят высокотемпературные кривые при NaCl засолении (рис. 159,в). Это обусловлено более высокой электропроводностью засоленного NaCl мерзлого песка, что может быть связано с гораздо более низкой $t_{\text{з}}$. Интересно отметить, что выход к высокочастотному максимуму кривых для разных температур происходит в обратной последовательности, что отражает отмеченные ранее (см. п. III.7) соответствующие закономерности для $\sigma_{\text{п.р.}}$. При $t < t_{\text{з}}$ в диапазоне частот $10^3 \div 10^4$ Гц возникает один максимум p'' для обоих составов засоления, который с понижением температуры немного сдвигается к высоким частотам, причем частота максимума p'' на порядок выше для KCl засоления (рис. 159б, в).

Модуль импеданса среды Z и фазовая скорость волны v изменяются сходным образом (рис. 160).

Модуль импеданса Z плавно возрастает от $25 \div 45$ Ом на низких частотах (рис. 160, а) до $100 \div 130$ Ом на частотах 10^5 Гц для грунтов с $C < C_{\text{кр}}$. При этом, чем ниже температура мерзлой среды и выше частота поля, тем больше Z . На частоте $3 \cdot 10^6$ Гц Z достигает значений ~ 170 Ом при увеличении льдистости. В то же время импеданс засоленных грунтов ($C > C_{\text{кр}}$) при $t > t_{\text{з}}$ в исследованном диапазоне частот остается практически постоянным — порядка $25 \div 30$ Ом (рис. 160б,в). Зависимость от частоты и большие значения Z появляются лишь при $t < t_{\text{з}}$, причем на высоких частотах они оказываются близки к незасоленным грунтам.

Фазовая скорость v изменяется аналогично Z от $25 \div 35$ м/мкс

до $80 \div 100$ м/мкс при возрастании частоты от 10^2 до 10^5 Гц как в грунтах с $C < C_{кр}$, так и грунтах с $C > C_{кр}$, но при температурах ниже эвтектической. Причем характер частотной зависимости v и ее значения при этих температурах аналогичны высокотемпературным кривым на рис. 160,а. Однако при $i > i_{кр}$ величина скорости в засоленных мерзлых грунтах ($C > C_{кр}$) практически не зависит ни от частоты, ни от температуры, оставаясь в пределах $20 \div 30$ м/мкс вплоть до частот $10^5 \div 10^6$ Гц, а возможно, и в более высокочастотном диапазоне.

Фазовый угол φ , как и p'' , имеет экстремальный характер зависимости от частоты, изменяясь в пределах от 2 до 30° (рис. 161). Для практически пресных мерзлых грунтов частота мак-

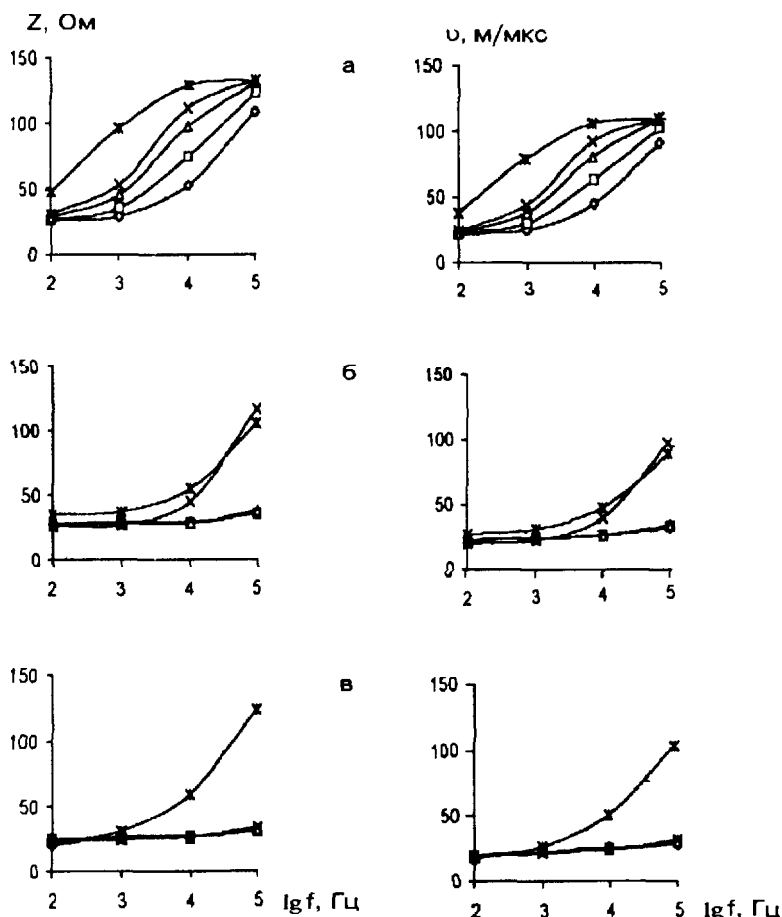


Рис. 160. Частотная зависимость поверхностного импеданса Z и фазовой скорости v . (Обозначения см. на рис. 159)

симума φ при температурах, близких 0°C , около $3 \cdot 10^4$ Гц. С понижением температуры она уменьшается (рис. 161,а) и при $t = -25^\circ\text{C}$ становится примерно на три порядка ниже.

Увеличение засоленности выше критической (рис. 161,б,в) смещает частоту максимума φ при $t > t_{\text{кв}}$ в область высоких частот ($\geq 10^6$ Гц), а при температурах ниже $t_{\text{кв}}$ она оказывается снова в интервале $10^4 + 10^5$ Гц более низких частот. При этом так же, как и для η'' , имеет место заметная разница в частотной зависимости φ для двух составов хлоридного засоления (рис. 161,б,в).

Значительная (более чем в 10–20 раз) разница в углах φ на

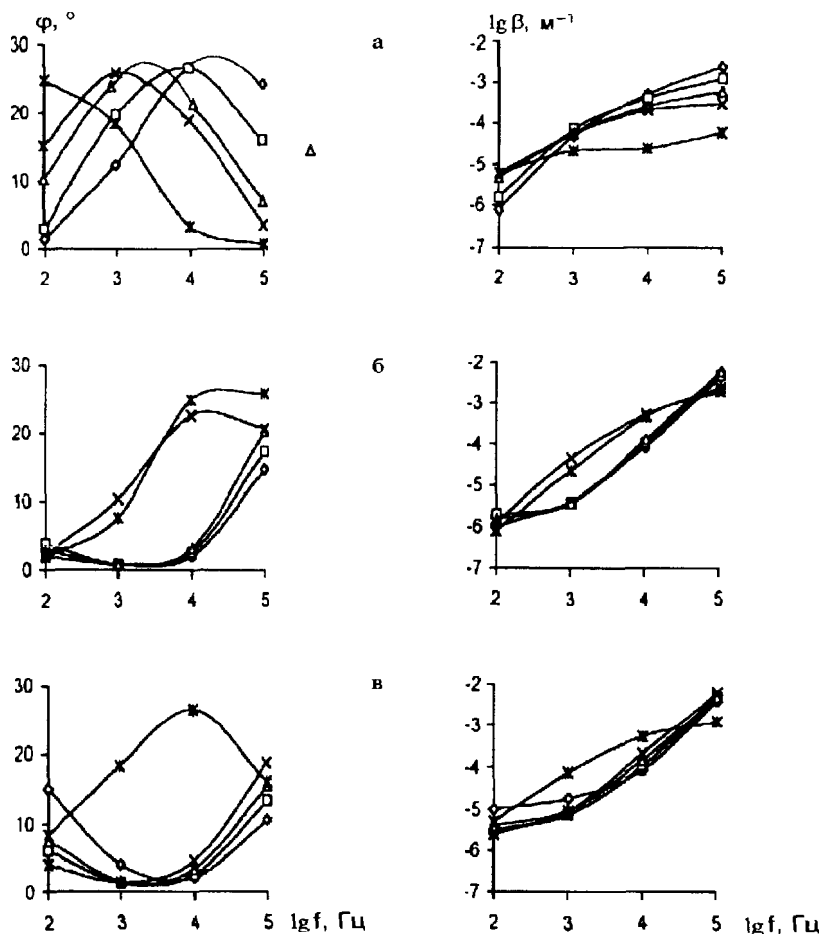


Рис. 161. Частотная зависимость фазового угла φ и коэффициента поглощения β . (Обозначения см. на рис. 159)

частотах $10^3 \div 10^4$ Гц, полученная для пресных и засоленных мерзлых песков при температурах выше эвтектической (рис. 161,а-в), может быть успешно использована для обнаружения и исследования мерзлых грунтов с высокой минерализацией поровых растворов соответствующими электромагнитными геофизическими методами.

Коэффициент затухания — β возрастает для незасоленных песков пропорционально частоте от $(10^{-6} \div 10^{-5}) \text{ м}^{-1}$ до $(10^{-4} \div 3 \cdot 10^{-3}) \text{ м}^{-1}$ за исключением грунтов при низких температурах ($t \leq -25^\circ\text{C}$), когда при увеличении частоты на три порядка β возрастает меньше, чем на порядок (рис. 161,а). Для засоленных мерзлых песков общая картина частотно-температурной зависимости β подобна незасоленным, однако она более сильная и, начиная с частоты 10^3 Гц, становится почти линейной и практически не зависит от температуры при $t > t_{\text{зв}}$ (рис. 161,б,в).

Весьма интересными являются случаи, когда с понижением температуры коэффициент затухания возрастает. Это наблюдается при достаточно низких температурах в грунтах с $C < C_{\text{кр}}$ при частотах ниже 10^3 Гц и в грунтах с $C > C_{\text{кр}}$ в интервале частот $10^2 \div 10^4$ Гц. Этот результат является нетрадиционным в рамках обычных представлений об уменьшении затухания при промерзании влагонасыщенной среды, однако он получен и на мерзлых образцах песка, насыщенного дистиллированной водой. Некоторое его объяснение может быть дано с позиций частотной зависимости релаксационного торможения [45, 81] при миграции ионов в дискретных доменах вязкой жидкой фазы (см. п. III.7).

Знание величин коэффициента затухания важно для оценки дальности распространения электромагнитных волн в мерзлых толщах и выбора необходимых частот. Существование *оптимальных частот* для подземной радиосвязи и радионитроскопии мерзлого массива связано с тем, что при возрастании частоты поля, с одной стороны, увеличивается эффективность приемно-передающих антенн, а с другой — возрастает затухание радиоволн.

Известно, что в поглощающих средах, т.е. когда токи проводимости превышают токи смещения ($\sigma' \gg \omega \epsilon_0 \epsilon'$), оптимальные частоты для радиосвязи считают [112] обратно пропорциональными квадрату дальности связи с коэффициентом, зависящим от геометрических параметров антенн и электропроводности среды:

$$f_{\text{опт}} \approx A \cdot r^{-2}. \quad (\text{VI.13})$$

Причем при инженерных расчетах часто берут значения электропроводности, полученные по измерениям на постоянном токе. Нами были выполнены оценки частотной зависимости эффективности подземной радиосвязи с учетом как токов смещения, так и токов проводимости (т.е. экспериментальных значений ϵ_s' и ϵ_s'' мерзлых песков), которые показали, что в сильнозасоленных песках при температурах выше эвтектической, оптимальные частоты для радиосвязи на больших расстояниях $r \geq 10^3$ м уменьшаются с расстоя-

нием гораздо медленнее ($\sim r^{-0,7}$), чем следует из (VI.13). Например, в мерзлых песках при концентрации насыщающего раствора $C = 0,5$ моль/л при температуре -3°C оптимальные частоты для радиосвязи на расстоянии больше 1000 м, полученные из формулы (VI.13), в 10 раз меньше, чем с учетом экспериментальных данных об ϵ_3' и ϵ_3'' . В то же время при концентрациях насыщающих поровых растворов меньше критической (мерзлые пресные пески) оптимальные частоты уменьшаются с расстоянием гораздо быстрее, чем следует из формулы (VI.13), например, при $t = -3^\circ\text{C}$ пропорционально $r^{-3,7}$. С понижением температуры показатель степени γ уменьшается и при $t = -10^\circ\text{C}$ он близок к 2.

Таким образом, если при малых γ (достаточно высокие $f_{\text{орт}}$) формула (VI.13) дает значения $f_{\text{орт}}$, близкие к истинным, то при $\gamma > 10^2 \div 10^3$ м ее применение для оценок эффективности систем подземной связи в мерзлых массивах весьма проблематично. Интересной особенностью установленных зависимостей $f_{\text{орт}}(\gamma)$ для мерзлых песков является то, что понижение температуры массива (и, следовательно, электропроводности) само по себе не означает повышения $f_{\text{орт}}$. Это, по-видимому, связано со сложным влиянием температурной зависимости максимума ϵ_3'' на величину оптимальной частоты. Установление достаточно общей взаимосвязи $f_{\text{орт}}$ с ϵ_3' и ϵ_3'' массива мерзлых пород является сложной задачей, для решения которой необходимы дальнейшие экспериментальные исследования.

Коэффициенты отражения. Из теории и практики распространения плоских электромагнитных волн известно [74, 231], что коэффициенты отражения R_{E_p} и R_{E_n} существенно по-разному зависят от угла падения волны на границу раздела — i , даже в простейшем случае, когда обе среды — идеальные диэлектрики (т.е. их ϵ — вещественные). Так, при падении волны на среду с большей диэлектрической проницаемостью ($\epsilon_2 > \epsilon_1$) модуль R_{E_n} монотонно увеличивается при возрастании угла i от 0 до $\pi/2$. При этом коэффициент R_{E_n} всегда является отрицательной величиной, т.е. отраженная волна всегда сдвинута по фазе на π по отношению к падающей (отражение с “потерей полуволны”). Зависимость коэффициента R_{E_p} от i более сложная: с возрастанием i от 0° модуль R_{E_p} прогрессивно уменьшается, обращаясь в нуль при $i = i_B$, т.е. при падении под углом Брюстера: $i_B = \text{arctg} \sqrt{\epsilon_2/\epsilon_1}$. В этом случае энергия колебаний целиком переходит через границу раздела (отражения нет). При этом фаза отраженной волны E_p меняется на π и для $i > i_B$ коэффициент R_{E_p} становится отрицательной величиной.

Для составляющих магнитного поля отраженной волны: $R_{H_n} = -R_{E_p}$ и $R_{H_p} = -R_{E_n}$, т.е. H_p — всегда в фазе с падающей волной.

При отражении электромагнитной волны от границы раздела сред с потерями выражения для коэффициентов отражения R_{E_p} и

R_{E_n} становятся комплексными. Их модули характеризуют амплитуды отраженных волн E_p и E_n , а аргументы — сдвиг по фазе (отставание) этих компонент по отношению к фазе падающей волны. Это также означает, что и между компонентами отраженной волны с разной поляризацией (E_p и E_n) возникает разность фаз $\Delta\varphi$, величина которой является сложной функцией угла падения, ϵ' и ϵ'' обеих сред.

Общая картина изменения R_{E_p} и R_{E_n} сохраняется близкой к случаю сред без потерь: модуль R_{E_n} изменяется (возрастает) монотонно с увеличением угла падения, а модуль R_{E_p} уменьшается, проходя через минимум (но его значение не достигает нуля) при некотором угле падения i_0 , называемом *главным углом падения*, который является аналогом угла Брюстера при отражении от границы раздела двух идеальных диэлектриков. При $i=i_0$ разность фаз $\Delta\varphi = \pi/2$. Величины i_0 , $\Delta\varphi$ и глубина минимума модуля R_{E_p} зависят от соотношения токов проводимости и токов смещения в среде, а следовательно, и от частоты падающей волны.

Поскольку для влагосодержащих грунтов, включая мерзлые, на частотах ниже 10^5 Гц имеются существенные особенности электрических свойств (п. III.3–III.7), изучение изменчивости коэффициентов отражения должно быть выполнено с учетом эффективных значений ϵ_0' и ϵ_0'' и их зависимостей от частоты, температуры и солености. Ниже приводятся примеры результатов расчетов наиболее сложно меняющегося коэффициента отражения R_{E_p} при падении волны на границу раздела: а) воздух—мерзлый грунт и б) грунт—грунт, при различных температурах и соленостях.

В обоих случаях сопоставление аналогичных ситуаций проводится для несоленого ($C < 10^{-3}$ моль/л) и засоленного ($C = 10^{-1}$ моль/л) мерзлого грунта. Проанализируем полученные данные для каждого из этих случаев.

а. Граница раздела: воздух — мерзлый грунт.

Приведенные на рис. 162 типичные примеры показывают, что в обоих вариантах отражающей мерзлой среды (несоленой и соленой) получены ярко выраженные минимумы модуля R_{E_p} , соответствующие определенным значениям главных углов падения i_0 . Модуль R_{E_n} монотонно возрастает с увеличением угла падения от одинаковых с R_{E_p} значений при нормальном падении волны ($i=0$) до 1 при волне, скользящей вдоль границы раздела ($i=\pi/2$) и не имеет каких-либо характерных особенностей. Поэтому мы не приводим его на рисунках. Как видно из рис. 162,а, величины модулей R_{E_p} и i_0 для несоленой отражающей мерзлой среды закономерно уменьшаются с ростом частоты и понижением температуры, т.е. с уменьшением влияния токов проводимости. С понижением температуры мерзлого грунта глубина минимума R_{E_p} на низких частотах умень-

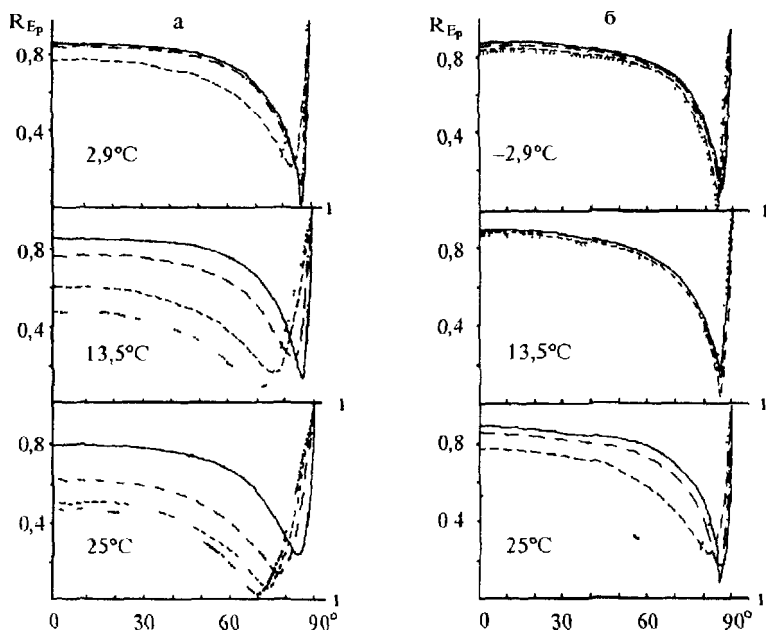


Рис. 162 Зависимость модуля коэффициента отражения от угла падения для границы воздух-песок, насыщенный раствором NaCl (моль/л) а — $C \leq 10^{-3}$, б — $C = 10^{-1}$, частоты (Гц) — 10^2 , — — — 10^3 — — — 10^4 , — — — 10^5

шается, а на высоких возрастает. Главный угол падения i_0 при этом уменьшается, причем зависимость $i_0(t)$ становится более заметной на высоких частотах, что полностью совпадает с ранее полученными данными [44] для мерзлых песков, насыщавшихся пресной водой (рис. 163). Приведенная на рисунке в первом приближении линейная зависимость $i_0(t)$ с угловым коэффициентом, возрастающим пропорционально квадрату логарифма частоты, весьма интересна, так как позволяет оценить условия максимального ввода энергии падающей вертикально поляризованной волны в мерзлую толщу (при $i = i_0$). Если предположить, что закономерность изменения $i_0(t)$ с возрастанием частоты выше 10^7 остается такой же, то экстраполяция для частот $10^8 \div 10^9$ Гц приводит к значениям $i_0(t)$, лежащим примерно в области, отмеченной в правой части рисунка (прямые 9, 10). Тогда, применяя радиолокационное зондирование мерзлой толщи зимой, например, при температуре поверхностного слоя -10°C (значения $i_0 \approx 40-45^\circ$), для максимального ввода энергии радиоволны в среду ее угол падения должен быть хотя бы примерно равен i_0 . Это обстоятельство до настоящего времени не учитывается.

Особенно критична ситуация при падении волн разных частот

на поверхность засоленной мерзлой толщи (рис.162,б), ввиду очень низкого и глубокого минимума R_{Ep} при реальных температурах *in situ*. В этих случаях величина $i_0 \approx 85^\circ$ практически при любых температурах $t > t_{зв}$. Небольшое изменение угла падения $i = i_0 \pm (1 \div 2)^\circ$ приводит к возрастанию R_{Ep} в 3–6 раз и более. Поэтому при электромагнитном зондировании мерзлой толщи, когда в верхней ее части содержится засоленный слой, следует особенно тщательно подбирать углы падения волны с целью оптимизации ввода энергии в толщу. С другой стороны, данные рис. 162,а,б позволяют оценить некоторые особенности распространения длинных радиоволн вдоль поверхности Земли в криолитозоне. Небольшие отклонения угла

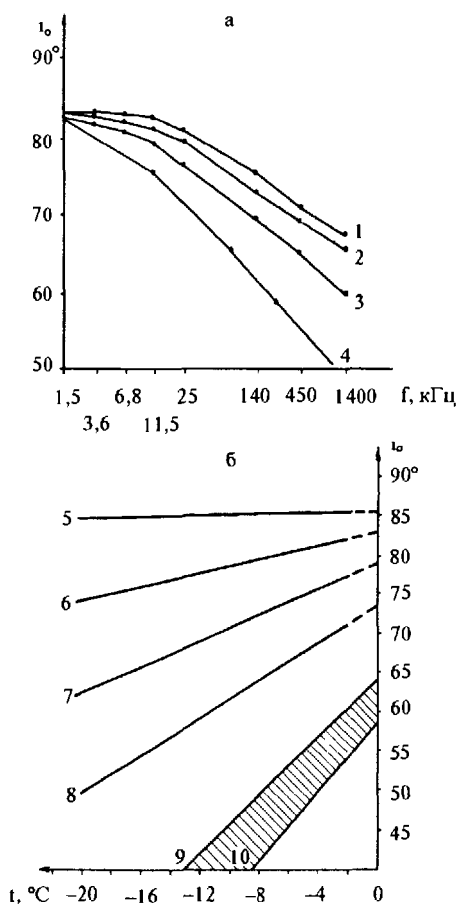


Рис. 163. Изменение главного угла падения от частоты (а) и температуры (б) для пресного мерзлого песка. 1, 2, 3, 4 – температуры $-2, -5, -9, -25^\circ\text{C}$; 5, 6, 7, 8 – частоты 1,5; 25; 140; 1400 кГц; 9, 10 – $10^2, 10^3$ МГц (экстраполяция)

падения таких волн от 90° будут сопровождаться резкими изменениями $R_{\text{Ер}}$, что может существенно исказить структуру суммарного поля E , представляющего собой суперпозицию падающей и отраженной волн, особенно вблизи поверхности. Это может создать дополнительные помехи в системах радионавигации, радиодальнометрии и т.п.

Сравнение зависимости модуля коэффициента $R_{\text{Ер}}$ электромагнитных волн на границе раздела воздуха с незасоленными и засоленными грунтами показывает:

1. С увеличением частоты волн модуль коэффициента отражения $R_{\text{Ер}}$ от сильно засоленных ($C=0,1 \div 1$ моль/л) мерзлых песков при $i > i_{\text{зв}}$ уменьшается гораздо слабее, чем в случае незасоленных. Практически он остается постоянным при реальных температурах мерзлых пород и имеет большие значения при любых углах падения, заметно уменьшаясь лишь с приближением i к i_0 .

2. Главный угол падения i_0 в засоленных грунтах больше при всех частотах и температурах эксперимента, чем в незасоленных, особенно при $i > i_{\text{зв}}$.

3. При $i < i_{\text{зв}}$ величины $R_{\text{Ер}}$ и i_0 и их частотно-температурные зависимости приближаются к характеристикам незасоленных грунтов.

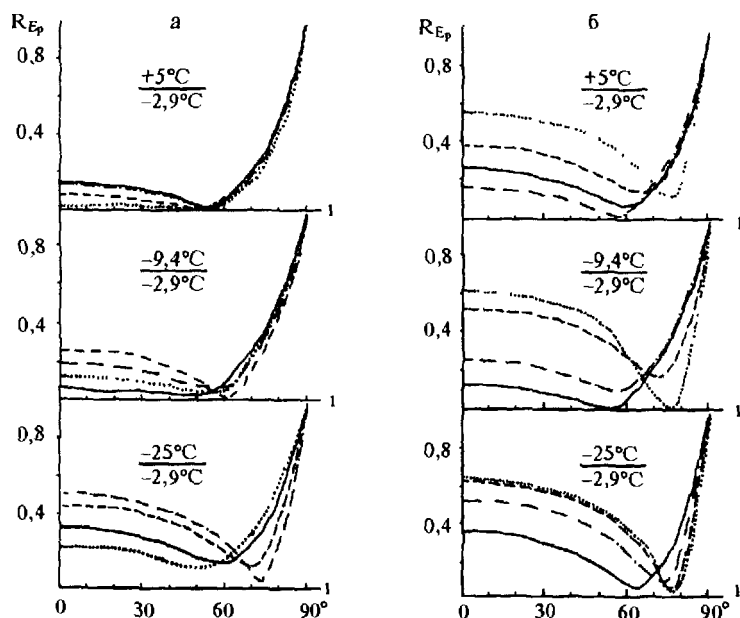


Рис. 164. Зависимость модуля коэффициента отражения от угла падения для двухслойных моделей а и б см. в тексте, остальные обозначения см. на рис. 162

б. Граница раздела: грунт—грунт.

Для получения параметров отражения электромагнитных волн в мерзлой слоистой среде, что особенно важно для электромагнитного частотного зондирования, подземной радиосвязи и т.п., были проведены расчеты модуля и аргумента R_{ep} для двухслойных моделей. На рис. 164 приведены примеры для двух моделей: а) верхний слой — незасоленный песок при разных температурах (сезонный слой летом и зимой), нижний слой — пресный мерзлый песок при фиксированной температуре $-2,9^{\circ}\text{C}$ (многолетняя мерзлота); б) верхний слой — тот же, а нижний слой — засоленный ($C \geq 0,1$ моль/л) мерзлый грунт при той же температуре, что в модели “а”.

Как видно из рисунка, параметры отражения от нижнего слоя в этих двух моделях сильно отличаются, что является хорошей физической основой для картирования засоленных мерзлых горизонтов методами электромагнитного зондирования. Различия в значениях R_{ep} и i_0 для двух моделей резко возрастают с повышением частоты. Если предположить, что данная тенденция сохраняется до частот $10^8 + 10^9$ Гц, то особо благоприятные перспективы при зондировании кровли мерзлых засоленных грунтов, залегающих на некоторой глубине под пресными, открываются перед радиолокационными методами. Следует отметить, что по сравнению со случаем границы раздела воздух—среда (рис. 162), в данной модели имеет место инверсионная зависимость R_{ep} и i_0 от частоты.

С понижением температуры верхнего слоя для модели несоленой мерзлоты (рис. 164,а) значения R_{ep} и i_0 несколько увеличиваются, оставаясь, однако, значительно меньшими, чем в случае границы воздух—мерзлый грунт при той же $t = -2,9^{\circ}\text{C}$ (см. верхнюю часть рис. 162,а). Зависимость i_0 от частоты становится иной. Особенно четко эта тенденция проявляется в случае отражающего мерзлого соленого грунта (рис. 164,б): главные углы падения i_0 в этом случае значительно больше на более высоких частотах, так же как и значения модуля R_{ep} (при $i < 65 + 70^{\circ}$). Однако при $i > 70^{\circ}$ R_{ep} становится больше на низких частотах, ввиду существенного возрастания i_0 с увеличением частоты. Кроме того, интервал углов падения, в пределах которого происходит изменение фазы отраженной волны, значительно шире, чем для модели на рис. 162,б.

Сравнение двухслойных моделей позволило выявить закономерности изменения $R_{\text{ep}}(i)$, существенно отличающиеся от таковых для границы раздела воздух—мерзлая порода, что необходимо учитывать при планировании и реализации зондирования мерзлых толщ электромагнитными методами. При зондировании верхней границы засоленной мерзлоты, залегающей под незасоленным мерзлым песком, более благоприятные условия имеют место для высокочастотных геофизических методов. Исходя из рис. 164,б, минимальные значения коэффициента отражения на высоких частотах будут при

углах падения волн $i \approx 70-80^\circ$. Эти углы будут оптимальными при попытках получения отражений волны E_p от нижней границы засоленного мерзлого слоя.

Знание коэффициентов отражения необходимо и при определении оптимальной частоты для радиозондирования границ раздела мерзлых грунтов. С учетом частотно-температурных зависимостей коэффициента отражения было получено [216], что при достаточно высоких проводимостях ($\sigma > 5 \cdot 10^{-3}$ Сим/м) хотя бы одной из граничащих сред и малых глубинах залегания границы раздела (меньше 10 м) значения оптимальных частот довольно хорошо описываются приближенными формулами типа (VI.13). Однако, например, для границы раздела пресных и засоленных песков даже при небольших отрицательных температурах ($-3 \div -5^\circ\text{C}$), величина оптимальной частоты электромагнитного зондирования для расстояний (глубин) более 100–200 м может на порядок и более превышать значения, получаемые по формулам (VI.13).

Таким образом, мерзлые грунты характеризуются значительной спецификой изменчивости параметров распространения электромагнитных волн, что необходимо учитывать при проектировании и эксплуатации систем радиосвязи, радионавигации и др., в особенности в арктических районах. Приведенные результаты также важны для разработки оптимальных методик и правильной интерпретации данных электромагнитных методов зондирования мерзлых толщ. В целом полученные расчетные данные об особенностях изменчивости параметров распространения радиоволн в мерзлых грунтах физически не противоречивы и в общих чертах соответствуют известным представлениям для других неидеальных сред [74, 231], что является косвенным подтверждением правильности установленных нами (п. III.3; III.4; III.7) закономерностей частотно-температурной дисперсии электрических свойств мерзлых сред.

При изучении возможностей метода РЛЗ для исследования криолитозоны [76] были выполнены специальные эксперименты по определению высокочастотных параметров распространения радиоволн в основных типах песчано-глинистых мерзлых грунтов Заполярья. Образцы с ненарушенной структурой были отобраны из скважин глубиной до 15 м на полуострове Ямал и вблизи г. Воркуты. К сожалению, конкретных данных о минеральном составе скелета, строении и суммарной влажности изучавшихся образцов мерзлых грунтов в указанной работе не приводится. Измерения осуществлялись в коаксиальных линиях на частотах $10 \div 120$ МГц с точностью определения скоростей и поглощения радиоволн $\pm 15\%$. Эти результаты представлены в обобщенном виде в табл. 17. Полученная величина скорости для подземного льда свидетельствует о заметном содержании в нем примесей солей. Расчеты глубинности (предельное ослабление принято ~ 120 дБ) и разрешающей способности на частоте 50 МГц привели авторов к следующим оценкам средних глубин возможного зондирования мерзлых грунтов (в метрах): песок, подземный лед от 3 до $40 \div 160$; торф — $2 \div 25$; глина —

1,5÷2,5. Из таблицы также следует, что в талом состоянии все исследовавшиеся грунты характеризуются весьма небольшими скоростями от 20 до 80 м/мкс. Если произвести оценку величин скоростей радиоволн по данным [207] о высокочастотной ϵ' мерзлых пресных грунтов, то для эолового песка разной льдистости: $v = 135 \div 150$ м/мкс при $t = -2 \div -20^\circ\text{C}$ и $v = 65 \div 90$ м/мкс при $t > 0^\circ\text{C}$, а для лессовидного грунта, соответственно: $95 \div 125$ м/мкс и $55 \div 80$ м/мкс, т.е. в целом несколько большие, чем в табл. 17. Согласно нашим данным (рис. 160), для частот $\sim 10^5 \div 10^6$ (т.е. за пределами области дисперсии ϵ'_3), скорости радиоволн в мерзлом пресном песке $v \approx 120$ м/мкс. Однако для сильно засоленных мерзлых песков на этих частотах при $t > 1$, $v \approx 30$ м/мкс. Отсюда следует, что заниженные значения скоростей, приведенные в [76], по крайней мере, частично обусловлены засоленностью мерзлых грунтов северных территорий Западной Сибири.

Таблица 17

Грунт	$t^\circ\text{C}$	v , м/мкс	α , дБ/м
Песок разной влажности и солености	>0	40–75	16–1,5
	-1,5	95	2,7
	-2,5--3,5	100	2–2,5
	-8,5--11,5	150	0,2–0,5
Торф	>0	40	6
	-6,5	110	1,2
Супесь	>0	25–35	8–9
	-0,6	70	7
	-2,8--7,6	93	5
	-9,4--25	125	2,5–1
Суглинок разной влажности и солености D_s до 0,22	0	40–80	16–3
	-1--5	80–100	4–2,5
	-7--20	100–125	4–1,5
Глина засоленная $D_s=0,3-0,5$	>0	20	30–13
	-1	60–70	7–5
	-3--8	65–90	9–4
	-22	100–110	4–3
Подземный лед	-26,5	160	0,1

В целом, все вышеприведенные данные о высокочастотных параметрах распространения радиоволн в мерзлых грунтах неплохо согласуются между собой, учитывая различия в минеральном составе, влажности, солености и строении изучавшихся образцов.

Итак, можно сделать вывод, что величины скоростей коэффици-

ентов преломления, отражения и затухания радиоволн в мерзлых грунтах таковы, что успешное применение РЛЗ для определения мощности мерзлых толщ гораздо более ограничено, чем в случае ледников. Однако при решении мерзлотных инженерно-геологических и других задач (исследования сравнительно небольших глубин) радиолокационный метод может оказаться вполне эффективным [2, 4, 27, 99, 195, 280 и др.].

VI.2. Закономерности распространения волн напряжений

Специфика мерзлых пород и их динамических свойств упругости (гл. I, II, IV) приводит к заключению, что параметры распространения волн напряжений должны быть функциями многих аргументов, характеризующих состав и состояние этих сред. Поэтому важно установить влияние основных факторов по возможности отдельно. К настоящему времени получено значительное количество экспериментальных данных, позволяющих выявить главные закономерности. Условия и параметры распространения упругих волн в криогенных породах изучены более детально, чем электромагнитных. Однако объем выполненных исследований по льдам, снегу и мерзлым породам распределяется неравномерно.

Льды различного состава. Наибольшее число работ посвящено изучению скоростей распространения упругих волн в пресных льдах, как на образцах (монокристаллы, поликристаллические образования), так и в массиве (ледники, покровы водоемов и т.п.). Большинство данных получены методами сейсморазведки на холодных ледниках Антарктиды, Гренландии и на горных (теплых) ледниках Альп, Алтая, Памира, Тянь-Шаня, Кавказа. Сведения об этих исследованиях по определению скоростей волн напряжений ультразвуковым и резонансным методами содержатся в обобщающих работах и обзорах [18, 69, 87, 108, 154, 235, 238–240, 254, 255, 272, 283 и др.]. Сопоставление полученных разными авторами данных о скоростях Р, S и R-волн показывает их заметное расхождение, причина которого, по-видимому, в различиях строения изучавшихся льдов, не всегда точно определяемой их пористости, и возможно, связана с наличием примесей во льдах. В большинстве работ не приводится данных о детальном строении и составе изучавшихся льдов. В целом для **поликристаллических пресных льдов** при разной пористости, температуре и методах измерений интервалы значений скоростей составляют: $v_p \approx 3000 \div 4000$ м/с, $v_s \approx 1400 \div 1950$ м/с. Наиболее часто встречающиеся значения для льдов холодных ледников: $v_p \approx 3700 \div 3950$ м/с и $v_s \approx 1800 \div 1950$ м/с; для “теплых” ледников: $v_p \approx 3600 \div 3800$ м/с, $v_s \approx 1700 \div 1800$ м/с, а для речных и озерных льдов $v_p \approx 3000 \div 3890$ м/с, $v_s \approx 1400 \div 1900$ м/с. Конечно, возрастание воздушной пористости и температуры льда снижает скорости распространения в нем волн механических напряжений.

Температурная зависимость скоростей во льду изучалась многими авторами, наиболее достоверными нам представляются данные Х.Конена [240], Б.Брокампа и Г.Робина [87], согласно которым температурные градиенты в холодном льду (возрастание скоростей с понижением температуры) составляют: $dv_p/dt \approx 2,1 \text{ м/с} \cdot ^\circ\text{C}$ и $dv_s/dt \approx 1,0 \text{ м/с} \cdot ^\circ\text{C}$. В интервале $(0 \div -3)^\circ\text{C}$ изменения скоростей должны быть значительно больше, но акустические свойства при этих температурах изучены недостаточно.

Специальные лабораторные эксперименты по оценке влияния на скорости волн размеров, ориентации кристаллов и газовых включений были выполнены Ю.Д.Зыковым и О.П.Червинской [69] ультразвуковым импульсным методом на искусственно приготавливаемых образцах поликристаллического льда. В результате получены зависимости v_p от размера зерен поликристаллического льда и содержания пузырьков. Так, например, при изменении среднего сечения зерен от 1 до 500 мм^2 скорость v_p (при $t = -1,5^\circ\text{C}$) нелинейно возрастала от 3600 до 3800 м/с, т.е. примерно на 5,5%, аналогичное возрастание было получено и при -10°C ($3750 \div 3930 \text{ м/с}$). Кроме того, на образцах с примерно одинаковым размером зерен ($\sim 250 \text{ мм}^2$), но с разной концентрацией воздушных пузырьков, было показано закономерное уменьшение значений v_p при возрастании пористости льда от 0,5 до 6%. Для образцов структурированных льдов (с преимущественным направлением вытянутости кристаллов) была получена температурная зависимость коэффициента анизотропии, который в интервале $t = (0 \div -10)^\circ\text{C}$, изменялся примерно на 3÷4%. Сами величины скоростной анизотропии ($\sim 5\%$) согласуются с предшествующими исследованиями [см. 87].

Снег и фирн. Изучение акустических свойств снега и фирна проводилось в основном в Антарктиде и Гренландии при изучении ледников, а также в некоторых других районах. Многие из этих исследований были как бы попутными и чаще всего сводились к решению задачи о зависимости акустических свойств снега от глубины, т.е. от его уплотнения и перехода в фирн, а затем в ледниковый лед. Поэтому обычно исследования начинали с уже уплотненного поверхностного слоя снега $\rho \approx 0,35 \div 0,4 \text{ Мг/м}^3$. Многие авторы (Г.Робин, У.Накайя, Т.Ли, Т.Ямада, В.В.Богородский, Х.Конен, Ч.Бентли, Н.Беннет, В.А.Чернигов, Ю.Ф.Дурынин, Н.Маено и др.) получили экспериментальные данные о скоростях упругих волн в различных интервалах плотностей, которые приведены в работах [18, 28, 87, 120, 237, 254, 272 и др.]. Исследованиям акустических свойств рыхлого снега посвящены лишь отдельные работы, так как экспериментальные измерения распространения волн напряжений в нем связаны с методическими трудностями.

В процессе уплотнения и диагенеза сухого снега происходят структурно-текстурные преобразования среды, которые и обуславливают изменения его характеристик упругости, внутреннего трения, прочности [28, 205, 237 и др.]. Непосредственное экспе-

риментальное изучение этих преобразований весьма трудоемко, поэтому результаты акустических исследований представляют несомненный интерес и для уточнения существующих концепций о характере перестройки структуры снега в процессе уплотнения. Мы провели детальный анализ имеющихся экспериментальных данных с целью их обобщения и выявления закономерностей изменения акустических характеристик снежно-ледяных образований во всем интервале их плотностей от рыхлого снега ($\rho \approx 50 \text{ кг/м}^3$) до массивного плотного льда ($\rho = 917 \text{ кг/м}^3$). В качестве базы данных для анализа были взяты результаты, полученные сейсмическим и ультразвуковым методами по Антарктиде и Гренландии [198, 238, 239 и др.] и наши частично опубликованные [120] данные по Аппатитам (Кольский п-ов). Сопоставление показало, что в области перекрытия исследованных интервалов плотности (рис. 165) имеется хорошее согласование результатов разных авторов. Дальнейший анализ осредненных данных для скоростей v_p и v_s (см. табл. 18) и их зависимостей от ρ , ρ и K_p , а также первых и вторых производных показал:

- невозможность аппроксимации их с близкой величиной погрешности во всем диапазоне плотностей одной гладкой функцией, в том числе и полиномом вплоть до пятой степени;

- наличие ряда дискретных интервалов плотностей (рис. 166), в пределах которых возможна аппроксимация универсальными гладкими функциями (см. п. IV.2);

- целесообразность применения в качестве компаративного параметра не плотности (или пористости), а коэффициента пористости

среды $K_p = \frac{\rho_l - \rho_c}{\rho_c}$ (где $\rho_l = 917 \text{ кг/м}^3$, а ρ_c – плотность любого снеж-

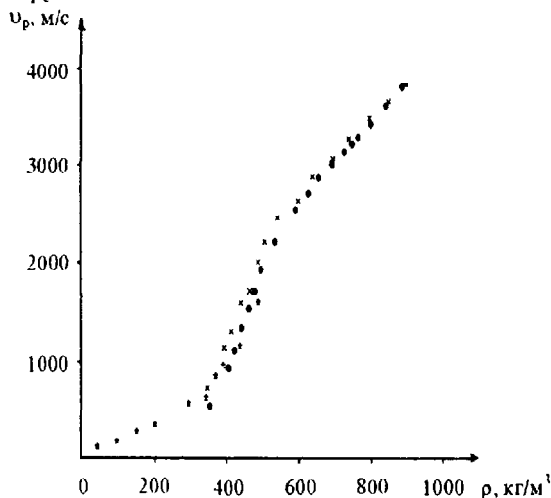


Рис. 165. Скорости упругих волн в снежно-ледяных образованиях различной плотности, по данным: • – [238, 239]; x – [198], o – [120]

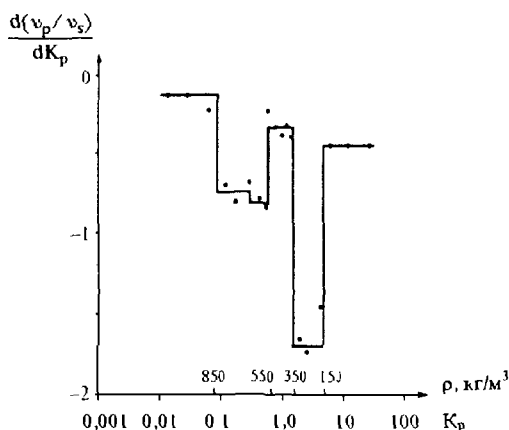


Рис. 166 Пример первой производной $\frac{d(v_p/v_s)}{dK_p}$ как функции K_p

но-ледяного образования), который сильнее связан со структурой зернистой среды.

В итоге было получено оптимально унифицированное представление экспериментальных данных, которое позволило впервые непротиворечиво дать описание закономерностей изменения скоростей

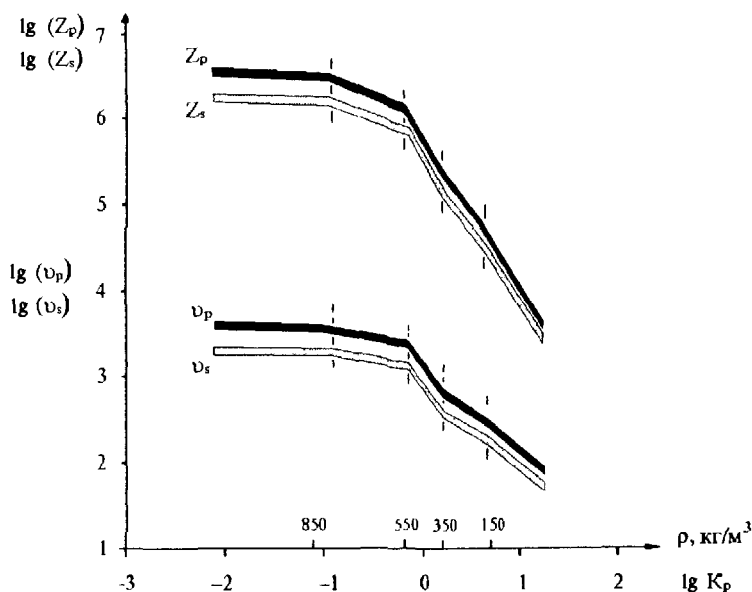


Рис. 167. Скорости волн механических напряжений и удельные акустические сопротивления для снежно-ледяных образований в зависимости от K_p

ρ , кг/м ³	Пористость, p	K_p	v_p , м/с	v_s , м/с	E , МПа
50	0,94	17,0	85	60	0,4
100	0,89	8,1	170	115	2,9
150	0,84	5,25	260	170	9,8
200	0,78	3,55	350	220	23,0
250	0,72	2,64	430	260	41,0
300	0,67	2,03	510	280	60
350	0,62	1,63	590	340	100
400	0,56	1,27	980	560	315
450	0,51	1,04	1390	800	725
500	0,455	0,83	1820	1030	1340
550	0,40	0,66	2250	1250	2180
600	0,345	0,53	2510	1400	3010
650	0,29	0,41	2760	1520	3850
700	0,24	0,31	3000	1630	4800
750	0,18	0,22	3190	1700	5640
800	0,13	0,14	3380	1780	6650
850	0,07	0,075	3530	1820	7440
900	0,018	0,016	3830	1920	8900
910	0,007	0,007	3890	1940	9200
917	0,000	0,000	3950	1950	9400

v_p , v_s и акустических сопротивлений Z_p и Z_s (так же, как и всех модулей упругости – п. IV.2) сухих снежно-ледяных образований в полном интервале их плотностей (рис. 167, 168). Приведенные на этих рисунках и в табл. 18 данные дают систематизированные представления о характере изменения акустических и упругих свойств, типичном для любых сухих снежно-ледяных образований. В частности, полученная зависимость скорости v_p от пористости льда в интервале плотностей 850÷917 кг/м³ (пористость $p = 0,07 \div 0$; $K_p = 0,075 \div 0$) полностью совпадает с вышеотмеченными экспериментальными результатами [69] для пузырьчатого льда. Конечно, ввиду значительного варьирования структурных композиций (особенно в рыхлом снеге) при одной и той же плотности зернистой среды, свойства снега в конкретных условиях могут отклоняться от приведенных. Кроме того по акустическим свойствам свежеснежавшего рыхлого снега с плотностями $\rho_s < 300$ кг/м³ пока мало данных и в дальнейшем возможны уточнения, например, первых двух граничных плотностей. Реальная снежно-фирновая толща представляет собой слоистую анизотропную среду, коэффициент анизотропии (отношение скоростей

Таблица 18

К, МПа	ν	μ , МПа	λ , МПа	$\rho v_p \cdot 10^{-3}$, кг/м ² с	$\rho v_s \cdot 10^{-3}$, кг/м ² с	v_p/v_s
0,13	0,02	0,18	0,01	4,3	3,0	1,43
1,13	0,08	1,32	0,25	7,0	11,5	1,48
4,36	0,13	4,34	1,5	39,0	26	1,53
11,6	0,175	9,7	5,1	77,0	44	1,59
24,0	0,21	17	12,2	110	65	1,65
38	0,24	24	22	153	84	1,71
66	0,25	40	40	210	120	1,73
210	0,25	125	130	390	225	1,74
500	0,267	288	305	625	360	1,75
950	0,27	530	600	910	515	1,77
1545	0,27	860	970	1240	690	1,77
2215	0,27	1180	1430	1510	840	1,79
2920	0,28	1500	1920	1790	990	1,81
3790	0,29	1860	2580	2100	1140	1,84
4700	0,3	2170	3150	2390	1280	1,87
5780	0,31	2540	4090	2700	1420	1,9
6850	0,32	2820	4980	3000	1550	1,94
8700	0,33	3350	6430	3450	1730	1,99
9300	0,34	3430	7060	3540	1770	2,01
9700	0,345	3500	7280	3620	1800	2,02

вдоль и поперек слоев) которой может достигать 1,5 особенно в слабо уплотненном снегу. Установлено [120, 298], что в свежевыпавшем снегу скорости Р и S-волн в вертикальном направлении меньше, чем в горизонтальном, а в крупнозернистом перекристаллизовавшемся снеге формирующейся глубинной изморози наоборот. Это обусловлено своеобразием их строения: зерна свежего снега имеют значительно большие размеры в горизонтальном направлении, а в слоях глубинной изморози возникают вертикальные цепочки зерен, слабо соединенные по горизонтали. После завершения стадии перекристаллизации до сыпучего состояния слой глубинной изморози становится акустически изотропным, что является диагностическим признаком возможного соскальзывания снежной массы на склоне по этому слою. Эти и другие подобные особенности требуют дальнейших уточнений, но в главных чертах развитый нами подход и приведенные результаты хорошо согласуются с уже имеющимися в настоящее время экспериментальными данными.

Поглощение упругих волн изучено во льдах значительно меньше, чем скорости распространения. Обобщение данных сейсморазведки рефрагированных и отраженных волн в Антарктиде и Гренландии [87] свидетельствует, что в холодных ледниках логарифмический

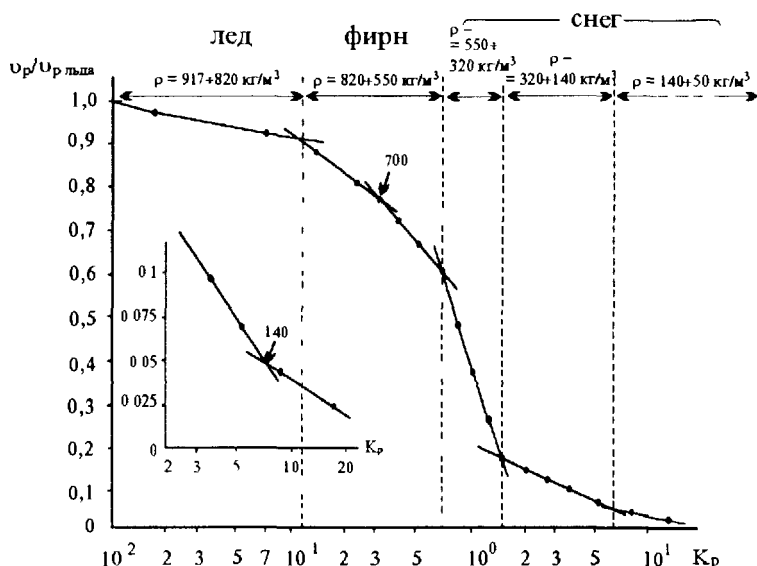


Рис 168 Зависимость нормированной скорости продольных волн от коэффициента пористости сухих снежно-ледяных образований

декремент ($\alpha \cdot \lambda$) для продольных волн варьирует от 0,03 до 0,001, в то время как в теплых ледниках он $\sim 0,15$. Для озерного льда приводятся [18] величины затухания ~ 20 дБ/м на частоте 400 кГц. Для снега, в зависимости от его вида, эффективный коэффициент затухания α_z (м^{-1}) на частоте 100 кГц изменяется [120] от $200 \div 300$ – для свежевыпавшего до $5 \div 15$ – для уплотненного снега (ветровая доска). Затухание поперечных волн в ледяных образованиях существенно больше, чем продольных и релеевских. Значения α_z оказались тесно связаны с искажением формы импульса, т.е. с преобладающим периодом регистрируемого сигнала T и его частотным спектром при изучении распространения импульсов ультразвука через образцы снега разной зернистости (степени диагенеза). Так, например, [120] при исходной частоте в максимуме изучаемого импульса $f = 100$ кГц ($T = 10$ мкс), что подтверждено измерениями в дистиллированной воде, для образцов снега при той же базе между излучателем и приемником (50 мм) было получено: мелкозернистый – 80 кГц, среднезернистый – 50 кГц, свежевыпавший пушистый – 10 кГц и крупнозернистая глубинная изморозь – 7–8 кГц при соответствующем возрастании α_z от 10 до $200\text{--}300$ м^{-1} . При этом средний размер зерна снега – d (мм) оказался связан с преобладающим периодом регистрируемого сигнала T (мкс) следующим соотношением: $d \approx \frac{\lg T - 1,052}{0,615}$.

Морской и соленый лед. В зависимости от солевого состава раствора имеет место закономерное изменение его фазового состава

(с уменьшением температуры ниже начала замерзания), характеризуемое фазовой диаграммой. Для многокомпонентных растворов (например, морская вода) эта диаграмма содержит ряд изломов при температурах выпадения кристаллогидратов соответствующих солей. В пределах реальных температур $0 \div -20^\circ\text{C}$ возможно выпадение $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ при $t = -3^\circ\text{C}$ и $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ при $t = -8,2^\circ\text{C}$, причем заметное влияние на ПККС и механические свойства морских льдов может оказать лишь последняя. Поэтому часто морской лед характеризуется большей жесткостью ПККС, чем соленый (NaCl), а следовательно, и большими значениями скоростей и модулей упругости. При температурах ниже -22°C будет происходить еще и выпадение кристаллогидратов $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, повышающее жесткость ПККС.

Экспериментальные определения сейсмоакустическими методами скоростей упругих волн в морских покровных льдах различного возраста и температуры показали, что при уменьшении солёности и понижении температуры морского льда скорости упругих волн возрастают, что, по-видимому, связано как с изменением их фазового состава, так и с формированием более монолитной ПККС за счет укрепления межкристаллитных зон при выпадении из раствора кристаллогидратов солей. Б.А.Савельев [121, 122] и Дж.Браун [237] установили, что определяющим интегральным фактором, обуславливающим изменение акустических характеристик, прочности и упругости морского льда, является содержание рассола. Солёность и температура льда из раствора определенного солевого состава практически однозначно определяют содержание жидкой фазы (незамерзшего рассола) и твердого осадка солей, т.е. степень дефектности ПККС льда. Согласно данным А.Крери, М.Ланглебена и Е.Паундера, Е.М.Линькова, М.И.Серикова, В.В.Богородского, Х.Конена, Дж. Брауна, В.Уикса, Ю.Д.Зыкова и других [см., например, 69, 83, 121, 237, 297 и др.], скорости упругих волн в морских льдах различного возраста и содержания рассола изменяются в пределах: $v_p \approx 2 \div 3,8$ км/с, $v_s \approx 1,0 \div 1,9$ км/с. Верхние пределы соответствуют многолетним морским льдам, практически не содержащим рассола за счет его вытекания. В соответствии с особенностями строения морских льдов и возрастанием содержания жидкой фазы в ледяном покрове с приближением к границе раздела с водой (см. п. 1.6) для распространения волн напряжений в вертикальном направлении ледяные поля представляют собой градиентные среды с изменением, например, v_p от $\sim 1,9$ км/с в поверхностной части до $\sim 1,6$ км/с вблизи границы с водой. Однако закономерности скоростной и других геофизических характеристик морских и соленых льдов изучены недостаточно. М.Ланглебен и Е.Паундер провели эксперименты на образцах, отобранных из ледяных полей у берегов Гренландии, по определению характеристик упругости при содержании рассола от 1 до 7%. Специальные лабораторные исследования с применением ультразвукового метода

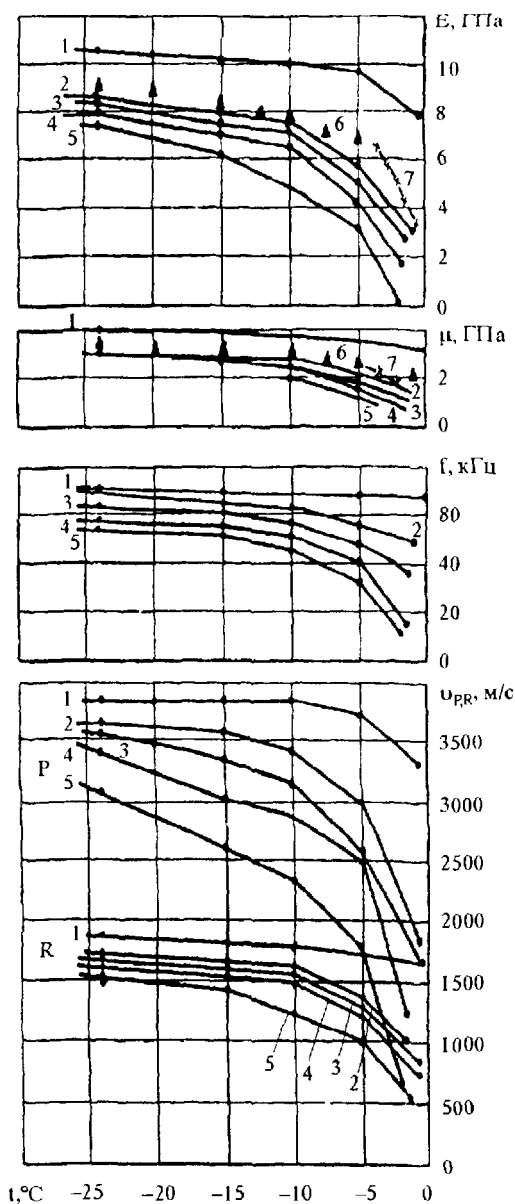


Рис. 169. Температурная зависимость акустических характеристик и модулей упругости E и μ льдов различного состава: 1 – пресный лед; 2–5 – лед (из раствора NaCl) соленостью 4; 5,5; 9; 11,5‰, соответственно; 6 – паковый лед (по данным В.В.Богородского); 7 – однолетний лед (по данным Е.М.Линькова); f – частота регистрируемой волны R

по изучению влияния содержания жидкой фазы на скорости волн напряжений были выполнены нами [127, 128] на искусственно приготовленных образцах льда из морской воды (28%) и растворов NaCl различной концентрации. Результаты этих экспериментов свидетельствуют о характерном изменении скоростей v_p и v_R (или v_s) этих льдов в интервале содержания жидкой фазы от 2 до 20%.

На рис. 169 приведены температурные зависимости скоростей и модулей упругости льдов из растворов NaCl. Как видно из рисунка, при значительном содержании жидкой фазы (большая соленость, высокая температура) скорости распространения волн напряжений, а также другие характеристики упругости соленых льдов резко уменьшаются. Заметно уменьшается и регистрируемая частота сигнала по сравнению с пресным льдом. Интересно отметить, что паковому льду (рис. 169) соответствуют характеристики упругости льда из раствора NaCl с соленостью $S_{\text{л}} \approx 2\%$, т.е. жесткость их ПКС практически одинакова. Однако при большей солености льда такого соответствия может и не быть.

Затухание упругих волн в соленых и морских льдах также определяется в основном содержанием жидкой фазы, что следует из полученного (рис. 169) закономерного уменьшения частоты регистрируемого сигнала. Непосредственных определений коэффициента затухания — α очень мало, а по данным ряда теоретических оценок и отдельных экспериментов α волн напряжений в морском льду существенно зависит от частоты. Так, на частотах до $10 \div 20$ кГц α находится в пределах $10^{-2} \div 1,0$ дБ/м. На частотах 200 кГц и более α достигает $50 \div 100$ дБ/м с резким максимумом в интервале $150 \div 200$ кГц. Сильное увеличение затухания связано с возрастанием рассеяния энергии упругих колебаний на длинах волн, близких к размерам кристаллов, т.е. порядка единиц и долей сантиметра.

Мерзлые породы. В 40–50 гг. применение сейсморазведки в арктических районах СССР (В.Ф.Бончковский, Ю.В.Ризниченко, И.И.Гурвич, Р.М.Деминицкая и др.), а также на Аляске и в Гренландии (Г.Тейлор, Е.Шифард, Д.Барнес и др.) позволило получить первые данные о скоростях сейсмических волн [см. 114, 115, 125, 274 и др.], согласно которым величины v_p составили в мерзлых: крупнообломочных грунтах $\sim 4 \div 4,7$ км/с, песках $\sim 2,6 \div 3,5$ км/с, глинистых грунтах $\sim 2 \div 2,7$ км/с, песчаниках $\sim 3,3 \div 5$ км/с, доломитах $\sim 5,7 \div 5,9$ км/с. Отдельные сопоставления (их было мало) со скоростями в талых породах свидетельствовали о возрастании v_p в мерзлом состоянии в 1,5–2 раза. В последующие годы продолжалось накопление сейсморазведочных данных об особенностях скоростей в мерзлых породах, однако для установления базовых закономерностей были необходимы лабораторные эксперименты на образцах известного состава в широком интервале температур, влажности и др. Закономерности распространения упругих волн в мерзлых породах в зависимости от различных факторов удалось установить в

результате исследований как на образцах пород ненарушенного строения и состава, так и на специально изготавливаемых моделях определенного состава и криогенного строения.

Зависимость от температуры. При понижении температуры у всех мерзлых пород наблюдается характерное возрастание скоростей v_p в интервале, в котором производилось большинство лабораторных экспериментов (от 0°C до -30°C). Для мерзлых пород различного состава интенсивность роста скорости, ее абсолютные, а также асимптотические значения оказываются разными для одного и того же интервала температуры.

Главные особенности температурной зависимости скорости упругих волн в мерзлых породах установлены в результате наших экспериментов [149, 150] при исследованиях ультразвуковым методом

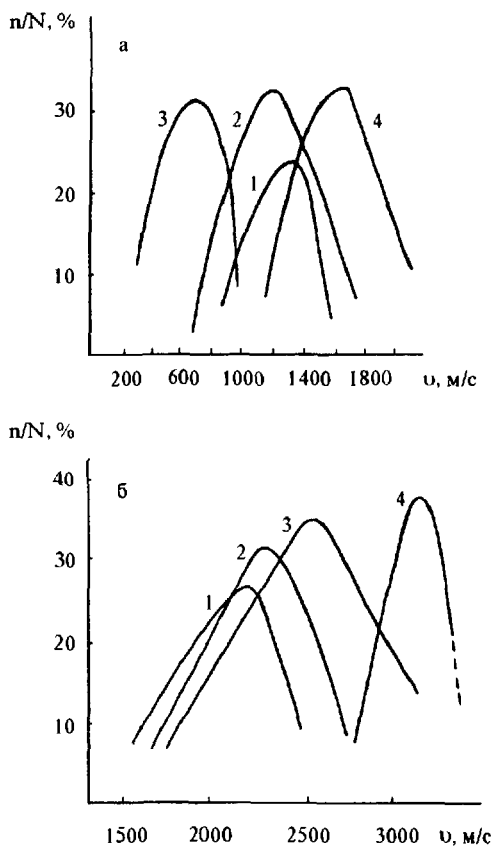


Рис. 170. Вариационные кривые скорости распространения продольных упругих волн для пород Яковлевского месторождения КМА: а - в талом состоянии; б - при $t \approx -10^\circ\text{C}$: 1 - глины Бат-Байосса; 2 - переслаивание глин и песков, 3 - келловейские пески, 4 - песчаники

образцов керна горных пород ненарушенного строения с естественной влажностью, отобранных из скважин Яковлевского месторождения КМА. Было изучено более 250 образцов, большую часть которых (116 образцов) составляли глины Бат-Байосса, весьма неоднородные по гранулометрическому и минеральному составу: ~60% фракций этих глин были с $d < 0,005$ мм, а в остальной части содержание крупнозернистых фракций с $d = 1 \div 0,05$ мм изменялось в широких пределах и достигало иногда 40%. Кроме того, было исследовано много образцов келловейского глинистого песка (супеси), тонкого переслаивания глин и песков, глинистых песчаников, ряд образцов мергеля и мела, а также кварцевого песка с искусственным увлажнением.

Статистическая обработка результатов измерения скоростей показала, что распределение их значений при фиксированных температурах близко к нормальному (рис. 170). Среднеквадратичная ошибка определения средней скорости v_p оказалась порядка $20 \div 30$ м/с, т.е. $1 \div 2\%$. Результаты этих экспериментов представлены в табл. 19 и на рис. 171, на котором приведены также данные, полученные на моделях влагонасыщенного отмытого кварцевого песка (фракция с $d = 0,1 \div 0,5$ мм) и галечника.

Нами были выделены 4 следующих основных критерия, по которым можно четко охарактеризовать температурную зависимость v_p .

1. *Резкое возрастание (скачок) v_p при переходе породы в мерзлое состояние, обусловленное замерзанием части поровой влаги и возникновением ПКС как основного признака мерзлой породы.* Наибольший скачок скорости наблюдается у крупнодисперсных пород — песков и галечников, так как при переходе через 0°C в них замерзает большая часть влаги. У келловейского песка, содержащего глинистые фракции, этот скачок составляет ~250%, в то время как у чистых кварцевых песков и галечников он примерно вдвое больше. У глин и глинистых пород скачок v_p наименьший — около $15 \div 50\%$, в связи с тем, что значительная часть их поровой влаги приходится на воду в разных энергетических состояниях, которая замерзает в широком интервале отрицательных температур.

2. *Интенсивность роста v_p в мерзлой породе при понижении ее температуры:* $\gamma = \frac{\Delta v_p}{\Delta t}$ м/с·°C. Величина γ четко отражает характер замерзания воды в породе в зависимости от ее состояния (т.е. от влажности и степени дисперсности породы и т.п.). Для галечника γ принимает следующие значения: 550 м/с·°C при $t = 0 \div -1^\circ\text{C}$; 60 м/с·°C, $t = -(1 \div 2)^\circ\text{C}$; 4 м/с·°C, $t = -(2 \div 5)^\circ\text{C}$; 1 м/с·°C, $t = -(5 \div 10)^\circ\text{C}$. Для чистого кварцевого песка в тех же интервалах температур γ соответственно равна: 500 м/с·°C; 470 м/с·°C; 35 м/с·°C; 4 м/с·°C. Значения γ у келловейского песка: 180 м/с·°C при $t = 0 \div -2^\circ\text{C}$; 47 м/с·°C $t = -(2 \div 5)^\circ\text{C}$,

20 м/с·°С, $t = -(5 \div 10)^\circ\text{C}$; 6 м/с·°С, $t = -(10 \div 20)^\circ\text{C}$. Для глин Бат-Байосса в тех же интервалах температур значения ν существенно иные: 85 м/с·°С; 100 м/с·°С; 46 м/с·°С; 15 м/с·°С. Это хорошо соответствует известному характеру замерзания воды в песчано-глинистых породах (см. п. 1.5).

3. Абсолютные значения ν_p в мерзлом состоянии: наименьшие у глинистых пород; наибольшие – у грубозернистых песчано-галечниковых, плотных малопористых (мел, мергель), а также у скальных кристаллических пород.

4. Величина отношения максимальных средних значений ν_p – при низких отрицательных температурах к минимальным – в талом состоянии. В диапазоне исследованных температур эта величина для влагонасыщенных грубодисперсных пород достигает 3,5÷5,5, а для глинистых и малопористых плотных пород ~1,1÷2.

Конечно, абсолютные значения ν_p могут существенно варьировать в зависимости от влажности породы и криогенной текстуры.

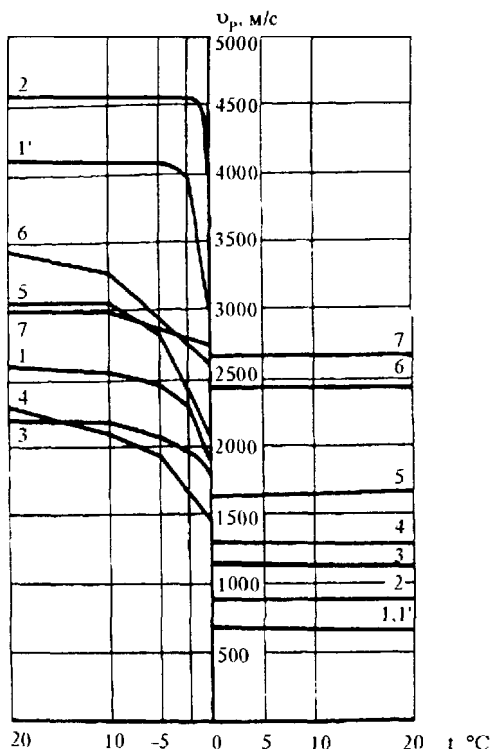


Рис. 171. Температурная зависимость средних значений скорости ν_p различных мерзлых пород (естественная влажность 10÷15%): 1 – песок глинистый, 1' – отмытый кварцевый песок ($W_c = 19\%$), 2 – галечник ($W_c = 15\%$), 3 – переслаивание глины и песка, 4 – глина, 5 – песчаник, 6 – мергель, 7 – мел

Основными факторами, влияющими на температурную зависимость скоростей волн напряжений в мерзлых породах, являются: состав минеральной матрицы ПКС (литология), строение и состав ледяной матрицы (включая различные виды криотекстур), состояние и состав межзерновых граничных зон. Соотношение этих факторов может привести к одинаковым значениям v_p для мерзлых пород разной литологии при фиксированной температуре, что, например, хорошо видно из табл. 19. Однако по средним (наиболее вероятным) значениям v_p породы достаточно четко различаются, а температурная зависимость v_p полностью согласуется с соответствующей зависимостью возрастания содержания льда (уменьшения жидкой фазы) в поровом пространстве грунта (см. п. 1.4) для каждого состава минеральной матрицы. При определенной криотекстуре (в наших исследованиях массивной) установленные основные закономерности температурной зависимости v_p аналогичны как для моделей мерзлых песчано-глинистых пород, так и для пород естественного сложения и влажности. Все вышеотмеченное подтверждено результатами многочисленных последующих лабораторных и полевых исследований, выполненных в России, США, Канаде и других странах [1, 12, 13, 32, 49, 55, 63, 69, 105, 153, 177, 225, 235, 244, 262, 274, 275, 280, 283, 287, 290 и др.].

Поскольку скорости распространения волн напряжений являются функциями модулей упругости мерзлой породы, то рассмотренные

Таблица 19

Породы (количество образцов)	Температура, °C						
	-20	-10	-5	-2	-0	+2	+20
Глина (116)	1940–2900	1510–2430	1350–2340	1075–2180	1000–1905	857–1535	857–1440
	2320	2170	1940	1650	1480	1310	1340
Переслаивание глины и песка (56)	2020–3750	1600–2750	1560–2730	1304–2720	1250–2220	770–1650	700–1600
	2270	2220	2100	1920	1820	1150	1160
Глинистый песок (45)	2210–3140	1670–3140	1500–3090	1330–2930	1000–2390	480–1000	360–920
	2620	2560	2460	2320	1960	700	710
Песчаники (19)	2757–3400	2750–3270	1650–3220	1280–3060	1260–2580	1240–2100	1090–1909
	3170	3100	2810	2380	2060	1620	1630
Для различных температур приведены интервалы и средние значения v_p .							

характерные особенности температурной зависимости v_p имеют место и для скоростей других типов волн, например, v_s и v_R . Надо лишь иметь в виду, что поскольку температурная зависимость модуля сдвига μ мерзлых пород выражена слабее, чем E и K (см. п. IV.3), то соответственно для $v_s(t)$ и $v_R(t)$ она будет не столь сильная по сравнению с $v_p(t)$.

В случае засоленных мерзлых грунтов, т.е. когда исходная концентрация порового раствора $C > C_{кр}$ (п. I.5), температурная зависимость скоростей распространения волн напряжений должна остаться в общих чертах той же, но изменятся величина скачка при переходе в мерзлое состояние и кинетика промерзания грунта при понижении температуры. Отличия должны быть обусловлены ионным составом и исходной концентрацией насыщающего порового раствора, т.е. шириной температурного интервала фазовых преобразований Δt , между $t_{н.з.}$ и $t_{к.з.}$, спецификой формирования, эволюции ПККС и модулей упругости этих грунтов (п. IV.4).

Выполненные в последнее время специальные лабораторные эксперименты с грубодисперсными (ВНИИГ) и глинистыми (ПНИИС) засоленными мерзлыми грунтами [32, 33, 70, 71, 175, 218] подтвердили предварительные соображения. Рассмотрим основные результаты этих экспериментов. Так, возрастание исходной концентрации насыщающего порового раствора $NaCl$ при $C > C_{кр}$, например, в глине (рис. 172), приводит: к понижению $t_{н.з.}$; уменьшению значений v_p и v_s в мерзлом состоянии на каждой из фиксированных температур; уменьшению скачка скоростей при переходе в мерзлое состояние; изменению кинетики промерзания, т.е. более растянутому температурному интервалу фазовых преобразований. Отметим, что наибольшие изменения температурной зависимости скоростей за счет повышения концентрации порового раствора при хлоридном засолении характерны для мерзлых грубодисперсных грунтов, а наименьшие — для глин. Так, при хлоридном ($NaCl$) засолении изменение C от 1 до 20÷60 г/л в песчано-гравийно-галечных грунтах приводит к значительному уменьшению даже средних значений скоростей волн напряжений и модулей упругости [33]:

$t, ^\circ C$	$v_p, \text{ км/с}$	$v_s, \text{ км/с}$	$E, \text{ ГПа}$	ν
-5÷-10	3,5-2,1	2,14-1,21	24-8	0,2-0,26
-1÷-4	2,9-2,0	1,72-1,11	15-6	0,23-0,28

Из этих данных следует, что, во-первых, по сравнению с пресными мерзлыми грунтами этого состава для данных интервалов температур ($v_p \approx 4,9$ и $4,0$ км/с, $v_s \approx 2,4$ и $1,7$ км/с, $E \approx 47$ и 26 ГПа) переход в засоленное состояние ($C_{кр} \approx 0,5$ г/л) резко уменьшает значения характеристик упругости. Во-вторых, при-

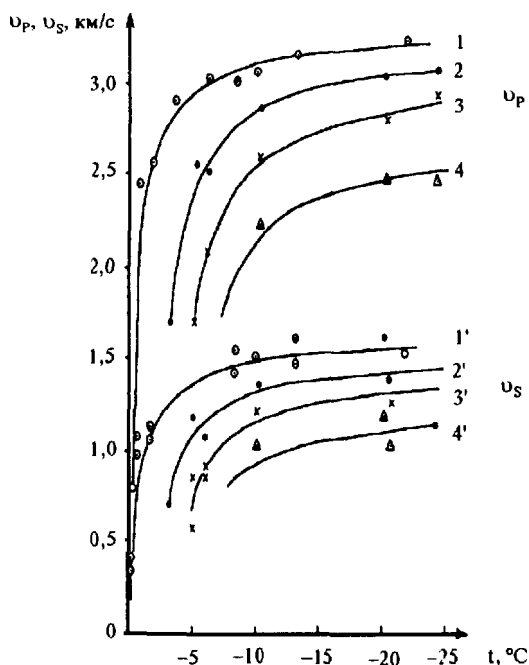


Рис 172. Зависимость скоростей v_p и v_s от температуры для глины с $J_p = 17,8$; влажность — 50%, при фиксированных значениях концентрации порового раствора: кривые 1–4 $C = 3,4; 17,5; 29,0; 45,7$ г/л

ближение величин C к 0,5–1 моль/л (58 г/л) практически нивелирует температурную зависимость характеристик упругости этих грунтов в интервале $-(2 \div 10)^\circ\text{C}$.

Влияние состава порового раствора в значительной мере определяется $t_{\text{ж}}$ соответствующих солей. Это иллюстрируется рис. 173, из которого ясно видно, что в интервале температур $0 \div -20^\circ\text{C}$ при хлоридном (морской тип) засолении с разными катионами температурная зависимость v_p (рис. 173а, кривые 3–5) одинакова. В случае карбонатно-сульфатного (континентальный тип) засоления некоторое различие в зависимости $v_p(t)$ от вида соли появляется при $t < t_{\text{ж}}$ (рис. 173, а, 1, 2). Возможно, что при температурах ниже $t_{\text{ж}}$ для растворов хлоридов подобная зависимость тоже будет иметь место, но экспериментальных данных об этом пока нет. Кстати, значения v_p и температурная зависимость при карбонатно-сульфатном засолении близки к пресному мерзлому грунту. Разница в кинетике промерзания при хлоридном и сульфатном засолении хорошо видна из рис. 173, б. В первом случае температурный градиент изменения v_p в интервалах температур: $-(1 \div 5)^\circ\text{C}$, $-(5 \div 10)^\circ\text{C}$ примерно одинаков (причем во втором интервале он $\sim$ на 30% больше)

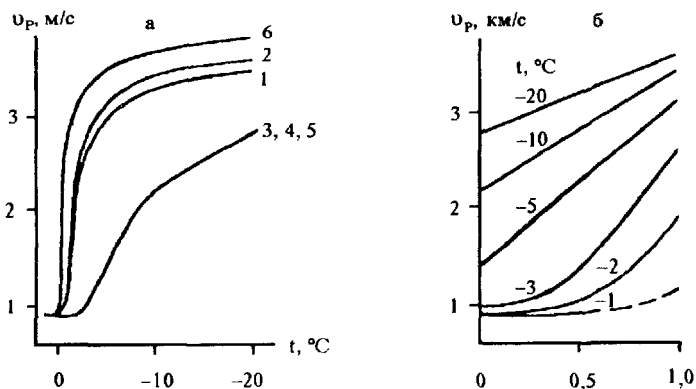


Рис. 173. Влияние состава порового раствора на v_p в мерзлых суглинках. а – температурная зависимость: 1 – NaHCO_3 , 2 – Na_2SO_4 ; 3 – MgCl_2 ; 4 – NaCl ; 5 – морская вода, б – пресная вода; б – зависимость от содержания Na_2SO_4 (в относительных единицах) в насыщающем растворе смеси солей $\text{NaCl} + \text{Na}_2\text{SO}_4$; $C = 30 \text{ г/л}$

и уменьшается почти в 2 раза лишь при $t = -(10 \div 20)^\circ\text{C}$. При сульфатном засолении заметное уменьшение градиента имеет место уже в интервале $t = -(3 \div 5)^\circ\text{C}$, которое продолжается при дальнейшем понижении температуры. При равном содержании в растворе солей NaCl и Na_2SO_4 наблюдается смешанный тип кинетики промерзания грунта с наибольшим градиентом v_p в интервале $-3 \div -5^\circ\text{C}$. Содержание сульфата $20 \div 25\%$ в хлоридном поровом растворе мерзлого суглинка слабо влияет на v_p и кинетику промерзания (левая часть рис. 173, б), т.е. такой грунт может быть отнесен к морскому типу засоления. К континентальному типу засоления относится грунт, в карбонатно-сульфатном поровом растворе которого содержится лишь до $10 \div 15\%$ солей хлоридов (правая часть рис. 173, б). Смешанный тип засоления мерзлых глинистых грунтов, согласно этим экспериментальным данным, соответствует содержанию в исходном поровом растворе хлоридов от ~ 70 до 30% , при котором засоленный мерзлый грунт имеет промежуточные характеристики кинетики промерзания, упругости и других механических свойств. Рассмотренное – лишь первые объективные вехи для понимания специфики формирования и эволюции ПККС, а следовательно, и механических свойств мерзлых засоленных песчано-глинистых грунтов.

Температурная зависимость скоростей упругих волн в скальных и полускальных породах определяется их пористостью (трещиноватостью) и начальной влажностью (рис. 174) при сохранении общих особенностей, отмеченных для песчано-глинистых дисперсных пород [30, 31 и др.].

Таким образом, для любых влажных горных пород в мерзлом

состоянии происходит в общих чертах одинаковое изменение скоростей распространения в них волн напряжений $v(t)$, специфика которого определяется четырьмя вышеотмеченными критериями. Характер этого изменения (см. рис. 171–172,а; 173,а), обусловленного формированием ПККС при t_{n3} и ее эволюцией при понижении

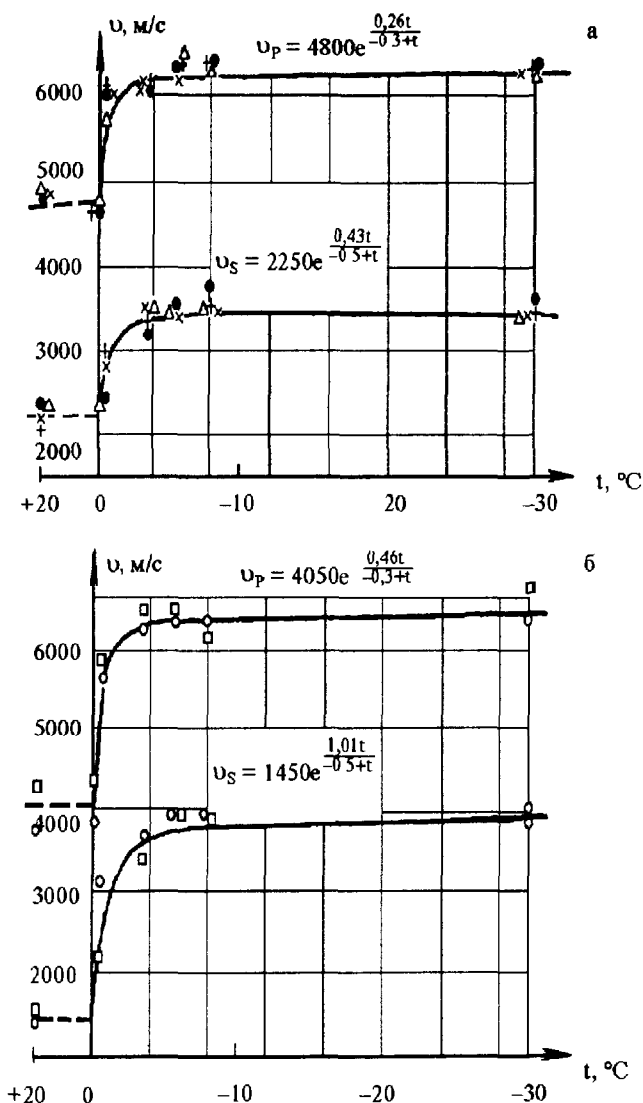


Рис 174 Скорости v_p и v_s в зависимости от температуры в водонасыщенных гранитах а – сохранных, б – слаботрециноватых, значки – экспериментальные точки, сплошная линия – аппроксимация (по О.К.Воронкову)

температуры мерзлой породы, может быть приближенно аппроксимирован выражением, удобным для инженерных оценок:

$$v(t) = v_0 \cdot \exp \left[\frac{a(t - t_{н.з.})}{b + (t - t_{н.з.})} \right], \quad (\text{VI.14})$$

где v_0 — величина скорости в талом состоянии; t и $t_{н.з.}$ — безразмерные температуры, нормированные 1°C ; a , b — эмпирические коэффициенты для данной породы. Подбор значений коэффициентов a и b возможен для температурной зависимости скоростей v_p и v_s (или v_R) практически любой породы в неограниченном интервале отрицательных температур.

На рис. 174 приведен пример такого рода аппроксимации температурной зависимости для гранитов разной трещиноватости при $t_{н.з.} \approx 0$. Поскольку температурная зависимость обеих скоростей, необходимых для определения динамических модулей упругости, достаточно хорошо описывается формулой (VI.14), то для соответствующей зависимости модулей E , K , μ и λ она также вполне применима (см., например, [29–31]).

Влияние суммарной влажности (льдистости) мерзлой породы на скорости распространения упругих волн следует рассматривать, подобно другим механическим характеристикам, в двух вариантах: при полном влагонасыщении, но с различной пористостью; при постоянной пористости, но с различной степенью заполнения пор. Эксперименты, выполненные на образцах каолина переменной пористости при полном влагонасыщении [153], показали (см. табл. 20), что при фиксированной температуре увеличение массовой влажности (W_c) грунта обуславливает возрастание скорости распространения упругих волн, близкое по характеру к изменению скорости с понижением температуры, причем асимптотическое значение в данном случае должно соответствовать скорости во льду. Значительно удобнее рассматривать это влияние в зависимости от объемной влажности W_v . Графики зависимости $v_p(W_v)$ представляют собой в пер-

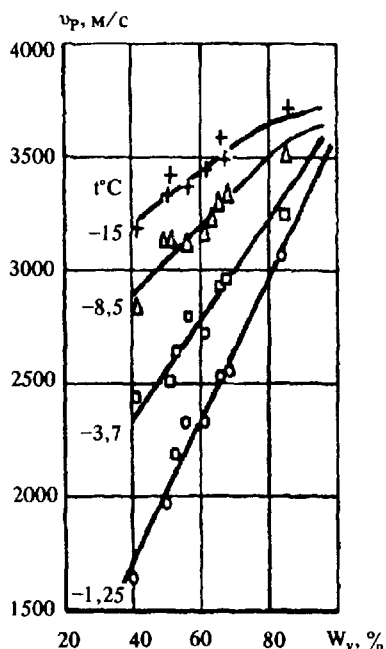


Рис. 175. Скорости распространения v_p в зависимости от объемной влажности (W_v) в мерзлом глуховецком каолине ($q = 1$)

вом приближении прямые с положительным угловым коэффициентом, пропорциональным температуре (рис. 175).

Характерной особенностью влагонасыщенных глинистых мерзлых пород является уменьшение влияния роста W_c на скорости упругих волн при понижении температуры, что можно объяснить спецификой замерзания жидкой фазы и изменением компонентного состава этих пород при возрастании W_c . При определенной температуре за счет сужения и упрочнения межзерновых зон возникает такая ПКС мерзлой породы, что скорость распространения упругих волн приближается к значениям скорости во льду. При этом, по-видимому, имеет место закономерность, подобная таковой для модулей упругости (см. п. IV.3). Однако в отличие от модулей, для которых установлены "граничные" температуры в интервале $-(5 \div 12)^\circ\text{C}$, уменьшение v_p с увеличением объемного содержания льда вряд ли можно зафиксировать в глинистых грунтах.

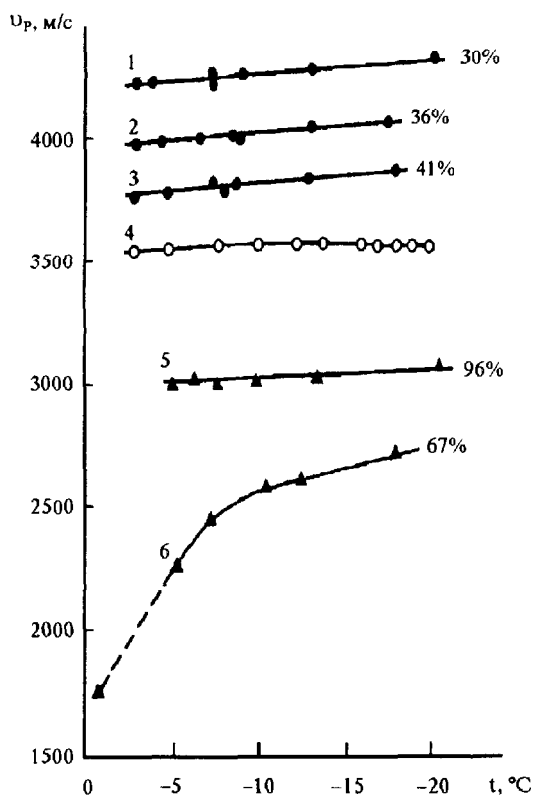


Рис. 176. Скорость v_p в мерзлых искусственно приготовленных образцах сильнотистых песка и глины: 1-3 — песок, 4 — лед, 5, 6 — глина; параметр графиков — W_c

Так, Г.Мюллером [259, 260] были выполнены эксперименты на моделях мерзлых песка и глины со льдом, т.е. с влажностью, превышающей исходную пористость грунта. В результате было получено (рис. 176), что, во-первых, при больших W_c скорость v_p в мерзлом песке уменьшается, стремясь (сверху) к ее значению в поликристаллическом пресном льду, которое значительно меньше, чем в мелком кварцевом песке с полным заполнением пор ($W_c \approx 30\%$). Во-вторых, в мерзлой глине при большой влажности значение v_p всегда меньше, чем во льду, и поэтому возрастание

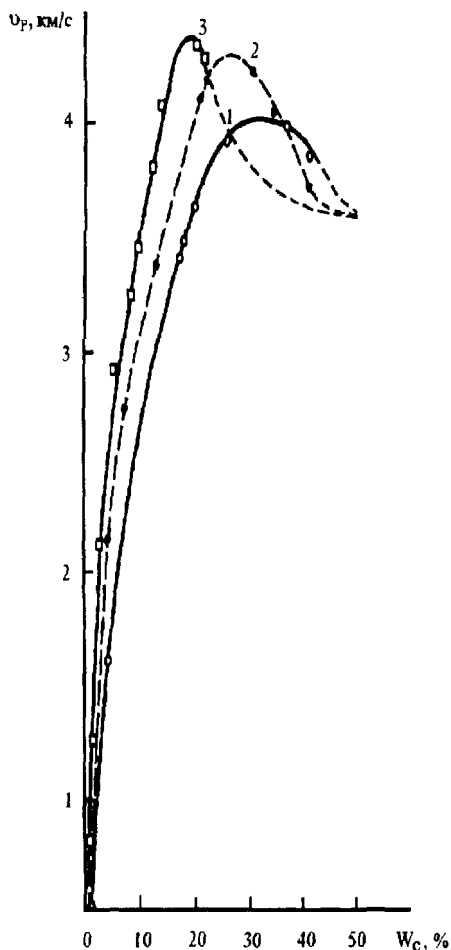


Рис. 177. Зависимость $v_p(W_c)$ для мерзлых песков: 1 – мелкозернистых, 2 – крупнозернистых, 3 – отмытых гравелистых (при $t = -10^\circ\text{C}$)

льדיстости приводит к увеличению v_p , которое будет стремиться (снизу) к значениям во льду. Таким образом, при формировании базальных криотекстур в сильнольдистых мерзлых грунтах грубодисперсные частицы грунта армируют и повышают жесткость ПККС льда, а глинистые частицы наоборот. Последнее связано, по-видимому, с наличием незамерзшей жидкой фазы в ДЭС около глинистых частиц.

Накопление экспериментальных данных позволило Ю.Д.Зыкову [69] провести обобщение и статистическую обработку результатов исследований многих авторов и показать, что для песков разной зернистости и чистоты характерна зависимость v_p от W_c с экстремумом при различных значениях W_c (рис. 177). Дальнейшее увеличение льдистости мерзлого песка ведет к уменьшению v_p . В соответствии с величинами $v_{p, \text{лах}}$, которые составили: $\sim 4,4$ км/с при $W_c \approx 18,5\%$ – для отмытого гравелистого песка; $\sim 4,3$ км/с, $W_c \approx 25\%$ – для крупнозернистого и $4,05$ км/с при $W_c \approx 31\%$ – для мелкозернистого песка и если принять, что базальный

внутригрунтовый лед является пористым (например, его плотность $\sim 850 \text{ кг/м}^3$ и $v_p \approx 3,5 \text{ км/с}$), следует (см. рис. 177), что крутизна уменьшения v_p у этих песков при стремлении льдистости к 100% будет различной. Для супесей возможен подобный характер зависимости $v_p(W_c)$ с экстремумом, но при $W_c \approx 70 \div 80\%$, что пока не имеет экспериментального подтверждения. Имеющиеся данные В.И.Джурика [см. 100 и 154] для супесей при $W_c \approx 60\%$ показывают близость значений v_p к поликристаллическому льду, что указывает на возможность достижения экстремума при дальнейшем небольшом увеличении W_c . При более высоких температурах ($\sim 0 \div -3^\circ\text{C}$), когда жесткость ПКС и скорость волн в мерзлом влагонасыщенном песке (и супеси) меньше, чем во льду, увеличение W не будет приводить к экстремуму v_p , а должно быть лишь ее возрастание с приближением к значениям во льду снизу.

Для глинистых мерзлых пород, по которым имеется наибольшее количество экспериментальных данных, подобное обобщение [69] подтвердило предшествующие результаты о том, что скорости упругих волн в этих породах при любой льдистости могут лишь приближаться снизу к значениям во льду, и позволило выделить три характерных группы глин с разным средним числом пластичности J_p (рис. 178). Возрастание J_p от 20 до 60 соответствует уменьшению в составе глин каолинита и увеличению гидрослюд и особенно монтмориллонита, что обуславливает большее содержание незамерзшей жидкой фазы, а следовательно, значительное уменьшение v_p и скоростей других видов волн напряжений.

Рассмотрим теперь влияние влажности породы при постоянной

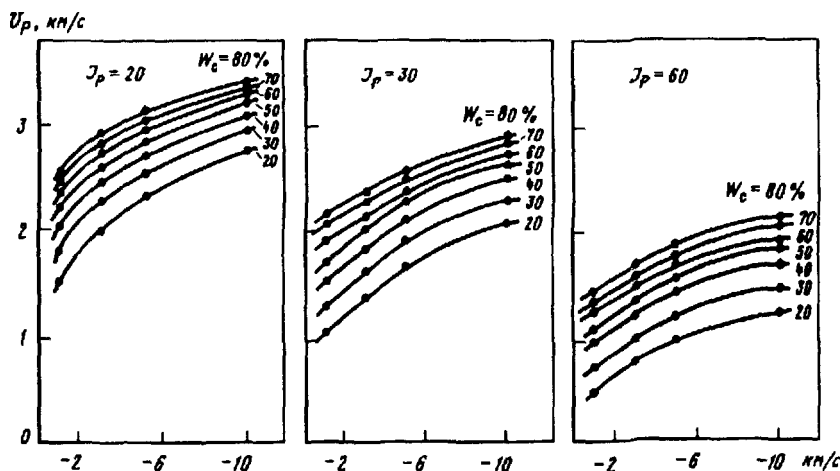


Рис. 178. Скорости v_p для мерзлых глин с разным средним числом пластичности — J_p при различной суммарной влажности W_c

Параметры		-1±2°C						-5°C						-10°C					
Шарда	Плотность, $\rho, \text{г/см}^3$	Е	μ	К	ν _p	ν _z	τ	Е	μ	К	ν _p	ν _z	τ	Е	μ	К	ν _p	ν _z	τ
Песок кварцевый, $d=0,1-0,25 \text{ мм}$																			
I а.	$W_p=20\%$, $q=1$	2,0	31,0	12,5	19,8	4,2	2,50	4	33,5	33,5	21,0	4,4	2,60	13	35,0	14,3	21,2		
б.	$W_p=10\%$, $q=0,5$	1,78	18,7	7,55	12,0	3,6	2,06		20,1	8,2	12,9	3,65	2,13		20,8	8,5	13		
Каолин (стуксовский), $q \approx 1$																			
II а.	$W_p=25\%$, $p=44\%$	1,83	3,0	1,1	4,9	1,6	0,75		5,8	2,1	9,0	2,5	1,06		8,5	3,1	11,3		
б.	$W_p=52\%$, $p=58\%$	1,64	4,1	1,5	5,6	2,4	0,95	0,04	7,5	2,7	10,5	2,9	1,27	0,13	10	3,7	12		
в.	$W_p=140\%$, $p=81\%$	1,28	6,8	2,5	9,4	3,1	1,40		8,5	2,9	11,0	3,4	1,48		10,6	3,9	13,5		
Суглинок (никольский), пористость $p \approx 40-44\%$																			
III а.	$W_p=25\%$, $q=0,92$	1,95	6,1	2,2	6,5	2,5	1,07	0,004	7,4	2,7	9,4	2,65	1,17		8,8	3,2	11,7		
б.	$W_p=15\%$, $q=0,65$	1,9	3,6	1,4	4,1	1,8	0,85		4,6	1,6	4,8	2,0	0,95	0,04	5,6	2,1	6,1		
в.	$W_p=10\%$, $q=0,35$	1,67	0,5	0,2	0,5	0,7	0,32		1,1	0,4	1,7	0,9	0,43		2,2	0,9	1,5		
$t \approx -0,3^\circ\text{C}$																			
IV	Пресный поликристаллический лед	0,91	6,7	2,6	6,0	3,3	1,80	30	8,7	3,2	8,3	3,8	1,90	40	9,1	3,4	9,0		
Лед из раствора NaCl																			
V	Соленость льда - 5,5‰	0,93	2,8	1,1	2,2	1,8	1,07		4,9	1,9	3,7	2,6	1,43		7,2	2,8	6,4		
	- 11‰	0,94	1,5	0,6	1,2	1,2	0,76		2,8	1,2	1,5	1,8	1,10		4,9	2,0	2,8		
VI	Лед морской, соленость - 18‰	0,95	1,0	0,4	0,7	1,1	0,65		1,8	0,7	1,5	1,6	0,86		3,9	1,6	2,4		

-10°C			-15°C			-20°C			-40°C													
ν_p	ν_s	τ	E	μ	K	ν_p	ν_s	τ	E	μ	K	ν_p	ν_s	τ	E	μ	K	ν_p	ν_s	τ	ν	
I	4,4	2,67	30	35,5	14,9	21,1	4,5	2,73	60	36,0	14,8	21,5	4,51	2,72	70	36,0	14,8	21,5	4,51	2,72	15	0,2-0,25
	3,7	2,18		21,2	8,5	13,0	3,7	2,18		21,2	8,5	13,4	3,74	2,2		21,2	8,5	13,4	3,75	2,18		
II	2,9	1,28		11,2	4,1	13,9	3,2	1,51														0,30-0,42
	3,2	1,51	0,25	11,8	4,4	13,0	3,4	1,64	0,7													
	3,6	1,70		12,0	4,4	12,0	3,7	1,85														
III	2,85	1,28		11,7	4,3	13,3	3,05	1,49		12,7	4,7	14,3	3,21	1,55		15,1	5,6	16,5	3,50	1,71		
	2,2	1,06	0,2	7,0	2,6	7,0	2,4	1,20	0,5	8,1	3,0	8,0	2,60	1,31	2,0	11,3	3,5	13,5	3,21	1,60	20	0,35-0,39
	1,3	0,75		2,5	1,0	1,9	1,4	0,77		3,0	1,2	2,0	1,51	0,86		3,3	1,3	2,3	1,55	0,87		
IV	3,83	1,92	50	9,2	3,5	9,1	3,86	1,94	80	9,3	3,5	9,3	3,90	1,95	110							0,30-0,35
										t = -23°C												
V	3,3	1,73		7,6	2,9	7,2	3,4	1,75		8,5	3,2	7,8	3,60	1,85								0,27-0,32
	2,4	1,44		6,1	2,6	3,7	2,7	1,61		7,8	3,0	5,8	3,21	1,78								0,2-0,3
VI	2,2	1,31		5,4	2,2	3,3	2,5	1,53		7,2	3,0	4,8	3,05	1,72								0,17-0,30

Примечание: значения модулей E, μ , K даны в ГН/м², скорости ν_p и ν_s в км/с, время релаксации τ , равное θ_p - в мкс; ν - коэффициент Пуассона.

Примечание: значения модулей E, μ , K даны в ГН/м²; скорости ν_p и ν_s в км/с; время релаксации τ , равное θ_p - в мкс;
 ν - коэффициент Пуассона.

пористости. Установлено, что увеличение льдистости (уменьшение газонасыщенности пор) в этом случае всегда приводит к возрастанию v_p и скоростей других волн в мерзлых песчано-глинистых и трещиноватых скальных породах. Например, в келловейском глинистом песке [149] увеличение W_c на 1% было причиной возрастания скорости на $60 \div 100$ м/с (при начальной суммарной влажности не менее 5%). Влажность породы в рассматриваемом случае удобно выразить через степень заполнения пор водой и льдом q , увеличение которой вызывает значительное возрастание скорости

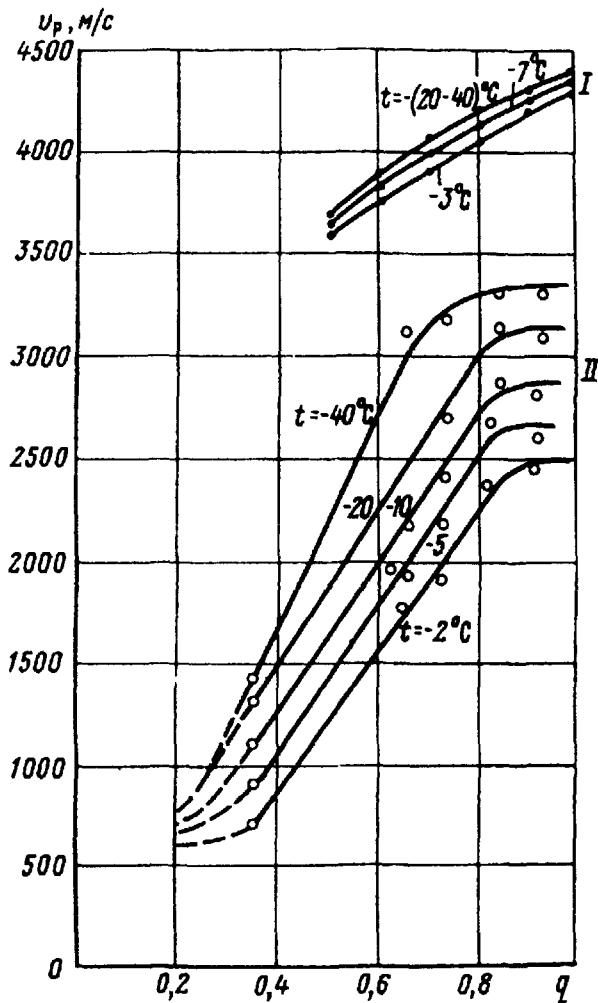


Рис. 179. Зависимость v_p в мерзлых породах от степени заполнения пор: I - чистый кварцевый песок ($r \approx 40\%$); II - суглинок ($r \approx 40\%$)

распространения упругих волн. Например, в мерзлом кварцевом песке изменение q на 0,1 (в интервале от 0,5 до 1) соответствует возрастанию v_p примерно на 150÷170 м/с. Влияние температуры в интервале $-(3\div 40)^\circ\text{C}$ на характер рассматриваемой зависимости для песка незначительно, охлаждение породы приводит лишь к некоторому параллельному смещению графика зависимости $v_p(q)$ в сторону больших значений скорости (рис. 179, I).

Возрастание v_p , связанное с увеличением q , было установлено и для тонкодисперсных мерзлых пород. В частности, для глин Бат-Байосса увеличение суммарной влажности на 1% обуславливало рост v_p примерно на 40÷60 м/с [149]. Более детально такая зависимость изучена на моделях мерзлого никольского суглинка (рис. 179, II). Например, при $t = -2^\circ\text{C}$ изменение q от 0,35 до 0,95 приводит к увеличению скорости распространения продольных волн от 700 до 2470 м/с, а при $t = -40^\circ\text{C}$ – от 1450 до 3410 м/с. Таким образом, в отличие от песка, в более тонкодисперсных мерзлых породах понижение температуры вызывает не только увеличение значений скорости, но и изменение интенсивности ее возрастания в зависимости от q . В случае мерзлого кварцевого песка уже при $t = -(3\div 5)^\circ\text{C}$ содержание незамерзшей воды настолько мало, что дальнейшее ее вымерзание слабо влияет на монолитизацию ПКС породы по сравнению с увеличением степени заполнения пор льдом. Это обуславливает примерное сохранение закона возрастания $v_p(q)$ при более низких температурах. В мерзлых глинистых породах, содержащих значительное количество незамерзшей воды, влияние межзерновых зон на степень жесткости ПКС будет существенно меняться с понижением температуры, что и нашло отражение в семействе кривых на рис. 179, II. По-видимому, при достаточно низкой температуре $-(50\div 60)^\circ\text{C}$ и ниже) для глинистых пород, так же как и для песков, температура практически не должна оказывать влияние на зависимость v_p от льдистости.

На рис. 180 приведены диаграммы, представляющие собой сводные зависимости v_p от W_v и температуры для влагонасыщенных глин, а также от q и температуры для песка. Диаграммы наглядно иллюстрируют отмеченные закономерности изменения скорости распространения упругих волн в мерзлых породах. Так, для каолина степень влияния влажности на возрастание v_p существенно уменьшается при низкой температуре. При $t \approx -1^\circ\text{C}$ увеличение объемной влажности каолина от 40 до ~100% обуславливает возрастание v_p на 110%, а при $t = -15^\circ\text{C}$ всего лишь на 22%. В случае существенной минерализации поровой влаги содержание незамерзшей воды в мерзлой породе возрастает и интервал интенсивных изменений v_p сдвигается в область более низких температур.

Следует отметить, что большинство имеющихся данных о скоростях распространения упругих волн относится к мерзлым породам с массивной текстурой. Косвенным подтверждением зависимости

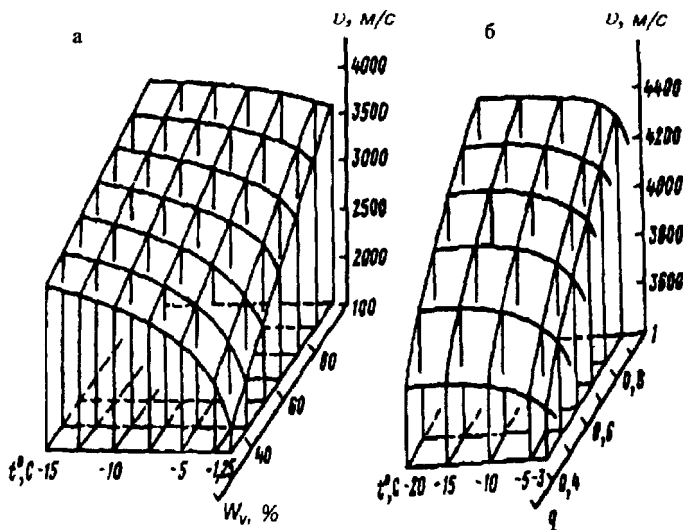


Рис. 180. Диаграмма зависимости скорости распространения продольных волн v_p : а – от объемной влажности W_v и температуры (каолин); б – от степени заполнения пор и температуры (кварцевый песок)

скорости упругих волн от неоднородной криотекстуры мерзлой породы была установленная [149] разница значений v_p в песчано-глинистых породах одного и того же состава, замороженных быстро и медленно. За счет неоднородного распределения льда при медленном замораживании она достигала ~ 400 м/с. На наличие анизотропии акустических характеристик мерзлых пород указывали также А.Т.Акимов [1] и Ч.Каплар [235]. Исследования Ю.Д.Зыкова [69, 300], выполненные ультразвуковым методом на специально изготовленных модельных образцах, в том числе слоистых льдов и глинистых грунтов со льдом, позволили установить закономерности акустической анизотропии в зависимости от толщины слоев льда в мерзлом грунте. В результате этих исследований показано, что измеряя скорости в направлениях параллельно $v_p^{\parallel}$ и перпендикулярно $v_p^{\perp}$ слоистости, а также температуру и зная литологический состав мерзлого грунта, можно разработать методику количественной оценки его криогенного строения. Температурная зависимость $v_p^{\parallel}$ и $v_p^{\perp}$ в слоистых образцах глины (рис. 181) позволяет оценить коэффициент анизотропии $K_p = v_p^{\parallel} / v_p^{\perp}$, а также подтверждает вышерассмотренный характер зависимости v от объемного содержания льда. Последнее здесь выражено через коэффициент Q , т.е. отношение суммарной толщины ледяных прослоек к высоте образца: при $Q = 0$ образец представляет собой слоистый влагонасыщенный каолин, а при $Q = 1$ – слоистый пресный лед. Как видно из рис. 181, максимальное значение K_p зависит от температуры и

меняется от $\sim 1,27$ при -1°C до $\sim 1,12$ при -10°C , сдвигаясь в область меньших Q . При стремлении Q к единице, т.е. для слоистого льда, $K_p \leq 1$, что связано с методикой приготовления образцов, в результате чего формировались слои структурированного льда с преимущественной ориентировкой оптических осей кристаллов перпендикулярно слоистости. Отметим, что максимальные значения K_p , полученные для трещиноватых льдонасыщенных скальных пород [30], также были $\sim 1,3$.

Не менее важным, но пока недостаточно исследованным является затухание упругих волн в мерзлых породах. В целях прогноза температурной зависимости коэффициентов затухания, нами были выполнены расчеты, исходя из приведенных выше (см. табл. 20) данных о скоростях v_p , модулях упругости и наших оценок коэффициентов эффективной динамической вязкости мерзлых пород при различных температурах. Примеры результатов таких расчетов приведены на рис. 182. Они находятся в хорошем соответствии с имеющимися данными отдельных прямых экспериментов и дают правильное представление о температурной зависимости коэффициентов затухания. Для мерзлых песчано-глинистых грунтов

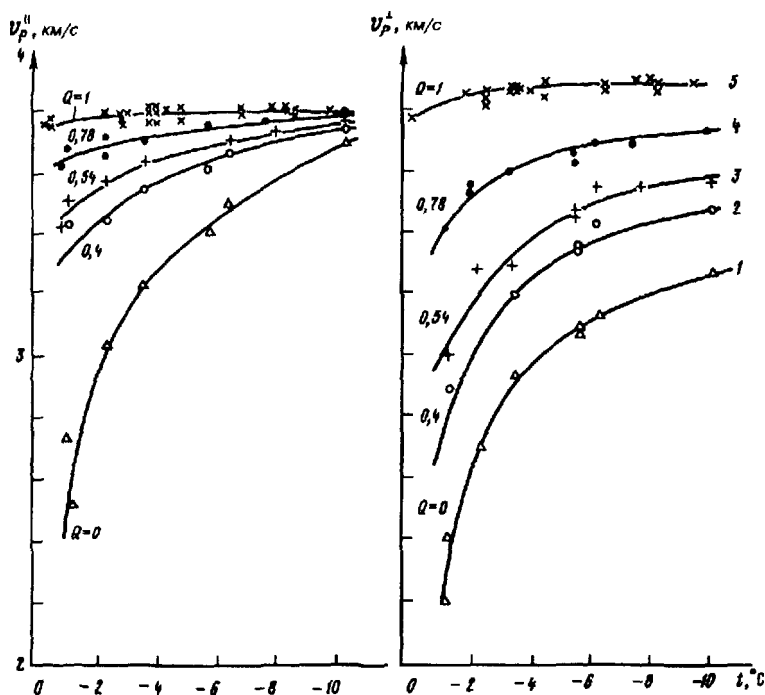


Рис. 181. Скорости распространения продольных волн вдоль — $v_p^{\parallel}$ и перпендикулярно слоям — $v_p^{\perp}$, Q — см. в тексте

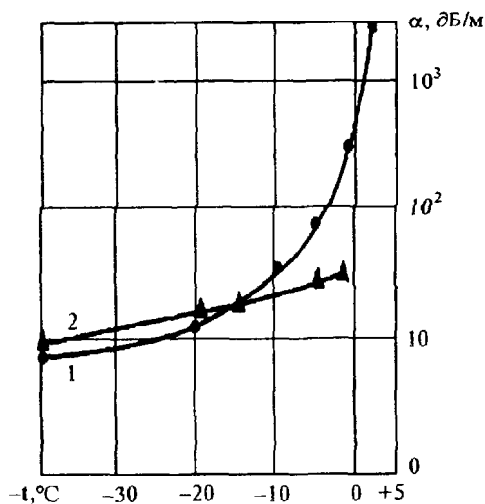


Рис. 182. Коэффициент затухания упругих волн. 1 – мерзлый песок, 2 – лед

$\alpha \approx 0,05 \div 0,2 \text{ см}^{-1}$ и возрастает в талом состоянии в 10 и более раз, особенно в грубодисперсных грунтах.

Влияние напряженного состояния мерзлых горных пород на характер распространения в них упругих волн важно как в прикладном, так и в теоретическом отношении. Эксперименты по ультразвуковому исследованию образцов мерзлых пород и льда в процессе одноосного сжатия [153] показали, что изменение скорости упругих волн при нагружении образца имеет экстремальный характер. При этом интенсивность возрастания скорости с увеличением деформации хорошо коррелирует с крутизной диаграмм сжатия $\sigma - \epsilon$. Установлено, что деформация, при которой скорость ультразвука достигает максимума $v_{\max}$, во всех случаях приходится на начало расхождения истинной и условной диаграмм сжатия (рис. 183). При этом начинается нарушаться целостность породы в результате прогрессирующего развития микротрещин. В образцах прозрачного поликристаллического льда возникновение микротрещин легко определяется по резкому их помутнению при деформациях, соответствующих переходу скорости v_p через максимум. Эксперименты показали, что величины $v_{\max}$ и соответствующего этому состоянию породы давления σ^* зависят от температуры, литологического состава образца и значительно меньше – от его влажности. Так, при $t = -40^\circ\text{C}$ для влагонасыщенного суглинка $v_{\max} = 4210 \text{ м/с}$, $\sigma^* = 17 \text{ МПа}$, а для глины при такой же влажности и температуре $v_{\max} = 3760 \text{ м/с}$, $\sigma^* = 7,7 \text{ МПа}$. Повышение температуры суглинка, например, до -10°C приводит к уменьшению $v_{\max}$ до 3200 м/с , σ^* до $4,6 \text{ МПа}$. Интересные данные по изучению скорости распрост-

ранения ультразвука в процессе одноосного и трехосного сжатия содержатся в работах П.М.Тютюника с соавторами [72, 140–142 и др.]. На основании анализа работ в этом направлении можно сделать следующие выводы:

- увеличение механического напряжения в обоих случаях вызывает возрастание скорости ультразвука в мерзлой породе до определенной максимальной величины, после чего она начинает убывать;

- при трехосном сжатии максимальные величины v_p превышают соответствующие значения в случае одноосного сжатия;

- в области преобладания упругих деформаций зависимость $v(\sigma)$ при трехосном и одноосном сжатии практически одинакова.

Итак, возрастание значений скорости соответствует уплотнению и увеличению жесткости ПКС криогенной породы при ее сжатии до начала разрушения. Абсолютные значения $v_{\max}$ и σ^* , а также

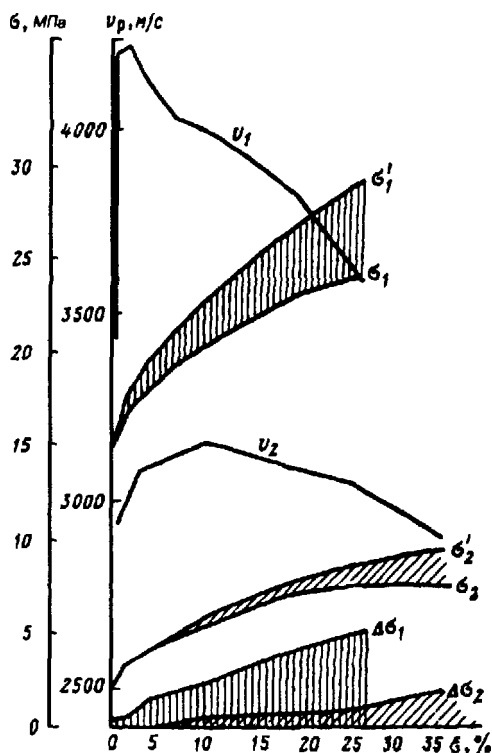


Рис. 183. Изменение v_p в процессе одноосного сжатия мерзлого влагонасыщенного суглинка ($W_c = 25,5\%$, $q = 0,94$): индексы 1 и 2 соответствуют температурам -40°C и -10°C ; σ – отношение сжимающей силы к площади сечения образца в момент измерения; σ' – то же к исходной площади сечения образца

интенсивность возрастания скорости упругих волн с повышением уровня напряжений зависят от степени цементации ее льдом и содержания жидкой фазы, т.е. жесткости межзерновых зон ПККС.

Напряженно-деформированное состояние мерзлой породы может возникнуть и в результате ее быстрого, *глубокого охлаждения* ниже $-(30 \div 40)^\circ\text{C}$ и появления значительных термических напряжений из-за большой разницы (в 50 и более раз) температурных коэффициентов деформации основных компонентов (скелета из алюмосиликатов и льда) мерзлых грунтов. При этом мерзлый песок должен характеризоваться большей хрупкостью ПККС, чем глины, в связи с существенным различием жесткости межзерновых зон. Имеющиеся единичные эксперименты с охлаждением образцов мерзлых грунтов до температуры ниже -100°C (в камерах с испарением жидкого азота) подтверждают это. Так, во влагонасыщенном мерзлом песке [153] при быстром охлаждении ($\sim 4^\circ\text{C}/\text{мин}$) получено экстремальное возрастание v_p (рис. 184,а,1) с последующим сильным уменьшением. При этом восходящая ветвь кривой 1 до $t \approx -30^\circ\text{C}$ даже на фоне концентрации термических напряжений характеризует полное завершение фазовых переходов в мерзлом песке, что хорошо согласуется с данными диэлектрических измерений (см. п. III.3, п. VI.4). Затем в интервале $t = -(30 \div 45)^\circ\text{C}$ появляется аномальный максимум v_p , который можно объяснить значительной концентрацией напряжений в зернах льда и, возможно, возникновением в них упрочняющих систем мелких микротрещин, взаимно тормозящих друг друга [112]. При дальнейшем понижении температуры развиваются более крупные микротрещины, жесткость межзерновых зон и зерен льда падает, что приводит к значительному уменьшению v_p . При $t = -100^\circ\text{C}$ наступает релаксация напряжений в мерзлом грунте за счет растрескивающихся зерен льда и значение v_p стабилизируется (≈ 3500 м/с).

Повышение температуры образца от -110°C до $\sim -40^\circ\text{C}$ (рис. 184,а,2) практически не влияет на величину v_p , а затем начинается ее рост до значений ~ 4500 м/с, совпадающих с первоначальными при -5°C . Полученный температурный гистерезис v_p , по-видимому, связан с необратимостью трещиноватости в зернах льда в интервале $t = -(110 \div 40)^\circ\text{C}$. И лишь с приближением к температуре начала фазовых переходов вследствие появления квазижидких слоев на поверхности зерен льда и интенсификации процессов диффузии (эффект "отжига") происходит постепенное уменьшение поперечных размеров трещин, а затем их смыкание. Эти процессы приводят к монолитизации ледяной матрицы ПККС и межзерновых зон, за счет чего значения v_p становятся равными первоначальному при $t \approx -5^\circ\text{C}$. При медленном охлаждении с выдерживанием образца при фиксированной температуре через каждые 10°C нарастание термических напряжений происходило значительно менее интенсивно, и все особенности, отмеченные выше для

температур ниже -30°C , в том числе и гистерезис, выражены слабо (рис. 184,3). Возрастание v_p в интервале температур $0 \div -30^{\circ}\text{C}$ в этом случае соответствует данным для мерзлого песка с обеспечением квазиравновесного состояния, что свидетельствует о незначительной концентрации термических напряжений. Растрескивание зерен льда при температурах ниже -50°C гораздо менее интенсивно, чем при быстром охлаждении, но тем не менее оно есть и связано с повышенной хрупкостью за счет полного вымерзания жидкой

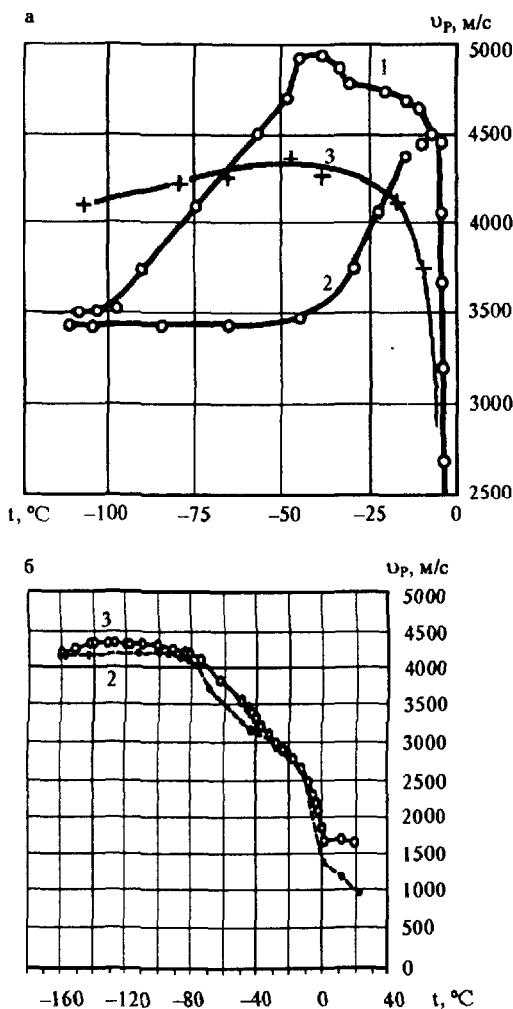


Рис. 184. Примеры изменения скорости v_p при глубоком охлаждении образцов: а - мерзлого влагонасыщенного песка ($p \approx 39\%$): 1 - быстрое охлаждение, 2 - отепление, 3 - медленное охлаждение; б - влагонасыщенной глины ($p \approx 39\%$, $I_p = 41$), 2,3 - то же, что и для а

фазы в межзерновых зонах ПКС песка. В глинах [287] этого эффекта, а также и гистерезиса v_p , почти нет (рис. 184,б). Лишь в интервале $t = -(140 \div 160)^\circ\text{C}$ возникло небольшое уменьшение v_p и имелся слабый температурный гистерезис. Скорость охлаждения в этом эксперименте была $3^\circ\text{C}/\text{ч}$ до -20°C и $12^\circ\text{C}/\text{ч}$ при $t < -20^\circ\text{C}$.

Интересно отметить, что для данной глины, состоящей на 40% из каолинита, 25% – иллита, 35% – монтмориillonита, температура полного завершения фазовых переходов согласно рис. 184,б примерно $-(90 \div 100)^\circ\text{C}$, что близко к нашим оценкам для тяжелого суглинка, полученным на основе температурного градиента времени электрической релаксации (см. п. VI.5).

Скоростные классификации мерзлых пород. Накопление экспериментальных данных о скоростях волн напряжений в мерзлых породах различного состава и строения позволило предложить их соответствующие классификации, отражающие основные особенности распространения волн в криолитозоне. С учетом вышеописанных четырех критериев первой была обоснована температурно-скоростная классификация по данным лабораторных исследований пресных мерзлых пород, суть которой в следующем.

Известно, что дисперсные и пористые влагонасыщенные породы в талом состоянии располагаются в следующий ряд в порядке возрастания в них v_p : песок, галечник, супесь, суглинок, глина, песчаник, мергель, мел, известняк, а затем кристаллические породы. В зависимости от влажности, структуры и текстуры каждая из этих пород характеризуется некоторым диапазоном значений v_p , которые могут частично перекрываться, однако выделенный ряд обособляется достаточно четко (рис. 185, кривая $t > 0$). Для мерзлых пород подобную классификацию можно построить только при учете влияния температуры, льдистости и напряженного состояния. Определяющим фактором является температура, при фиксированных значениях которой скоростная классификация мерзлых пород в зависимости от литологического состава оказалась вполне четкой [150]. Усовершенствованный ее вариант [153, 154] с учетом последующих экспериментальных данных приведен на рис. 185. Как следует из диаграммы, при определенной отрицательной температуре различные породы достаточно закономерно разделяются по наиболее вероятным средним величинам v_p . Это распределение влажных пород в мерзлом состоянии совершенно иное, чем в талом, что обусловлено спецификой фазовых переходов вода–лед в породах разной дисперсности и строения. Правая часть этой диаграммы могла бы быть дополнена скальными мерзлыми породами ($q \approx 1$), значения v_p для которых лежат в интервале $\sim 4,5 \div 6$ км/с, а левая ее часть – мерзлыми галечниками с $v_p \approx 3,5 \div 5,0$ км/с. Однако для этих пород основные фазовые преобразования практически завершаются в интервале температур $0 \div -2^\circ\text{C}$ и при более низких температурах v_p почти не меняется, что затрудняет отражение их на диаграмме рис. 185. Несмотря на то, что классификация основана на данных

лабораторных экспериментов, она вполне достоверно отражает в основных чертах реальную ситуацию *in situ*.

Недавно, обобщив результаты многолетних работ методами инженерной сейсморазведки при изысканиях под строительство крупных гидротехнических объектов, О.К.Воронков с соавторами [33] предложили сейсмогеологическую классификацию грунтов криолитозоны в их естественном залегании. Основой этой классификации (табл. 21 и 22) являются ранжированные ряды по наиболее вероятным средним значениям v_p , как и в первой вышеописанной классификации, однако существенно новым в ней являются большие выборки (сотни значений) v_p для каждой рассматриваемой породы в естественном залегании, а также совокупная объективная и систематизированная информация о других четырех параметрах большой гаммы скальных и дисперсных грунтов криолитозоны. Вариации среднеквадратичного отклонения σ средних значений $\bar{v}_p$ отражают неоднородность каждого из выделенных конкретных массивов

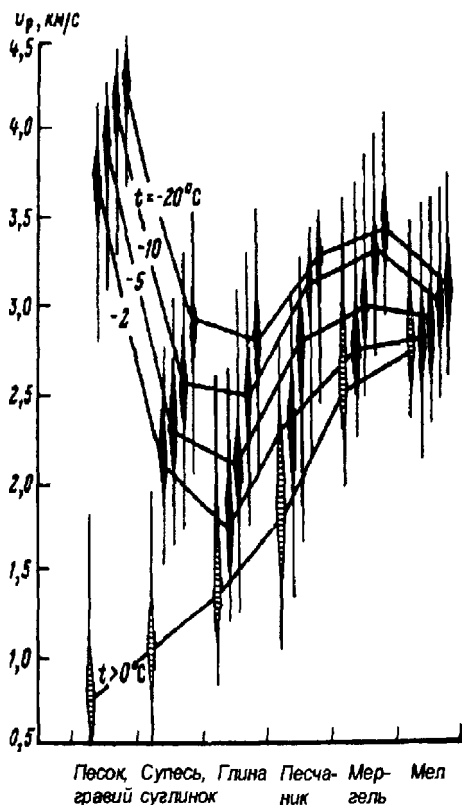


Рис. 185. Температурно-скоростная классификация пород различного литологического состава

Скальные породы

Состояние	Порода	$t, ^\circ\text{C}$	$\rho, 10^3$ кг/м ³	$v_p \pm \sigma$, км/с	v_s км/с	$\bar{\nu}$	$E, \text{ГПа}$
Мерзле "низко-температурные" (ниже -2°C)	Доюрлиты слаботрещиноватые	-2÷-8	2,69	$6,3 \pm 0,3$	3,24	0,32	72
	Граниты слаботрещиноватые	-2÷-8	2,67	$5,7 \pm 0,5$	3,26	0,27	72
	Песчанико-сланцевые метаморфизованные	-2÷-5	2,65	$5,3 \pm 0,5$	3,10	0,25	64
	Гранитоиды трещиноватые	-2÷-8	2,62	$5,0 \pm 0,5$	2,64	0,30	48
	Песчанико-сланцевые породы трещиноватые	-2÷-5	2,42	$4,5 \pm 0,7$	2,50	0,28	39
	Гранитоиды сильнотрещиноватые	-2÷-8	2,60	$4,3 \pm 0,3$	2,20	0,32	33
	Песчанико-сланцевые сильнотрещиноватые	-3÷-6	2,51	$4,1 \pm 0,2$	2,18	0,30	32
	Мерзлы, арктилиты, алевролиты (в т.ч. засоленные)	-3÷-5	2,24	$3,5 \pm 0,5$	1,68	0,35	17
Мерзле "высоко-температурные" ($-0,1 \div -2^\circ\text{C}$)	Доюрлиты слаботрещиноватые	-1÷-2	2,69	$6,1 \pm 0,75$	3,05	0,33	67
	Гранитоиды слаботрещиноватые	$\infty-1$	2,67	$5,6 \pm 0,4$	3,1	0,28	66
	Песчанико-сланцевые слаботрещиноватые	$\infty-1$	2,65	$5,5 \pm 0,5$	3,04	0,28	63
	Гранитоиды, песчанико-сланцевые, трещиноватые	$\infty-1$	2,62	$5,0 \pm 0,5$	2,62	0,31	47
	Песчанико-сланцевые, трещиноватые	-0,1÷-1	2,42	$4,5 \pm 0,6$	2,42	0,29	37
	Песчанико-сланцевый комплекс, сильнотрещиноватый	-0,2÷-2	2,57	$3,2 \pm 0,5$	1,67	0,31	19
	Мерзлы, арктилиты, алевролиты (в т.ч. засоленные)	-1÷-2	2,24	$3,0 \pm 0,7$	1,18	0,40	9
	Габбро-диориты	-2÷-3	2,69	$5,0 \pm 1,0$	3,28	0,12	65
Морозные	Гранитоиды, мраморы, известняки, трещиноватые	-2÷-3	2,60	$4,2 \pm 0,6$	2,46	0,24	39

Водосыщенное	Песчанико-сланцевая толща	-0,1÷-5	2,40	4,0±0,5	2,12	0,30	28
	Гранитоиды и доломиты, сильнотрещиноватые	-1÷-8	2,25	3,5±0,5	2,02	0,25	26
	Песчанки, алевролиты, аргиллиты, сильнотрещиноватые	-3÷-5	2,50	3,0±0,5	1,72	0,25	18
	Туфы, туффиты	-2÷-3	2,10	2,2±0,4	1,08	0,34	7
	Долериты слаботрещиноватые		2,69	5,75±0,6	2,96	0,32	62
	Гранитоиды слаботрещиноватые		2,67	5,3±0,7	2,80	0,30	54
	Песчанико-сланцевые породы, метаморфизованные, доломиты, известняки	Выше 0°C	2,65	4,55±0,5	2,66	0,24	46
	Гранитоиды трещиноватые		2,62	4,2±0,7	2,10	0,33	31
	Гранитоиды сильнотрещиноватые		2,60	3,9±0,4	1,64	0,39	19
	Долериты сильнотрещиноватые		2,61	3,7±0,3	1,80	0,34	23
Аэрированное	Песчанико-сланцевые породы, сильнотрещиноватые		2,57	3,2±0,4	1,88	0,38	14
	Гранитоиды, габбро, диориты, мраморы, известняки, слаботрещиноватые		2,62	4,5±0,5	2,61	0,25	45
	То же, трещиноватые	Выше 0°C	2,58	3,5±0,5	2,0	0,27	26
	То же, сильнотрещиноватые		2,55	3,0±0,5	1,74	0,25	19
	Песчанки, алевролиты, аргиллиты, трещиноватые		2,50	2,5±0,5	1,23	0,34	10

Диалерные пороцы

Состояние	Порода	Н слон, м	$t, ^\circ\text{C}$	$\rho, 10^3$ кг/м ³	$\gamma_p \pm \sigma,$ кг/с	$\gamma_c,$ кг/с	$\bar{\gamma}$	$\bar{E}, \text{Па}$
Мерзле "низо-температурное" (ниже -2°C)	Гравийно-галечниково-песчаные	10-20	-10--14	2,2	4,9±0,1	3,0	0,20	47
	" "	5-40	-3--8	2,1	4,1±0,4	2,4	0,25	30
	Подмерзлые льды с сулинком, $\gamma_p = 75-100\%$	5-15	-3--8	1,05	3,5±0,25	1,93	0,28	10
	Сулинки со льдом, $\gamma_p = 50-70\%$	7-50	-3--8	1,3	3,2±0,55	1,75	0,28	10
	Сулинково-песчаные с граулем и галькой	7-10	-6--9	2,0	2,8±0,6	1,59	0,26	13
Мерзле "высоко-температурное" (-0,1--2°C)	Сулинки ледяные, $\gamma_p \leq 50\%$	40-50	-3--8	1,5	2,7±0,2	1,48	0,28	8,5
	" "	5-15	-3--8	1,4	2,6±0,15	1,38	0,30	7
	Гравийно-галечниково-песчаные	11-23	-2	2,0	4,0±0,2	2,30	0,25	26
	" "	0,5-15	-1--2	2,0	3,1±0,5	1,71	0,28	15
	" "	5-17	-0,2--1	1,9	2,5±0,5	1,32	0,30	8,6
Сезонно-мерзлые	Льдины	20	-1--2	1,8	2,0±0,2	0,46	0,38	1
	Сулинки со щебнем	<14	-0,1--3	2,0	1,8±0,5	0,90	0,33	4,3
	Полувечно-пирокластические	7	-1	1,3	1,6±0,5	0,85	0,30	2,4
	Сулинки	2,2	-5--8	1,7	1,7±0,15	1,04	0,35	5
	Песчано-гравийно-галечниковые	1-3	-1--2	2,0	1,4±0,6	0,75	0,30	2,9
Талые водоносные	Песчано-глинистые	<2	-0,1	2,0	0,6±0,35	0,23	0,40	0,3
	Гравийно-галечниковые и песчано-глинистые	20-45		2,1	2,4±0,5	0,94	0,40	5,2
	" "	1,5-15	Выше 0°C	2,0	1,7±0,5	0,66	0,40	2,5
	Сулинки, льдины	0,5-2		1,7	1,3±0,3	0,39	0,45	0,7
	Песчано-галечниковые	0,5-1,5		2,0	0,7±0,5	0,27	0,40	0,4
Талые аридные	Песчано-глинистые	5-25		2,0/1,8	1,0±0,2	0,57/0,35	0,27/0,42	1,7/0,6
	" "	0,1-5	Выше 0°C	1,9/1,7	0,7±0,4	0,4/0,25	0,27/0,42	0,8/0,3

Примечание Для талых песчано-глинистых тринтов в числителе даны характеристики песчаных, а в знаменателе - глинистых тринтов

пород в зависимости от их состава, криогенного строения, температуры, водонасыщения и др. Основные закономерности, отраженные в табл. 21 и 22, следующие.

Для скальных мерзлых пород (табл. 21) — общая тенденция возрастания v_p и v_s от пород с цементационными связями к породам с кристаллизационными связями, на которую накладывается влияние степени трещиноватости. Переход трещиноватых пород от аэрированного в водонасыщенное, а затем в мерзлое состояние сопровождается закономерным ростом $\bar{v}_p$. Для скоростей поперечных волн $\bar{v}_s$ и модулей $\bar{E}$ и $\bar{\nu}$ это увеличение не столь закономерно, однако в пределах каждого выделенного класса состояния пород данные об этих характеристиках упругости позволяют полнее представить различия между отдельными выделенными видами.

Для дисперсных пород (табл. 22) закономерности изменения скоростей $\bar{v}_p$, $\bar{v}_s$, модулей $\bar{E}$ и $\bar{\nu}$ практически полностью соответствуют полученным ранее на образцах ненарушенного сложения и моделях подобных пород в мерзлом и талом состояниях. Новым является информация о сезонно-мерзлых грунтах, для которых скорости и другие характеристики упругости оказались заметно ниже, чем в многолетнемерзлых сходного состава. Это, по-видимому, обусловлено обогащением межзерновых зон ПКСС грунтов активного слоя газовым компонентом. Интересным является и влияние глубины залегания на характеристики упругости мерзлых и талых пород. Следует также отметить, что, согласно табл. 22, чем ниже температура мерзлой породы, тем меньше среднеквадратичное отклонение σ , что подтверждает повышение однородности ПКСС, а следовательно, механических и других свойств массива пород данного состава.

Принятое в сейсмогеологической классификации подразделение мерзлых пород на “низкотемпературные” и “высокотемпературные” весьма условно, особенно для глинистых грунтов, так как не отражает специфики кинетики их промерзания и соответствующего изменения свойств. Но это издержки обобщения, а также, по-видимому, недостаточность имеющейся базы полевых сейсморазведочных данных для более детальной дифференциации мерзлых пород по их термодинамическому состоянию. В целом же предложенная классификация является, несомненно, новым этапом обобщения знаний о характеристиках упругости мерзлых пород и содержит весьма полезную информацию для решения инженерных задач. Попытка построения подобной классификации для засоленных мерзлых грунтов по результатам лабораторных исследований образцов, предпринятая в [33], по нашему мнению, преждевременна ввиду недостаточно обоснованных принятых критериев и пока еще малого объема экспериментальных данных, основные из которых приведены выше в п. IV.4 и в данном параграфе.

Таким образом, рассмотренные систематизированные данные об особенностях распространения волн напряжений в криогенных по-

родах являются достаточно надежной физической основой для решения многих научных и инженерных задач в криолитозоне, для применения сейсмоакустических методов изучения мерзлых толщ и ледяных покровов, либо их учета при интерпретации результатов, получаемых этими методами. Конечно, следует иметь в виду, что изменения состава матриц ПККС пород и напряженного состояния массивов могут приводить к заметным отклонениям абсолютных значений скоростей и коэффициентов затухания волн от средних значений. В связи с этим в конкретных районах исследования следует выполнять определенный объем параметрических измерений в основных видах мерзлых пород, выделяемых с учетом результатов мерзлотно-геологического районирования.

VI.3. Взаимосвязи механических и электрических свойств

Установление взаимосвязей различных свойств материалов имеет большое научное и практическое значение. Эти связи позволяют лучше понять природу тех или иных свойств и являются средством комплексного изучения строения и состава сложных сред, а также представляют основу для создания менее трудоемких косвенных, в том числе дистанционных, методов их исследования. Некоторые из этих связей удалось установить в результате анализа и обобщения экспериментальных данных о динамических свойствах криогенных пород. При выявлении корреляционных взаимосвязей различных механических и электрических свойств мы исходили из представлений о преобладающем влиянии на их формирование содержания и состояния жидкой фазы и в целом межзерновых граничных зон, т.е. ионной подсистемы ПККС (см. п. II.5).

Взаимосвязь механических свойств. Поскольку основные механические свойства – упругость и прочность – определяются состоянием одних и тех же элементов ПККС криогенных пород, то между ними должны быть достаточно тесные взаимосвязи, о чем свидетельствуют приведенные ниже данные. Но сначала рассмотрим некоторые качественные представления о *природе прочности* криогенных пород. Известно, что разрушению материала под нагрузкой предшествует его микрорастрескивание, затем объединение микротрещин в системы и формирование более крупных трещин, которые в итоге создают магистральные макроразрывы. В криогенных породах наиболее вероятно зарождение микротрещин в зернах льда, а затем они начинают распространяться через межзерновые зоны. Если прочность межзерновой зоны достаточно велика, то растущая трещина ее пересечет. В противном случае зона начнет разрываться в поле напряжений, концентрирующихся впереди острия растущей трещины, и тогда образуется “ловушка”, которая ее останавливает, т.е. прочность ПККС в целом повышается. Таким образом, излишняя жесткость межзерновых зон приводит к хрупкости породы и пониженной ее прочности на разрыв. Из экспери-

ментальных данных (см. п. IV.2, IV.3, VI.2) следует, что упругость криогенных пород обычно плавно растет по мере вымерзания жидкой фазы, т.е. повышения жесткости межзерновых зон и снижения степени гетерогенности среды. Подобным образом будет изменяться и ее прочность на сжатие — $\sigma_{сж}$. Прочность же на разрыв σ_p должна расти неравномерно [154], так как возможно такое состояние ПКС, при котором не очень большое содержание незамерзшей жидкой фазы и примесей в межзерновых зонах будет обеспечивать оптимальное торможение в них растущих трещин разрыва. Следовательно, при понижении температуры криогенной породы можно ожидать некоторый максимум (пик) прочности σ_p .

Изучению связей между прочностью и характеристиками упругости криогенных пород посвящен целый ряд работ [29, 30, 41, 69, 71, 98, 127, 230, 236 и др.], поскольку реализация акустических методов для ее оценки значительно проще и мобильнее, чем стандартные способы определения. На рис. 186 представлены данные о взаимосвязи модулей E , μ , $\sigma_{сж}$ и σ_p для мерзлого песка и суглинка, полученные через их температурные зависимости в интервале $-10 \div -40^\circ\text{C}$, которые подтверждают вышеприведенные соображения о природе прочности. Пористость изучавшихся грунтов была $\sim 40\%$, а влагонасыщение менялось от 0,5 до 1. Малые значения прочности соответствуют мерзлым грунтам с меньшими значениями q и наиболее высоким температурам исследования. Максимальные значения прочности получены при $q = 1$ и $t = -40^\circ\text{C}$.

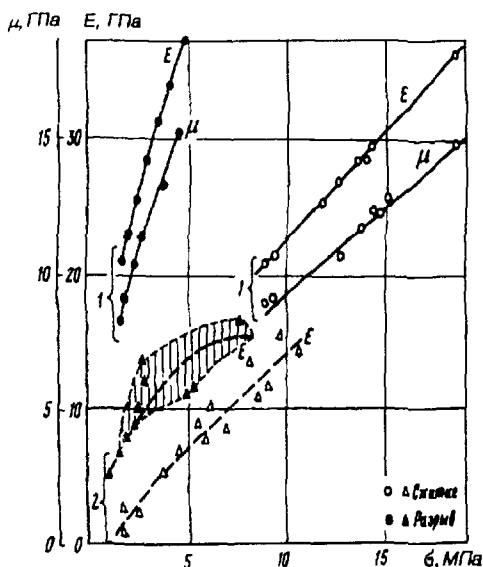


Рис. 186. Взаимосвязь прочности и модулей упругости мерзлого песка (1) и суглинка (2)

Рассмотрим сначала *прочность на сжатие*. Зависимость $\sigma_{сж}$ для обоих грунтов с разной кинетикой вымерзания жидкой фазы и количественного ее содержания сходна и близка к линейной: чем больше упругость мерзлого грунта, тем больше его $\sigma_{сж}$. Однако характер этой связи не универсален. Многие исследователи приводят частные корреляционные связи $\sigma_{сж}$ — E (или μ) и $\sigma_{сж}$ — v_p для конкретных криогенных пород, которые не совпадают между собой. Практически удобнее применение эмпирической зависимости $\sigma_{сж}$ от v_p , которая для мерзлых песчано-глинистых пород при фиксированных температурах в общем случае имеет вид:

$$\sigma_{сж} = a \cdot v_p^2 + b \cdot v_p + c. \quad (VI.15)$$

Как показали исследования [41, 69], величина аппроксимирующих коэффициентов полинома a , b и c зависит практически только от температуры.

Специальный анализ этих взаимосвязей приведен в работе [69], где на основе сопоставления и обобщения результатов экспериментов многих авторов, полученных при испытаниях на прочность при одноосном сжатии, показано, что связь $\sigma_{сж}$ — v_p может быть аппроксимирована в полулогарифмическом масштабе линейными функциями при фиксированных температурах (рис. 187) для мерзлых песчано-глинистых грунтов любого состава с массивной криотекстурой. При наличии в грунтах неравномерного распределения льда, например при слоистых криотекстурах, возникающая анизотропия $\sigma_{сж}$ существенно больше, чем полученная для v_p [69], а применение номограммы (рис. 187) становится условным и ограниченным направлением, перпендикулярным слоистости. Из приведенного обобщения следует, что $\sigma_{сж}$ тем больше, чем меньше динамический коэффициент Пуассона ν , который (п. IV.3, IV.4) уменьшается для мерзлых пород с понижением температуры, степени глинистости и засоленности. Однако для снежно-ледяных образований ν , так же как и другие модули упругости, уменьшается в основном с возрастанием пористости среды, и характеристики прочности при этом в отличие от мерзлых пород тоже становятся меньше. Приведенная на рис. 187 номограмма надежно обоснована (для стандартных скоростей нагружения 2 МПа/мин) и может применяться для практических оценок $\sigma_{сж}$ по измерениям v_p и температуры для мерзлых пород и плотного пресного льда. Для сопоставления значений $\sigma_{сж}$ при разных скоростях нагружения можно ввести специальные коэффициенты [69]. Сходная взаимосвязь между v_p и величиной эквивалентного сцепления $C_{зк}$ (испытания шариковым штампом) получена и для засоленных мерзлых песчано-глинистых грунтов при фиксированных t [71]. Так, например, для мерзлой засоленной супеси ($C = 0,3$ – 18 г/л) при $t = -3^\circ\text{C}$ получено уравнение регрессии $C_{зк} = 0,1v_p - 108,3$; при $R = 0,78$ (v_p — м/с, $C_{зк}$ — кПа). В целом по испытаниям 83 образцов различных песчано-глинистых мерзлых

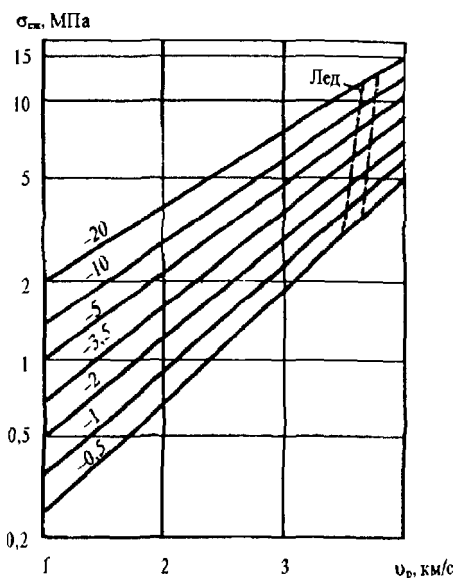


Рис. 187. Номограмма для определения $\sigma_{сж}$ по значениям v_p и температуры

грунтов (включая засоленные) при значениях $W_c = 20 \div 144\%$ и той же температуре уравнение регрессии оказалось: $C_{зк} = 1,8065 \cdot 10^{-4} v_p - 1,75255$ (при $R = 0,812$), что описывает зависимость, близкую к линейной в реальных пределах изменения значений v_p и $C_{зк}$. Эквивалентное сцепление для столь сложных сред, как криогенные породы, в особенности засоленные, не является истинной характеристикой их прочности. Однако, ввиду несравненно большей простоты испытаний шариковым штампом по сравнению со стандартными методами определения $\sigma_{сж}$ и σ_p , результаты этих испытаний и величину $C_{зк}$ часто применяют в инженерной практике для оценок прочности и несущей способности мерзлых грунтов и льдов [57, 116, 171 и др.]. Экспериментальных данных о связях $\sigma_{сж}$, полученных при всестороннем сжатии, с характеристиками упругости мерзлых пород, пока практически нет.

Связи прочности на разрыв с характеристиками упругости криогенных пород более сложны и менее изучены. Так, из рис. 186 следует, что для суглинка σ_p при низких температурах (правые части графиков) почти в два раза больше, чем для мерзлого песка, хотя для модулей упругости (и для скоростей v_p и v_s) соотношение обратное. В глинистом грунте при любой температуре в интервале исследований содержание жидкой фазы значительно больше, а следовательно, меньше $\sigma_{сж}$ и характеристики упругости. Но как видно из рис. 186, изменения σ_p и $\sigma_{сж}$ существенно отличаются. При большом содержании жидкой фазы (левые части графиков) σ_p су-

глинка с понижением температуры возрастает вдвое от 1 до ~2 МПа ($t \approx -10 \div -20^\circ\text{C}$), примерно так же увеличиваются $\sigma_{сж}$, модули E и μ . В следующем интервале температур $-20 \div -40^\circ\text{C}$ σ_p возрастает значительно интенсивнее, чем модули упругости (в 2,5 раза). По-видимому, это обусловлено тем, что адсорбционное снижение прочности за счет влияния незамерзшей воды заметно уменьшается, но межзерновые зоны остаются ловушками растущих трещин, так как содержание в них жидкой фазы еще не слишком мало, ПККС не достигла хрупкого состояния, гетерогенность ее сохраняется. Для песка же в последнем интервале температур модули упругости существенно больше, а σ_p меньше, чем в суглинке, что обусловлено высокой жесткостью, однородностью и хрупкостью ПККС, ввиду практически полного вымерзания жидкой фазы. Другими словами, ПККС песка и суглинка при температурах $-20 \div -40^\circ\text{C}$ находятся в совершенно разных состояниях. Это подтверждается величиной $\sigma_p \rightarrow \sigma_{сж}$ и разностью между ними, которая у суглинка невелика (3,5 МПа) и уменьшается лишь в области самых малых значений прочности, т.е. наибольшего содержания незамерзшей воды. У мерзлого песка $\sigma_{сж}$ больше σ_p примерно в 4 раза практически при любых состояниях, так как в интервале температур исследования $-10 \div -40^\circ\text{C}$ содержание жидкой фазы весьма мало. Связь $E - \sigma_p$ была получена нами и для солевого (из раствора NaCl) льда (рис. 188). Правые точки графика соответствуют состоянию при $t = -24^\circ\text{C}$, когда содержание жидкой фазы во льду незначительно, а левые — при $t \approx -(1 \div 2)^\circ\text{C}$, т.е. когда содержание жидкой фазы наибольшее (15 ÷ 18)%. Естественно, что рассматриваемая зависи-

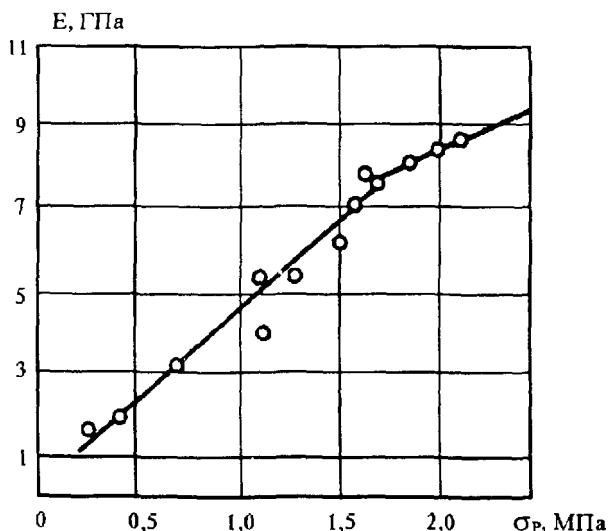


Рис. 188. Связь прочности на разрыв σ_p и модуля Юнга E солевого льда

мость для соленого льда оказалась сходной с мерзлым суглинком. Подобная зависимость, но с большим расхождением экспериментальных точек получена и для морского льда [48].

Обобщение всех этих экспериментальных данных на единой диаграмме $E-\sigma_p$ (рис. 189) позволило нам показать [154] возможность экстремального возрастания σ_p при переходе криогенных пород от пластического разрушения к хрупкому. Ориентировочные температуры этого переходного состояния для соленых льдов $\sim -20^\circ\text{C}$, для мерзлых песков $\sim -5^\circ\text{C}$ и для мерзлых глинистых пород $\sim -(20 \div 30)^\circ\text{C}$. Наша гипотеза была подтверждена результатами экспериментов по изучению прочности на разрыв (способом раскалывания цилиндрических образцов клином по образующей) для ряда мерзлых грунтов, а также для подземных льдов, выполненных Е.П.Шушероиной, В.И.Зайцевым, В.В.Роговым [180]. Согласно их данным (рис. 190), максимумы прочности на разрыв были зафиксированы как на отобранных в естественном залегании монолитах, так и на моделях мерзлых грунтов с массивной криотекстурой. Авторы отмечают, что в отличие от обычных испытаний на растягивающих машинах со стандартной скоростью $1,5 \div 2,0$ МПа/мин, методика раскалывания клином позволяет

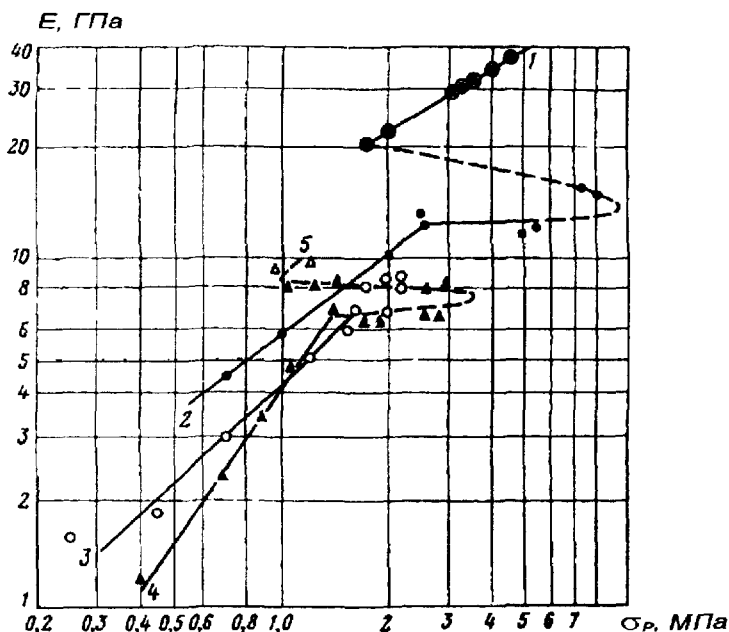


Рис. 189. Обобщенные взаимосвязи модуля Юнга и предела прочности на разрыв криогенных пород различного состава: 1 — песок, 2 — суглинок, 3 — соленый лед, 4 — морской лед (по результатам экспериментов Пейтона [48]), 5 — пресный лед

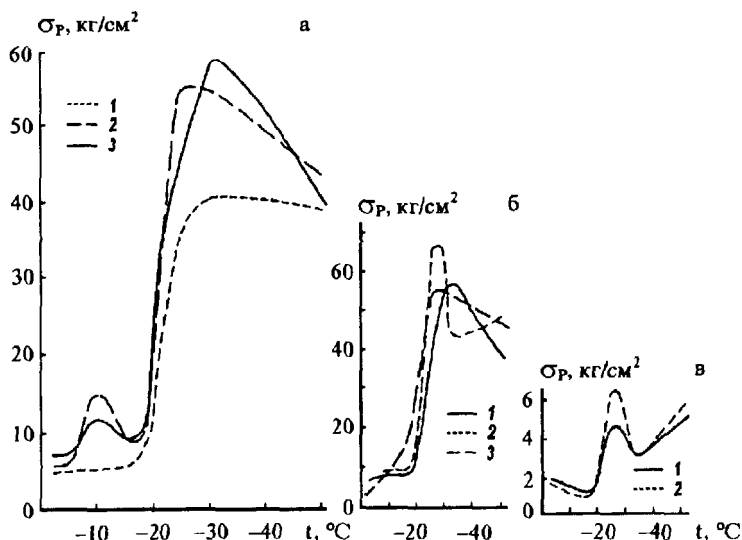


Рис. 190. Зависимость прочности на разрыв от температуры: а – монолиты многолетнемерзлых пород: 1 – супесь, 2 – суглинок, 3 – легкая супесь; б – модельные образцы: 1 – суглинок (плотность $1,31 \text{ Мг/м}^3$, $W_c = 83\%$), 2 – суглинок (плотность $\sim 1,45 \text{ Мг/м}^3$, $W_c = 60\%$), 3 – супесь (плотн. $1,48 \text{ Мг/м}^3$, $W_c = 83\%$); в – повторно-жильный лед разной плотности: 1, 2 – $0,87$ и $0,9 \text{ Мг/м}^3$, соответственно

осуществить разрушение гораздо быстрее – менее чем за $10 \div 15$ с. При этом процесс разрыва происходит более “чисто”. Максимум $\sigma_p(t)$ получен и в [230] при очень быстром разрыве со скоростью $\sim 4,23 \text{ см/с}$. Другие подобные результаты нам не известны; по-видимому, нужны дальнейшие детальные исследования с учетом возможных пиков прочности зависимости $\sigma_p(t)$ для различных криогенных пород. Связь между характеристиками упругости и σ_p установлена также для сухих пресных снежно-ледяных образований [219, 227]. Основой ее тоже является ПККС, особенности которой в данном случае определяются уплотнением и диагенезом этих сред с учетом вышеописанных (п.п. IV.2, VI.2) граничных состояний (плотностей или пористостей), в которых начинает преобладать новая степень упорядоченности, т.е. более высокое координационное число упаковки зерен, и как следствие – повышение жесткости и прочности ПККС.

Связи между динамическими E_d и статическими E_c модулями упругости, а также модулями деформации $E_{\text{проф.}}$ льдонасыщенных скальных мерзлых пород различного состава наиболее детально изучены О.К.Воронковым [29, 30] и на основе обобщения материалов многолетних исследований их предложено аппроксимировать следующими соотношениями:

Породы	Уравнение связи	Значения E_d , МПа
Изверженные и метаморфические	$E_c = 0,24 E_d$ $\lg E_{\text{деф.}} = 1,5 \lg E_d - 3$ $E_c = 8 \cdot 10^{-8} \cdot E_d^{2,4}$ $\lg E_{\text{деф.}} = 3 \lg E_d - 10$	$10^4 \div 4 \cdot 10^4$ $> 4 \cdot 10^4$
Осадочные	$E_c = 0,15 E_d$ $\lg E_{\text{деф.}} = 1,15 \lg E_d - 1,7$ $E_c = 8 \cdot 10^{-17} \cdot E_d^{4,2}$ $\lg E_{\text{деф.}} = 5,4 \lg E_d - 22$	$10^4 \div 5 \cdot 10^4$ $> 5 \cdot 10^4$

Ввиду небольших интервалов изменения коэффициента Пуассона для рассмотренных групп мерзлых пород приведенные взаимосвязи нетрудно преобразовать в функции $E_c(v_p)$ и $E_{\text{деф.}}(v_p)$ либо в зависимости от v_p . По той же причине важно установление надежных корреляционных связей между v_p и v_s конкретных мерзлых пород. Например, оценку v_s в водонасыщенных песчано-гравийно-галечниковых мерзлых грунтах для $t < -2^\circ\text{C}$ можно выполнить по формуле:

$$v_s \approx 0,8(v_p - 1,05), \quad (\text{VI.16})$$

где скорости выражены в км/с. Для мерзлых песчано-глинистых грунтов и торфов тоже имеются взаимосвязи (см. п. IV.5 и [41, 69, 116]) между соответствующими модулями.

Вышеизложенное раскрывает реальные возможности сейсмоакустических методов при оценке $\sigma_{\text{сж}}$, E_c , $E_{\text{деф.}}$ как в лаборатории, так и в естественном залегании мерзлых пород.

Взаимосвязь электрических и механических свойств. Для гетерогенных сред практически всегда есть распределение времен релаксации, а следовательно, и некоторое эффективное среднее время релаксации. Экспериментальное изучение процессов динамической релаксации в гетерогенных твердых телах показывает, что в ряде случаев наблюдается приблизительное равенство (в пределах порядка) их эффективного времени механической и электрической релаксации [95 и др.]. Такое сходное проявление разнородных процессов можно объяснить общими особенностями строения изучаемого объекта, т.е. определяющим влиянием на изучаемые механические и электрические свойства одних и тех же его подсистем.

Если предположить, что и у криогенных пород имеет место равенство эффективного времени электрической и механической динамической релаксации, то можно воспользоваться результатами его определения в одном поле (например, электрическом) для соответствующих, хотя бы оценочных расчетов механических величин. Обоснованность такого допущения подтверждается сопоставлением экспериментальных данных о времени электрической и ме-

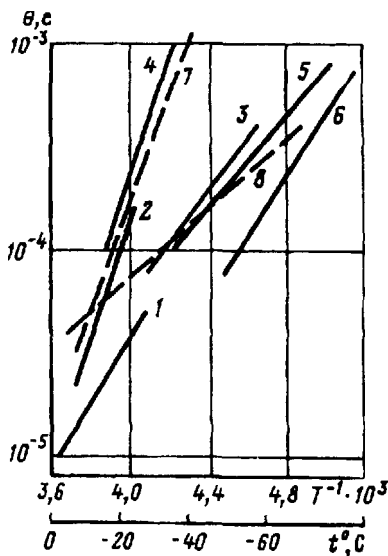


Рис. 191. Температурная зависимость времен механической и электрической (пунктир) релаксации в пресном льду: 1-3, 4, 7 - образцы монокристаллов льда; 5, 6, 8 - образцы поликристаллического льда (по сводным данным)

ханической релаксации пресного льда (рис. 191). Это сопоставление свидетельствует о вполне удовлетворительном совпадении, особенно если учесть, что пресный лед, изучавшийся разными авторами, мог иметь различия, обусловленные строением (структурой, текстурой), состоянием (концентрацией напряжений, дислокаций) и составом (наличием примесей).

Изучение характеристик динамической релаксации мерзлых пород находится пока в начальной стадии, имеются лишь данные, полученные при исследовании их диэлектрических свойств (см. п. III). Характеристики динамической механической релаксации мерзлых пород еще не определены из-за трудностей изучения в них поглощения энергии упругих волн. Будем исходить из предположения о равенстве эффективного времени механической и электрической релаксации. Тогда, в соответствии с температурными зависимостями эффективного времени электрической релаксации и модулей упругости, сводные данные о которых приведены в табл. 20, можно оценить температурную зависимость эффективной динамической вязкости криогенных пород, воспользовавшись в качестве первого приближения соотношением:

$$\eta_b(t) \approx E(t) \cdot \theta_b(t). \quad (VI.17)$$

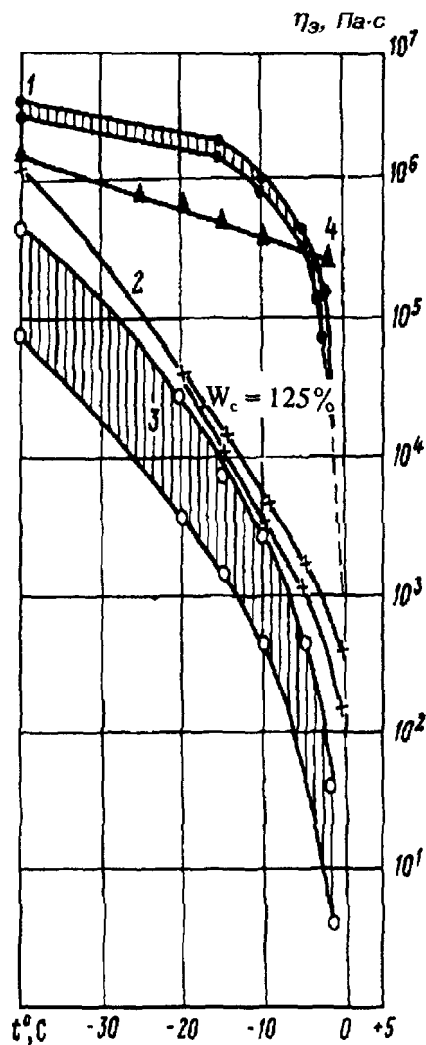
Полученные данные (рис. 192) позволили впервые представить характер изменения коэффициента динамической вязкости криогенных пород различного состава в процессе их промерзания. Форма кривых свидетельствует, что изменение динамической вязкости мерзлых пород при понижении температуры имеет существенные особенности по сравнению с пресным льдом. Последние находятся в хорошем качественном соответствии с температурной зависимостью комплексных модулей упругости, полученных вибрационным методом [283] для образцов мерзлых песчано-глинистых пород, а также с известными представлениями о кинетике фазовых преобразований в этих породах.

Из рис. 192 следует, что в диапазоне температур $-(2 \div 40)^{\circ}C$ вязкость глинистых мерзлых пород возрастает примерно на

Рис. 192. Температурная зависимость динамической эффективной вязкости мерзлых пород: 1 - песок ($q = 0,5 \div 1,0$); 2 - каолин ($W_c = 25 \div 125\%$); 3 - суглинок ($q = 0,35 \div 0,92$); 4 - лед

четыре порядка, в то время как у кварцевого песка она меняется примерно в 100 раз, а у пресного поликристаллического льда всего в 4-5 раз. При этом эффективная вязкость, начиная с температуры -5° и ниже, у мерзлого песка больше, чем у льда, а вязкость глинистых пород лишь при $t \leq -40^\circ\text{C}$ начинает приближаться к значениям для льда. Такая зависимость η отражает характер изменения содержания жидкой фазы в криогенных породах различного состава, резкое возрастание хрупкости мерзлого песка, вследствие чего его прочность на разрыв меньше по сравнению с мерзлыми глинистыми породами. Переход последних в состояние с преобладанием механизма хрупкого разрушения происходит, по-видимому, при $t < -(60 \div 70)^\circ\text{C}$.

Сопоставление полученных нами экспериментальных данных позволило также установить корреляционную связь между параметрами электрических и механических свойств. На рис. 193 приведены зависимости между модулями упругости (E и μ), диэлектрической проницаемостью ϵ' и эффективным временем электрической релаксации θ . Для связи $E(\epsilon')$ и $\mu(\epsilon')$ мерзлого песка коэффициенты корреляции оказались $0,99 \div 0,98$, т.е. имеет место практически функциональная зависимость. Это вполне понятно, так как с увеличением содержания жидкой фазы в граничных межзерновых зонах жесткость ПКС песка будет уменьшаться, а эффективная диэлектрическая проницаемость возрастать. Увеличе-



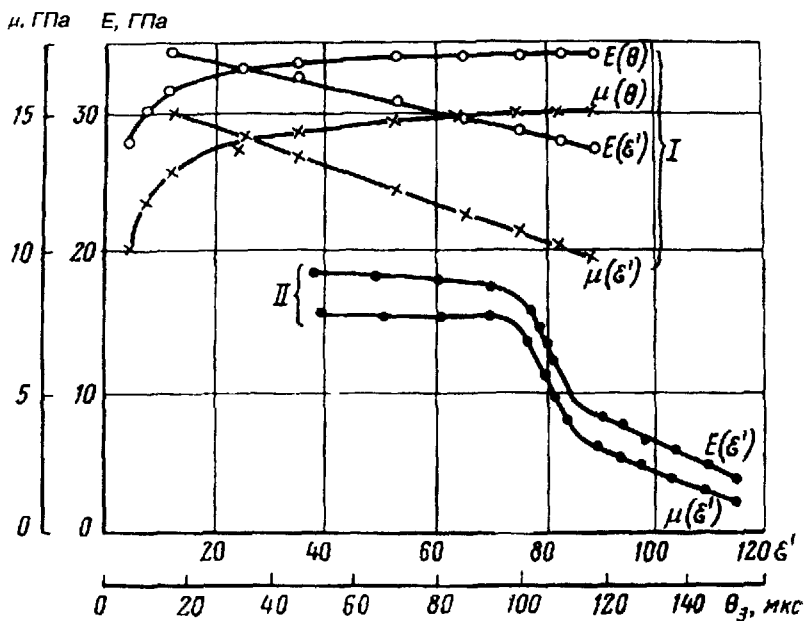


Рис. 193. Взаимосвязь электрических характеристик (ϵ'_3 и θ_3) и модулей упругости (E и μ): I – песок; II – каолин

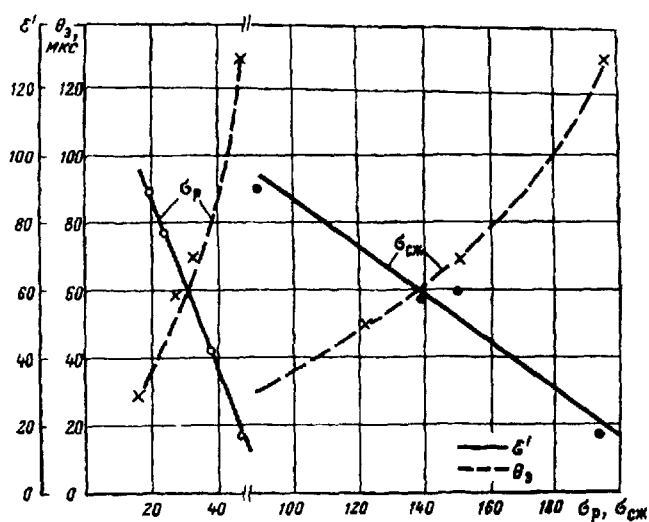


Рис. 194. Связь электрических и прочностных характеристик мерзлых пород

ние подвижности жидкой фазы должно привести к более быстрым процессам релаксации, в результате чего с приближением температуры мерзлой породы к 0°C эффективное время электрической релаксации (θ_e) уменьшается (см. п. III.3). Полученная взаимосвязь $E(\theta_e)$ и $\mu(\theta_e)$ с коэффициентом корреляции $0,89 \div 0,87$ полностью соответствует температурной зависимости этих модулей упругости, что подтверждает справедливость нашего предположения о близости значений эффективных времен электрической и механической релаксации в мерзлых породах. Связи характеристик механических свойств с удельным электрическим сопротивлением установить значительно труднее, так как величина последнего гораздо сильнее зависит от извилистости токовых путей, т.е. изменения распределения жидкой фазы, чем от жесткости ПКС мерзлой породы.

Наконец, на рис. 194 показана взаимосвязь между электрическими параметрами и прочностью мерзлого песка, которая для зависимости $\sigma(\epsilon)$ в первом приближении линейна. Экспериментальное и теоретическое установление надежных количественных взаимосвязей позволит осуществить широкое применение электромагнитных дистанционных методов не только для качественного расчленения, но и для рекогносцировочной количественной оценки и прогноза параметров упругости и прочности мерзлых толщ *in situ*.

VI.4. Электроакустический эффект в мерзлой породе

Электроакустическое преобразование (ЭАП) энергии колебаний в криогенных породах также является своеобразным примером взаимосвязей электрических и механических свойств, поскольку оно тоже обусловлено особенностями ионной подсистемы ПКС. Кроме ЭАП есть и обратный эффект – акустоэлектрическое преобразование (АЭП). По существу АЭП и ЭАП – аналоги прямого и обратного сейсмоэлектрического эффекта – Е во влагосодержащих пористых породах, давно известного в геофизике [107 и др.] и имеющего как электрокинетическую, так (в некоторых случаях) и электрохимическую природу [94]. Однако до настоящего времени теория явления окончательно не разработана.

В криогенных породах оно до недавнего времени не изучалось, но из общих соображений должно быть обусловлено спецификой кинетики фазовых преобразований и изменением содержания, состава и состояния незамерзшей жидкой фазы, тем не менее были сомнения в возможности его регистрации в криогенных средах. Первые лабораторные эксперименты [78, 156] показали, что АЭП может быть зарегистрировано в мерзлых породах. При этом был установлен сходный характер зависимости его величины от температуры в кварцевом песке, кимберлите и известняке (рис. 195). Детальное изучение частотной зависимости АЭП в интервале 100 Гц–100 кГц на образцах мерзлого кварцевого песка при температурах от 0 до -40°C показало наличие нескольких

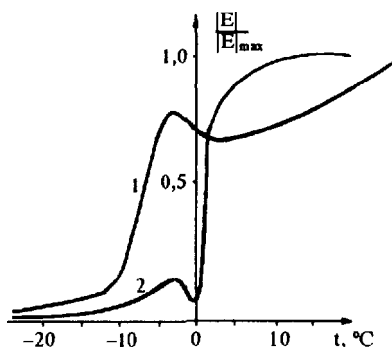


Рис. 195. Примеры температурной зависимости АЭП во влажных продуктивном (Якутия) кимберлите (1) и песке (2)

максимумов, в пределах которых была достаточно высокая чувствительность АЭП к преобразованиям жидкой фазы. На частотах 7–8 и 17–18 кГц амплитуда регистрируемого сигнала закономерно уменьшалась с понижением температуры и эффект практически исчезал при -28°C . Более четко это происходило на частотах 7–8 кГц. Какой-либо зависимости АЭП от $W_c = 2 \div 18\%$ образцов мерзлого песка не установлено. Наибольшая интенсивность АЭП получена у продуктивных кимберлитов Якутии, для которых по данным специальных лабораторных экспериментов (А.А.Кокорев) оказался значительно повышенным и электрокинетический потенциал. Дальнейшие исследования привели нас к изучению ЭАП, поскольку оказалось, что в лабораторных условиях методически проще и надежнее реализовать измерения для этого вида преобразования (см. п. V.4). Однако прежде кратко остановимся на теории явления.

Если принять, что АЭП и ЭАП имеют электрокинетическую природу, то в линейном приближении можно записать следующие общие соотношения:

$$\vec{J} = a_{11}\vec{E} + a_{12}\vec{\nabla}P \quad (\text{VI.18})$$

$$\vec{v} = -a_{21}\vec{E} - a_{22}\vec{\nabla}P, \quad (\text{VI.19})$$

где $\vec{J}$ – плотность тока, $\vec{E}$ – напряженность электрического поля, $\vec{\nabla}P$ – градиент давления, $\vec{v}$ – скорость течения жидкости, a_{ij} – обобщенные термодинамические постоянные. Первый член в (VI.18) отражает закон Ома, второй член в (VI.19) – закон Дарси; члены с множителями a_{12} и a_{21} характеризуют электрокинетические явления: потенциал протекания (фильтрации) и электроосмос. Постоянные a_{ij} определяются следующими соотношениями: $a_{11} = \rho\sigma$;

$a_{12} = a_{21} = p\epsilon \cdot \xi / \eta$; $a_{22} = K / \eta$, где p – пористость, K – проницаемость среды, ξ – электрокинетический потенциал; ϵ , σ и η – диэлектрическая проницаемость, удельная электропроводность и динамическая вязкость жидкости. При $J = 0$ (установившееся состояние) уравнение (VI.18) принимает вид:

$$\vec{\nabla}P = -\frac{a_{11}}{a_{12}} \cdot \vec{E}. \quad (\text{VI.20})$$

Формула (VI.20) может быть записана и через разность потенциалов $\Delta\varphi$ и перепад давления:

$$\Delta P = \frac{a_{11}}{a_{12}} \cdot \Delta\varphi \text{ или } \Delta\varphi = \frac{a_{12}}{a_{11}} \cdot \Delta P. \quad (\text{VI.20}')$$

Подставляя (VI.20) в (VI.19), получим:

$$\vec{v} = -\left(1 - \frac{a_{11} \cdot a_{22}}{a_{12} \cdot a_{21}}\right) \cdot a_{21} \cdot \vec{E} \quad (\text{VI.21})$$

или

$$\bar{v} = -\left(1 - \frac{a_{12} \cdot a_{21}}{a_{11} \cdot a_{22}}\right) \cdot a_{22} \cdot \vec{\nabla}P. \quad (\text{VI.22})$$

Из (VI.21) и (VI.22) видно, что в обоих случаях возникает перемещение (фильтрация) жидкости, скорость которого зависит от “электровязкости” – второй член в скобках.

Таким образом, (VI.21) определяет возникновение движения жидкости под воздействием приложенного (в нашем случае переменного) электрического поля, т.е. возникает перемещение (миграция) ионов диффузной части ДЭС или в целом порового раствора, вовлекающее в движение жидкость – электроосмос. При этом часть приобретаемого механического импульса (и энергии) направленного движения передается стенкам извилистого порового пространства среды, в которой возникают переменные во времени деформации сжатия-растяжения, т.е. продольная упругая волна. Этот механизм обуславливает ЭАП. Однако объяснение природы ЭАП электроосмосом нам представляется недостаточным. Энергетическая неоднородность и различная степень свободы перемещения жидкой фазы в песчано-глинистых грунтах, связанная с неравномерностью адсорбционной активности и морфологии поверхности порового пространства, обуславливает возникновение эффекта макродипольной электрической поляризации (п. III.1), который дает свой вклад в ЭАП. Причем в замкнутых (квазизамкнутых) доменах жидкой фазы миграционные смещения ионов с сольватной оболочкой к “стенкам” домена происходят *дважды* за период приложенного переменного электрического поля. Отсюда следует, что пере-

дача механического импульса давления твердой матрицы среды (т.е. возбуждаемые деформации) будет меняться во времени на удвоенной частоте по сравнению с частотой приложенного поля. Таким образом, ЭАП должно регистрироваться в виде двух видов сигналов: 1) на частоте возбуждающего приложенного переменного электрического поля – электроосмотическая составляющая и 2) на удвоенной частоте – макродипольная составляющая. Интенсивность второго вида ЭАП должна быть тем больше, чем выше степень дискретизации жидкой фазы (порового раствора) в среде, т.е. в глинистых породах при положительных температурах и в мерзлых грунтах в зависимости от особенностей формирующейся ПКС, состава и концентрации порового раствора.

Формула (VI.22) характеризует движение жидкости вместе с содержащимися в ней ионами под действием внешнего переменного поля давления (механического напряжения). Смещение ионов в пористой среде создает ее электрическую поляризацию, т.е. возникает переменная разность потенциалов на участке измерения (потенциал фильтрации) или соответствующее ей переменное электромагнитное поле, т.е. обратное преобразование энергии средой – АЭП. В этом случае также будет влияние макродипольного эффекта поляризации. Распространение импульса механического напряжения (градиента давления) будет вызывать различные смещения ионов разной массы (следовательно, и знака заряда), что обуславливает возникновение электрического (макродипольного) момента доменов жидкой фазы. В итоге возникает суммарный объемный дипольный момент исследуемой среды, т.е. акустоэлектрический эффект Е (АЭП-А₁), регистрируемый на частоте приложенного поля механических напряжений. В пористых средах с повышенной дискретизацией поровой влаги макродипольный эффект может оказаться доминирующим (по сравнению с обычным потенциалом фильтрации) при регистрации АЭП-А₁.

Электрокинетическая чувствительность среды, т.е. ее отклик на внешнее воздействие, с учетом значений коэффициентов a_{ij} , определяется из (VI.20'):

$$\kappa_{\text{АЭП}} = \frac{\Delta\varphi}{\Delta P} = \frac{a_{12}}{a_{11}} = \frac{\epsilon\xi}{4\pi\eta\sigma} \quad (\text{VI.23})$$

$$\kappa_{\text{ЭАП}} = \frac{\Delta P}{\Delta\varphi} = \frac{1}{\kappa_{\text{АЭП}}}.$$

Далее, применяя конкретный волновой закон изменения во времени и пространстве $\bar{E}$ и P (или механического напряжения σ^M), можно получить связь между их амплитудами, т.е. перейти к коэффициенту (модулю) электромеханического преобразования энергии, который будет определяться как величиной K , так и частотой, ско-

ростью и коэффициентом затухания волн. Физически величина этого модуля в пористой влагонасыщенной среде будет функцией подвижности, чисел переноса и концентрации ионов в поровом растворе, степени гофрированности и извилистости порового пространства, адсорбционных свойств поверхностей твердых матриц среды, степени заполнения пор, т.е. количества, состава, энергетического состояния и характера пространственного распределения жидкой фазы. Рассмотреть теоретически количественный вклад каждого из этих факторов пока не представляется возможным. Поэтому необходимо развивать экспериментальные исследования.

Прямой и обратный сейсмoeлектрический эффекты, а также ЭАП и АЭП в различных породах при положительных температурах изучали многие авторы: М.С.Анцыферов, Э.И.Пархоменко, И.Г.Гаскаров, Г.Я.Черняк, Н.М.Нейштад, Н.И.Мигунов, С.Эксштейн, Е.Кинди, Л.Ляг и др. (см., например, библиографию в [94, 107, 175]). В результате этих исследований были установлены зависимости АЭП от влажности, проницаемости (открытой пористости), обменных катионов, концентрации порового раствора, состава минеральной матрицы породы и др. Полученные закономерности находятся в удовлетворительном согласии с вышеприведенными теоретическими представлениями. Так, например, установленное экспериментально Э.И.Пархоменко сильное уменьшение АЭП с возрастанием концентрации насыщающего поры раствора (NaCl) полностью соответствует формуле (VI.23), т.к. в более концентрированных поровых растворах уменьшаются ϵ и ξ и возрастает η и σ , что приводит к снижению $K_{\text{АЭП}}$. Для ЭАП, наоборот, такие изменения указанных параметров должны привести к возрастанию электрокинетической чувствительности среды, что и было экспериментально подтверждено нами (см. ниже). Однако для мерзлых грунтов долгое время не было никаких данных об электромеханических преобразованиях энергии, кроме вышеупомянутых первых экспериментов по регистрации АЭП.

Нами совместно с А.С.Павловым были выполнены специальные исследования ЭАП на простейшей модели пористой среды – образцах чистого люберецкого кварцевого песка, насыщавшихся растворами разной концентрации и ионного состава. Были выбраны растворы солей KCl , NaCl , MgCl_2 и K_2CO_3 с последовательно понижающимися $t_{\text{ж}}$. Концентрация растворов задавалась от 10^{-4} до 1 моль/л. Образцы замораживались при температуре $-(50 \div 60)^\circ\text{C}$ с целью получения массивной криотекстуры; измерения выполнялись при фиксированных температурах от -40°C до $+20^\circ\text{C}$ на частотах $3 \div 12$ кГц, методика и техника их описана в п. V.4. В результате цикла экспериментов установлены [103, 104, 214, 215] следующие особенности ЭАП в мерзлых грунтах:

– наличие двух видов ЭАП: *линейного* – A_1 и *нелинейного* – A_2 по отношению к величине напряженности возбуждающего переменного электрического поля. Нелинейный эффект легко идентифицировать, так как он наблюдается на удвоенной частоте по

сравнению с частотой возбуждающего поля, в то время как линейный — на той же частоте:

- зависимость ЭАП от влажности грунта;
- закономерности изменения ЭАП от температуры мерзлого грунта, существенно различные для A_1 и A_2 ;
- зависимость ЭАП от концентрации поровых растворов в мерзлых песках с выделением граничной величины исходной концентрации, меньше которой засоленность практически не сказывается на кинетике промерзания грунта;
- влияние ионного состава поровых растворов (при фиксированной концентрации) на ЭАП в связи с особенностями промерзания засоленного грунта.

Рассмотрим подробнее выделенные особенности.

Изучение частотной зависимости в интервале $0,5 \div 100$ кГц показало, что наибольшая интенсивность и устойчивая воспроизводимость ЭАП имела место на частотах в достаточно узком интервале $\sim 3 \div 12$ кГц возбуждающего электрического поля. Удвоение частоты нелинейного эффекта A_2 , в соответствии с вышеизложенными теоретическими представлениями, свидетельствует о его макродипольной природе. Это подтверждается и резким возрастанием сигнала ЭАП- A_2 при переходе грунта в мерзлое состояние, что обусловлено увеличением степени дискретности распределения жидкой фазы при возникновении ПККС. Кроме того, ледяная матрица ПККС изменяет подвижность ионов и их комплексов. Нами экспериментально было установлено, что фаза сигнала ЭАП- A_2 не зависит от смены направления напряженности возбуждающего электрического поля, однако его амплитуда и частотный спектр при этом несколько изменяются. По-видимому, это обусловлено ион-ионным и концентрационным торможением ионов, смещающихся в пределах домена жидкой фазы в грунте. Неполарность ЭАП- A_2 и иногда близкая к квадратичной зависимость его от напряженности приложенного электрического поля E формально напоминает явление электрострикции, которое и было принято для объяснения природы ЭАП в [175]. Однако это не так, поскольку макродипольная поляризация имеет существенно иную физическую природу, чем электрострикция. Кроме того, ввиду все же неидентичной реакции домена жидкой фазы (раствора) на смену знака приложенного электрического поля, зависимость $A_2(E)$ отклоняется от квадратичной (рис. 196):

$$A_2 = a \cdot E_m^b \cdot e^{c E_m}, \quad (\text{VI.24})$$

где E_m — амплитуда напряженности возбуждающего электрического поля; a , b , c — эмпирические коэффициенты, причем $a > 0$, $2 > b > 1$, $c > 0$.

Как следует из рис. 196, величина ЭАП- A_1 линейно связана с E_m (или с соответствующей разностью потенциалов, приложенной к образцу известной длины), что свидетельствует об электроосмо-

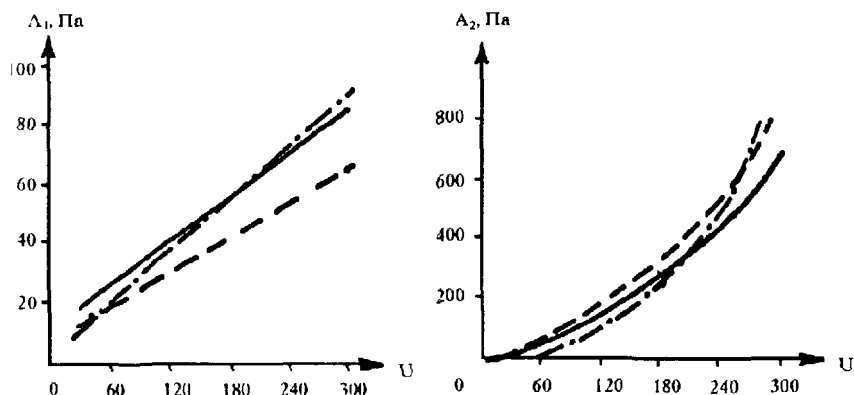


Рис. 196. Зависимость ЭАП A_1 и A_2 от возбуждающего электрического напряжения, приложенного к образцу (в вольтах)

тической природе A_1 в среде с достаточной проницаемостью порового пространства.

Зависимость величины ЭАП (A_1 и A_2) от влажности в талом песке оказалась с экстремумом в интервале $W_c \approx 10 \div 14\%$, т.е. при $q < 1$, причем спад амплитуды A_2 в сторону малых влажностей происходит гораздо медленнее, чем A_1 . Последнее подтвердилось при изучении образцов и при отрицательных температурах, однако зависимости от W_c в мерзлом песке пока не было установлено.

На рис. 197 приведены примеры изменения амплитуд A_1 и A_2 , нормированных их максимальными значениями, в зависимости от температуры для разных составов и исходных концентраций насыщающих поровых растворов. Эти результаты полностью подтверждают вышеизложенные наши представления о природе двух видов ЭАП. Так, при положительной температуре, когда во влажном песке преобладает квазисвободная жидкая фаза и проницаемость среды велика, интенсивность ЭАП- A_1 (т.е. электроосмотическая составляющая) гораздо больше, чем ЭАП- A_2 (левые части графиков). Эта разница достигает 8-10 раз даже в практически незасоленном песке. При переходе в мерзлое состояние, в связи с выделением в порах льда, резко возрастает степень дискретизации незамерзшей жидкой фазы и при этом сильно увеличивается ЭАП- A_2 , а ЭАП- A_1 , соответственно, уменьшается. В зависимости от величины C эти изменения существенно отличаются. Так, при $C \leq 10^{-3}$ моль/л характер уменьшения A_2 не был зарегистрирован, так как интервал интенсивных фазовых преобразований в мерзлом песке $0 \div -1^\circ\text{C}$ не был обеспечен точным термостатированием. В результате при замерзании был получен резкий спад A_1 и A_2 практически до нуля (рис. 197,а). Однако уже при $C = 10^{-2}$ моль/л, т.е. немного большей $C_{кр}$, возрастание A_2 четко зафиксировано (рис. 197,б), причем в мерзлом состоянии умень-

шение A_2 происходит достаточно плавно вплоть до $-10 \div 15^\circ\text{C}$. В то же время A_1 резко уменьшается до нуля при отрицательных температурах вблизи 0°C . Такое изменение A_1 и A_2 отражает процесс интенсивной дискретизации незамерзшей жидкой фазы в слабозасоленном мерзлом песке вблизи 0°C с образованием достаточно замкнутых доменов, размеры которых сокращаются с понижением температуры, достигая при $t \sim -10^\circ\text{C}$ столь малых величин, что смещающиеся в них ионы не создают регистрируемых упругих напряжений в твердой матрице ПКС (звуковое

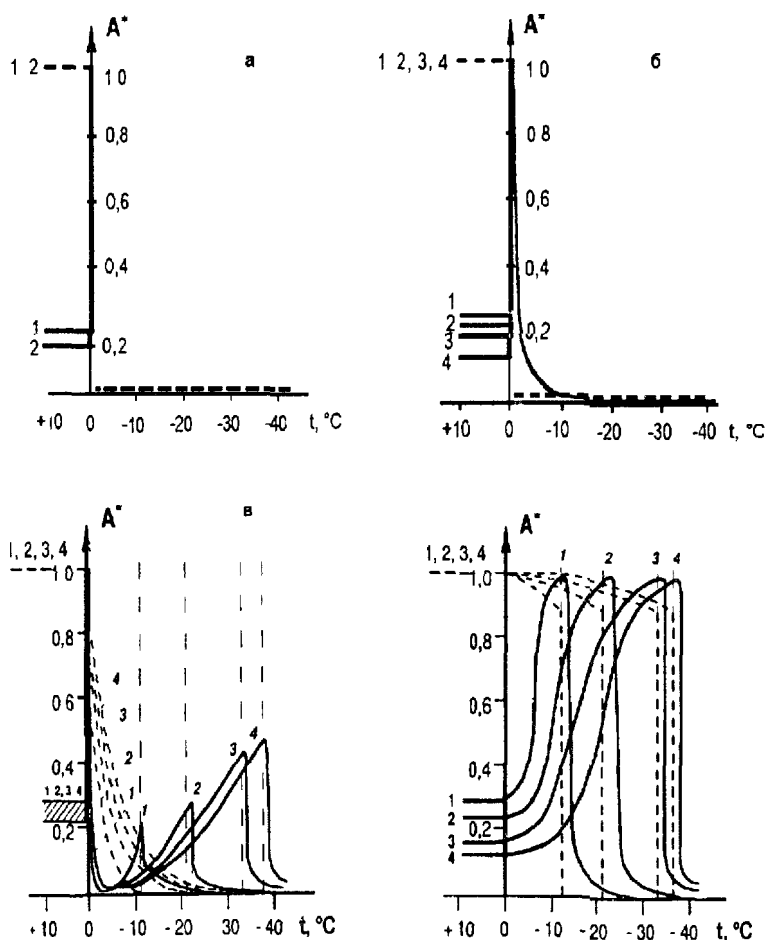


Рис 197 Зависимость ЭАП от температуры при разных исходных концентрациях и составах насыщающего порового раствора. $C \leq 10^{-3}$ — а, 10^{-2} — б, 10^{-1} — в, 1 моль/л — г, 1 — KCl, 2 — NaCl, 3 — MgCl_2 , 4 — K_2CO_3 ; A^* — нормированные значения их максимальными величинами, A_2 — сплошные линии и A_1 — пунктир

давление становится $<0,02$ Па). Поэтому ЭАП- A_2 падает до нуля при температурах намного выше эвтектических. Состояние мерзлого песка при этом характеризуется крайне малым содержанием жидкой фазы ($\sim 0,25\%$), которая к тому же сильно дисперсна.

При $C = 10^{-1}$ моль/л мерзлый засоленный грунт характеризуется иной кинетикой промерзания и формирования соленого порового льда с более крупными ячейками рассола при общей проницаемости грунта, плавно уменьшающейся с понижением температуры. Соответственно, при переходе грунта в мерзлое состояние наблюдается возрастание A_2 (рис. 197,в) и уменьшение A_1 . Затем с понижением температуры растет концентрация рассола в ячейках, что снижает подвижность ионов и приводит к уменьшению A_2 . Далее степень дискретности ячеек порового насыщенного рассола будет возрастать из-за выпадения кристаллогидратов солей с понижением температуры и приближением ее к $t_{жв}$. При этом A_1 уменьшается до нуля, и возникает второе возрастание эффекта A_2 , которое может быть дополнительно обусловлено возникновением ионных ассоциатов в концентрированном рассоле. Эвтектические температуры использованных поровых растворов четко фиксируются переходом A_2 через максимум с последующим спадом до нуля при $t < t_{жв}$.

При высоких концентрациях насыщающих поровых растворов ≥ 1 моль/л процесс выпадения льда и кристаллогидратов солей сильно растянут в широком температурном интервале и $t_{н.з}$ опускается до $-(3 \div 7)^\circ\text{C}$ в зависимости от ионного состава раствора. Соответствующее изменение линейного эффекта A_1 (рис. 197,г) выражено лишь небольшим уменьшением с понижением температуры вплоть до $t_{жв}$, а затем A_1 резко падает до нуля. Это свидетельствует о сохранении значительной проницаемости порового пространства мерзлого засоленного грунта при весьма низких температурах. В то же время степень дискретности крупных ячеек жидкой фазы с понижением температуры растет, на что указывает плавное возрастание нелинейного эффекта A_2 , который становится больше A_1 примерно в середине температурного интервала вымерзания жидкой фазы для порового раствора любого ионного состава. Эвтектические температуры поровых растворов четко фиксируются резким спадом почти до нуля A_1 и переходом A_2 через максимум.

Установленное возрастание нелинейного эффекта в мерзлом состоянии засоленного грунта хорошо описывается для всех составов растворов выражением типа: $A_2^* = a \cdot 10^{b|t|}$, как это следует из рис. 198, построенного в полулогарифмическом масштабе для $C = 1$ моль/л. Причем на уровне значений $\approx 0,7$ A_2^* имеет место явное изменение наклона графика, т.е. переход к другим значениям параметров a и b эмпирического уравнения. Это изменение параметров соответствует вышеотмеченной температуре на середине интервала $t_{н.з} - t_{к.з}$ (для каждого ионного состава порового раствора), при которой A_2 становится больше A_1 . По-видимому, это обусловлено интенсивным выпадением кристаллогидратов за счет превышения

предельной растворимости солей в ячейках поровых растворов, которые становятся пересыщенными. Согласно известным данным о предельной растворимости солей в воде и характере замерзания растворов, при этих температурах должно перейти в лед около 70% воды при KCl засолении и около 80% для остальных.

Таким образом, содержание незамерзшей жидкой фазы остается вплоть до эвтектической температуры относительно большим, что обуславливает значительную проницаемость мерзлого песка и слабое изменение A_1 вплоть до $t_{\text{э}}$ порового раствора (рис. 197,г). При начальной концентрации порового раствора $C \approx 10^{-1}$ моль/л количество незамерзшей жидкой фазы примерно на порядок меньше и составляет всего единицы процента от первоначального ее содержания. При этом степень дискретности ее сильно возрастает при понижении температуры, что отражается ходом изменения ЭАП A_1 и A_2 (рис. 197,в). Как видно из этого рисунка, ЭАП- A_1 , а следовательно, и проницаемость грунта стремятся к нулю при температурах намного выше эвтектических, т.е. такой мерзлый грунт всегда будет монолитнее и прочнее более засоленного (рис. 197,г), за исключением состояний при температурах вблизи 0°C , когда ЭАП- A_1 стремится к максимуму в обоих случаях.

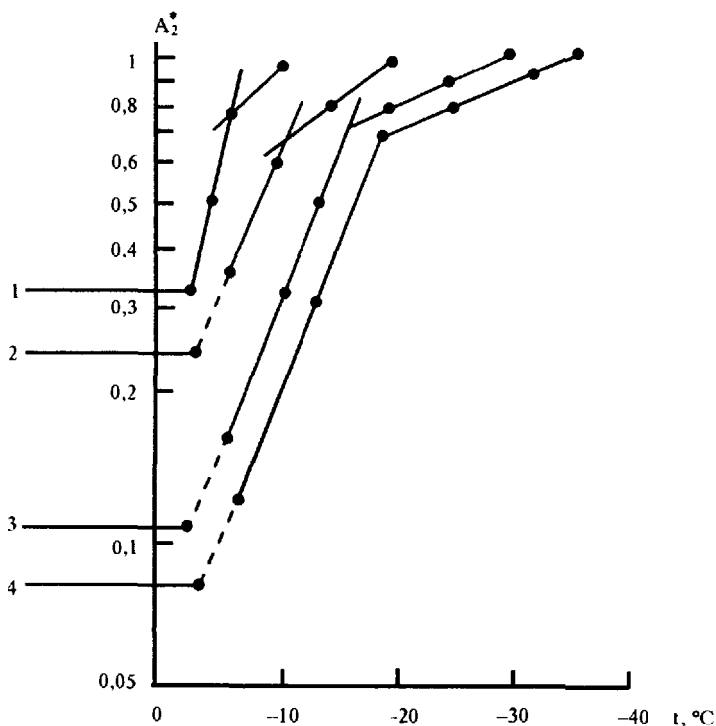


Рис. 198. Изменение ЭАП- A_2 при охлаждении мерзлого песка: 1-4 (см. рис. 197)

На рис. 199 приведены примеры зависимости ЭАП- A_2 от концентрации поровых растворов четырех солей при различных температурах мерзлого грунта. Зависимость представлена через нормированные максимумом значения - A_2^* . Из приведенных данных следует, что, во-первых, для насыщающих растворов любого ионного состава имеется граничная исходная концентрация $\sim 5 \cdot 10^{-3} \div 10^{-2}$ моль/л (совпадающая с $C_{кр}$, установленной диэлектрическим методом), ниже которой мерзлый песок практически не отличается от пресного, и ЭАП в нем при наших измерениях не был зарегистрирован (рис. 197,а). Во-вторых, в засоленных песках при исходных концентрациях поровых растворов $C > C_{кр}$ происходит возрастание ЭАП- A_2 при переходе в мерзлое состояние и дальнейшее характерное его изменение с понижением температуры в зависимости от величины C (рис. 199). Линейный ЭАП- A_1 при этом лишь уменьшается и при некоторых температурах мерзлого грунта, характерных для каждого ионного состава порового раствора, становится меньше A_2 , а затем стремится к нулю.

В целом на основании полученных экспериментальных данных можно утверждать, что в интервале исходных концентраций насыщающих поровых растворов $0,05 \div 1$ моль/л и более совместное изучение ЭАП A_1 и A_2 позволяет исследовать кинетику промерзания засоленного грунта, изменение степени дискретности распределения в нем незамерзшей жидкой фазы (проницаемости грунта), температуру завершения фазовых переходов поровых растворов различного ионного состава.

Таким образом, пористая среда, насыщенная раствором, представляет собой некоторый хемотрон [45], преобразовывающий энергию при воздействии на него внешнего электрического или механического поля, вызывающего перемещение жидкой фазы относительно твердой матрицы. Получаемый в результате такого преобразования сигнал несет информацию о внутренних особенностях

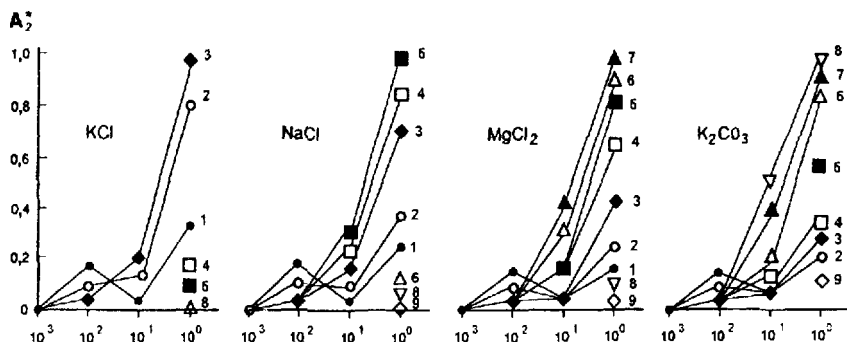


Рис 199. Соотношения между ЭАП- A_2 и исходной концентрацией (моль/л) для различных насыщающих растворов при температурах ($^{\circ}\text{C}$). -3(1), -7(2), -11(3), -15(4), -20(5), -27(6), -31(7), -36(8), -40(9)

среды. Поэтому изучение ЭАП или АЭП в мерзлых породах является новым методом косвенного определения особенностей их строения, состава, состояния и т.п.

Рассмотренные результаты экспериментов свидетельствуют, что регистрация и совместный анализ закономерностей изменения ЭАП A_1 и A_2 является эффективным лабораторным методом изучения промерзания мерзлых грунтов, содержащих жидкую фазу в различных энергетических состояниях. Для засоленных мерзлых грунтов этот метод весьма чувствителен к концентрации и ионному составу поровых растворов, и его применение позволило уточнить основные специфические черты их промерзания [164, 214, 215].

Метод может быть применен и в полевых условиях при стационарном мониторинге состояния мерзлых засоленных грунтов в основаниях сооружений, а также при контроле промерзания хранилищ жидких отходов и др. При полевых исследованиях с целью оконтуривания рудных тел в криолитозоне в сложных геологических условиях, когда другие геофизические методы оказываются малоэффективными, использование сейсмoeлектрического эффекта (или АЭП) тоже может быть вполне успешным. Это, в частности, показано Н.И.Мигуновым и А.А.Кокоревым [94 и др.] при решении задачи оконтуривания кимберлитовых алмазных трубок в Якутии, погребенных под траппами.

Дальнейшие исследования ЭАП и АЭП в различных криогенных породах могут выявить новые особенности и критерии электро-механического преобразования, которые позволят расширить области его полезного применения.

VI.5. Методы изучения кинетики промерзания и фазового состава

Кинетика промерзания влагосодержащего грунта или горной породы тесно связана с содержанием и состоянием незамерзшей жидкой фазы при определенных температурах. Однако она не исчерпывается интегральным соотношением льда и жидкой фазы в суммарной влажности грунта. Существенными факторами кинетики промерзания являются: а) температура начала замерзания — $t_{нз}$; б) температура завершения фазовых переходов или промерзания криогенной породы — $t_{кз}$; в) характер объемного распределения в грунте незамерзшей жидкой фазы и степени ее дискретности на различных этапах промерзания среды; г) скорость фазовых преобразований в среде и время установления квазиравновесного состояния лед-жидкая фаза при фиксированной температуре. Поэтому многие методы определения фазового состава влаги в криогенных породах не дают достаточно полной информации о кинетике их промерзания (таяния).

Методы определения фазового состава мерзлых сред могут быть

прямыми и косвенными. К прямым относятся методы оптической и электронной микроскопии, когда определяют количество зерен и агрегатов льда и скоплений незамерзшей жидкой фазы на участке поверхности образца (или среза) в пределах поля зрения микроскопа. Для получения репрезентативных данных требуются наблюдения и анализ многих участков (срезов) одного и того же образца при каждой температуре исследования, что весьма трудоемко. Необходимо автоматизация процесса изучения микроскопных изображений с применением оптико-электрических преобразователей, а далее компьютерного хранения и анализа информации с представлением результатов в необходимом виде. При соответствующей разработке методического и программного обеспечения автоматизированная микроскопия (включая микрокино съемку) может дать объективную богатую информацию о кинетике промерзания и закономерностях пространственного распределения жидкой фазы и льда, которая, возможно, позволит перейти к построению количественных моделей столь сложного процесса в различных криогенных средах. Пока же развиваются косвенные методы, основанные на изучении физико-химических, физических процессов и явлений в промерзающих (оттаивающих) мерзлых средах, на измерении температурных и других зависимостей параметров, характеризующих физические свойства этих сред, наиболее чувствительные к интересующим фазовым преобразованиям.

Все косвенные методы можно подразделить на две основных группы: 1) *физико-химические*; 2) *физические*. К первой относятся методы, основанные на регистрации: теплового эффекта фазового перехода (калориметрические, криоскопические и др.); эффектов, связанных с адсорбцией, миграцией влаги в грунтах и установлением динамического равновесия между разными формами влаги (гигроскопический, сублимационный, контактный и др.) и т.п. Сюда же условно можно отнести и dilatометрический метод, в особенности при изучении засоленных грунтов.

Ко второй группе относятся методы, основанные на откликах мерзлой среды на воздействие слабых внешних физических полей и регистрации соответствующих эффектов: ширины спектров поглощения или амплитуд спинового эха при ЯМР, диэлектрических частотно-температурных релаксационных спектров, удельного электрического сопротивления и поляризуемости, параметров распространения в среде электромагнитных и упругих волн различных частот, электроакустического преобразования энергии изучаемой средой и т.п. Методы первой группы применимы лишь в лабораторных условиях, в то время как все методы второй группы принципиально могут применяться при изучении мерзлых сред как в лаборатории на образцах, так и в натуральных условиях.

Метод ЯМР в различных модификациях [86] (который, строго говоря, является методом радиоспектроскопии, т.е. электромагнитным, но все же стоит особняком), благодаря работам А.Тайса, В.Л.Квливидзе, А.В.Краснушкина, А.А.Ананяна и других ученых,

жидкой фазы в образцах мерзлых грунтов различного состава в широком интервале температур [8, 73, 192, 228, 288, 289 и др.].

К настоящему времени установлено достаточно надежно, что процессы электропроводности и электрической поляризации в мерзлых средах являются весьма чувствительными к происходящим в них фазовым преобразованиям. Следовательно, температурные зависимости электрических параметров криогенной среды η , ϵ_3' , σ_3' (или ρ_3 , ϵ_3'' , $\text{tg}\delta_3$) должны отражать многие особенности кинетики промерзания и изменения содержания жидкой фазы. Подобная ситуация имеет место и для акустических параметров.

Рассмотрим кратко возможности электромагнитных и сейсмоакустических методов изучения фазовых преобразований в мерзлых грунтах, которые уже имеют экспериментальное обоснование.

Температура начала замерзания ($t_{н.з.}$) поровой влаги в грунтах и плотных породах, т.е. начало формирования порового льда, характеризуется, например, значительным возрастанием удельного электрического сопротивления среды — ρ . Результаты детальных экспериментов Ю.Д.Зыкова и Е.Я.Мозгановой [68] с засоленными грунтами свидетельствуют, что $t_{н.з.}$ практически не зависит от состава минеральной матрицы грунта (исключая монтмориллонитовые глины), а определяется лишь степенью его засоленности (рис. 200). Полученная зависимость совпадает с температурой начала замерзания свободных растворов, по крайней мере, при концентрациях $C \geq 0,5 \cdot 10^{-1}$ моль/л. В частности, для раствора NaCl:

$$t_{н.з.} = -3,36 \cdot C, \quad (\text{VI.25})$$

где концентрация C — моль/л, а размерность константы — $^{\circ}\text{C} \cdot \text{л/моль}$. При $t > t_{н.з.} < 0^{\circ}\text{C}$, т.е. в охлажденных (а также и в талых) грунтах удельное электрическое сопротивление плавно возрастает

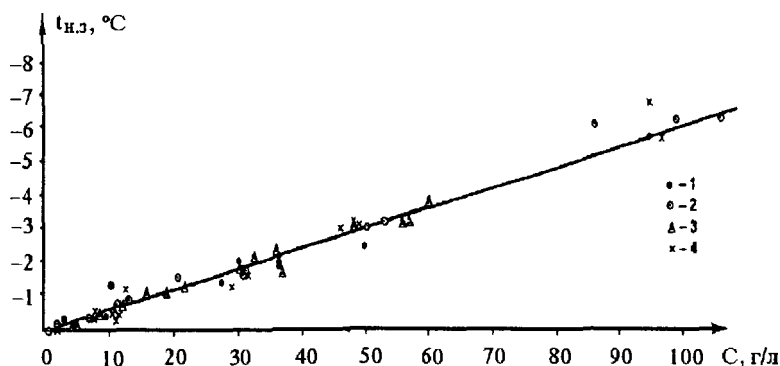


Рис. 200. Зависимость температуры начала замерзания засоленных грунтов разного литологического состава от исходной концентрации насыщенного раствора NaCl. 1 — песок, 2 — супесь, 3 — суглинок, 4 — глина (каолин)

с понижением температуры в соответствии с известным законом для растворов: $\rho_t = \frac{\rho_{20^\circ\text{C}}}{1 + \alpha(t-20)}$ с температурным коэффициентом $\alpha \approx 0,02 \div 0,025$ [$1/^\circ\text{C}$]. При $t \leq t_{н.з.}$ начинается более резкое возрастание $\rho(t)$ за счет интенсивного процесса льдообразования (рис. 201). Из вышеизложенного следует, что, регистрируя изменение $\rho(t)$, можно с достаточной точностью определить $t_{н.з.}$ данного грунта, а следовательно, и концентрацию его порового раствора, если доминирует хлоридное засоление (рис. 200). При другом составе поровых растворов количественные связи будут иными, что обусловлено температурной зависимостью растворимости соответствующих солей, их эвтектической концентрацией и температурой. Однако систематизированных данных о влиянии состава поровых растворов на $\rho(t)$ мерзлых грунтов пока мало.

Характеристики диэлектрической релаксации в мерзлых грунтах, в особенности $\epsilon_3'(t)$, как на низких, так и на высоких частотах, и $\theta_3(t)$ также являются чувствительными к началу фазовых преобразований. При $t \leq t_{н.з.}$ происходит характерное резкое уменьшение ϵ_3' на высоких частотах ($>10^6$ Гц) в соответствии с уменьшением содержания (вымерзанием) жидкой фазы. На низких частотах (≤ 20 кГц) переход влажного грунта в мерзлое состояние сопровождается экстремальным возрастанием ϵ_3' вследствие усиления эффекта макродипольной поляризации с повышением степени дискретизации доменов жидкой фазы при выделении порового льда. Это возрастание установлено (см. рис. 76, 112), но изучено еще недостаточно детально, однако такой характер изменения $\epsilon_3'(t)$ в принципе позволяет точнее фиксировать $t_{н.з.}$. Время электрической релаксации θ_3 при переходе влажного грунта из талого состояния в мерзлое возрастает на 1–2 порядка, что также дает возможность достаточно надежно определять этот переход (см. п. III.6).

Что касается модулей упругости, акустических параметров, а также ЭАП и АЭП, то переход породы в мерзлое состояние тоже сопровождается их характерными изменениями (см. п.п. IV.3, IV.4; VI.2, VI.4), однако детальных данных в интервалах температур около $t_{н.з.}$ грунтов разного состава практически нет.

Интенсивность фазовых преобразований в промерзающей (оттаивающей) влагосодержащей среде в значительной степени определяется скоростью уменьшения (возрастания) содержания жидкой фазы при изменении температуры ($\partial W_n / \partial t$). Последняя существенным образом зависит от адсорбционной активности твердых матриц ПКС среды, концентрации и ионного состава порового раствора (см. п.п. I.4, I.5). Установленные температурные зависимости различных параметров, характеризующих электрические и акустические свойства криогенных пород и процессы динамической релаксации в этих средах, безусловно, отражают интенсивность (кинетику) фазовых преобразований. Причем некоторые из этих параметров содержат информацию не только об интегральном изменении со-

держания жидкой фазы, но и о характере ее объемного распределения и немонотонного изменения состояния.

Так, **удельное электрическое сопротивление** влажных мерзлых грунтов и пород закономерно возрастает с понижением температуры (рис. 201, 202) согласно закону: $\rho(t) = a \cdot e^{b \cdot t}$. При этом $d\rho(t)/dt$ соответствует dW_n/dt . Эта связь вполне устойчивая и под-

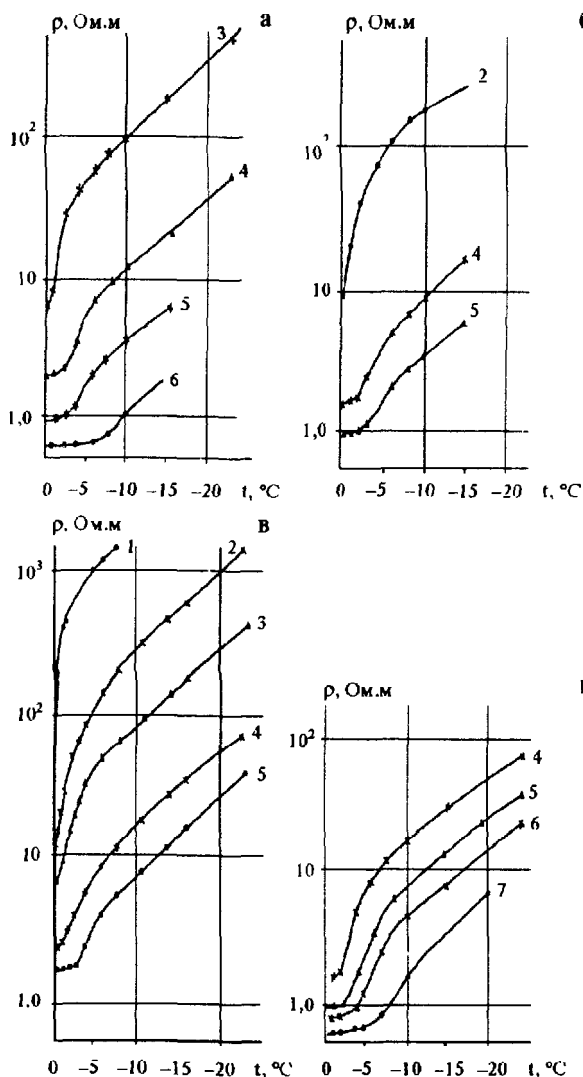


Рис. 201. Зависимости ρ засоленных пород с полным заполнением пор при разной концентрации NaCl порового раствора, г/л: 1 – 2,0; 2 – 5,0; 3 – 10; 4 – 30; 5 – 50; 6 – 70; 7 – 100; а) песок пылеватый; б) супесь; в) суглинок; г) каолин

тверждена как для различных мерзлых грунтов и пород, так и для соленых льдов. Крутизна возрастания $\rho(t)$ существенно разная в области интенсивных фазовых переходов $t = t_{н.з} - \Delta t$ и при более низких температурах. Величина интервала интенсивных изменений Δt различна для криогенных пород с разным составом твердых матриц и зависит от концентрации и состава порового раствора. Для пресных льдов и мерзлых песков интервал Δt может быть примерно от нескольких десятых до $1 \div 2^\circ\text{C}$, в то время как для глинистых и засоленных пород Δt может достигать до $5 \div 8^\circ\text{C}$ и более. По-видимому, подобный температурный интервал большей крутизны $\rho(t)$ должен быть и вблизи $t_{зв}$ поровых растворов. На это ука-

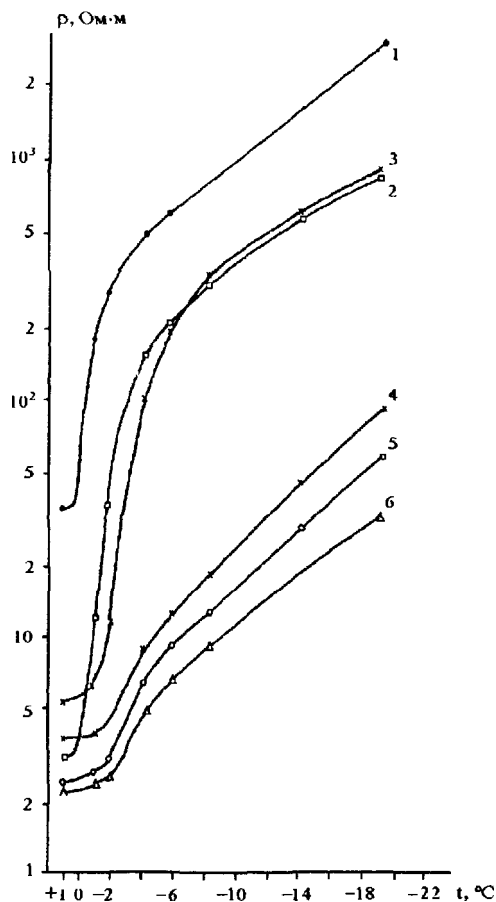


Рис. 202. Изменение ρ образцов песка, засоленного разными солями в процессе промерзания: 1 – естественная засоленность; 2 – Na_2SO_4 ; 3 – NaHCO_3 ; 4 – морская соль; 5 – NaCl ; 6 – MgCl_2 ; исходная концентрация насыщающих растворов 30 г/л

зывают полученные зависимости $\rho(t)$ для мерзлых песчано-глинистых грунтов насыщенных растворами Na_2SO_4 и NaHCO_3 (рис. 202) с высокими эвтектическими температурами ($t_{\text{э}} = -1,2^\circ\text{C}$ и $-2,33^\circ\text{C}$). В то же время при подобных составах поровых растворов (когда $t_{\text{э}}$ близка к 0°C), трудно установить температуру начала замерзания, измеряя $\rho(t)$. Интересно отметить, что изменения удельного сопротивления засоленного мерзлого грунта (даже песка) продолжают при температурах ниже $t_{\text{э}}$, а полученные наибольшие значения ρ на 1–2 порядка меньше, чем для тех же, но незасоленных грунтов.

Диэлектрический метод. На рис. 203 приведены типичные графики температурной зависимости эффективной проницаемости ϵ_3' и $\text{grad}\epsilon_3'$ в диапазоне температур от -2 до -60°C по результатам измерений на образцах моделей песчано-глинистых пород различного состава. Изменения ϵ_3' при различной частоте в зависимости от температуры пресных мерзлых песков характеризуются общей особенностью при всех изученных $W_c = 1 \div 19\%$: вблизи 0°C диэлектрическая проницаемость изменяется значительно, затем при температуре от -8 до $-20 \div 30^\circ\text{C}$ кривые $\epsilon_3'(t)$ постепенно выполаживаются, и при более низкой температуре изменения $\epsilon_3'(t)$ очень малы ($\text{grad}\epsilon_3' = 0$). Поскольку в зависимости от температуры мерзлого песка меняются в основном содержание и состояние незамерзшей воды, можно считать, что установленные изменения $\epsilon_3'(t)$ отражают особенности и интенсивность (кинетику) ее фазовых переходов. Повышение частоты измерения приводит к снижению влияния макродипольной поляризации, т.е. к уменьшению значений ϵ_3' , а возрастание степени заполнения пор $\sim q$ обуславливает пропорциональное увеличение ϵ_3' , не изменяя общего характера ее температурной зависимости $\epsilon_3'(t)$.

Несколько сложнее изменение ϵ_3' мерзлых глинистых пород. В этом случае на фазовые переходы, по-видимому, накладывается еще и другой процесс. Возможно, это вначале коагуляция, а затем диспергирование частиц или поэтапное замерзание воды сначала в крупных порах, а затем в микропорах. Поэтому у мерзлых глинистых пород кривые $\text{grad}\epsilon_3'$ имеют два максимума в соответствии с двумя областями температурной дисперсии, установленными для этих пород (см. п. III.4). Приближение графиков температурной зависимости диэлектрической проницаемости ϵ_3' к низкотемпературному асимптотическому значению можно связать с практическим завершением фазовых переходов воды в лед. Анализ рис. 203 и 79 позволяет оценить температуру окончания фазовых переходов в мерзлых грунтах различного состава, а также наличие сдвига максимума коэффициента диэлектрических потерь в сторону низких температур при увеличении дисперсности грунта. Результаты сведены в табл. 23, где данные о температурах практического окончания фазовых переходов вполне реальны и согласуются с результатами метода ЯМР для глинистых грунтов. Для пресного песка и

его смесей с каолином, моделирующих супеси и легкие суглинки, оценки этих температур удалось сделать впервые.

Температуры максимума коэффициента потерь, по-видимому, характеризуют аналогичные энергетические состояния и степень дискретизации доменов незамерзшей жидкой фазы в мерзлых грун-

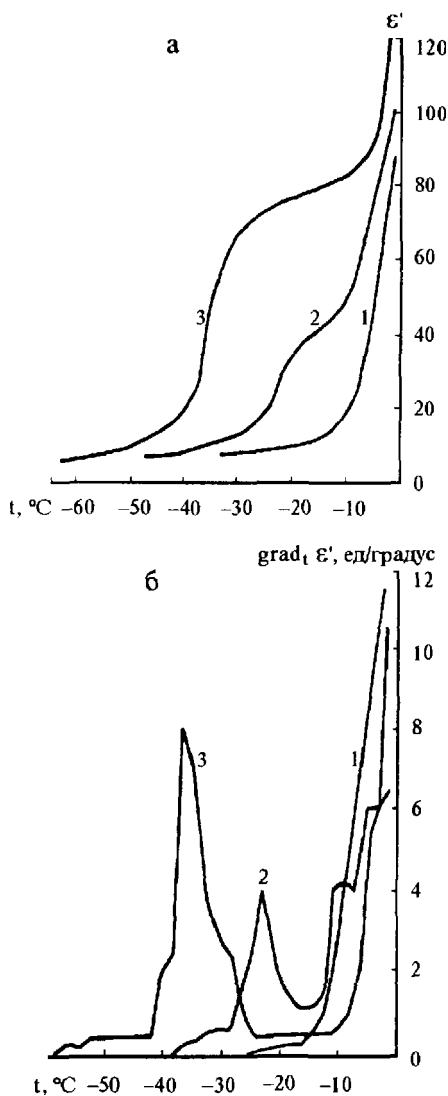


Рис. 203. Интенсивность изменения диэлектрической проницаемости мерзлых пород различного минералогического состава: а — ϵ' ; б — $\text{grad}_t \epsilon'$; 1 — песок; 2 — песок (90%) + каолин (10%); 3 — каолин ($f = 1,5 \text{ кГц}$)

Мерзлая порода	Температура практического окончания фазового перехода, °С	Температура максимума коэффициента потерь при $f=3,3$ кГц, °С
Песок	$\sim -(25 \div 30)$	-5
Смеси:		
95% песка + 5% каолина	$\sim -(35 \div 40)$	-11
90% песка + 10% каолина	$\sim -(40 \div 45)$	-19
80% песка + 20% каолина	$\sim -(50 \div 55)$	-26
Каолин	$\sim -(65 \div 70)$	-33
Суглинок	$\sim -(90 \div 100)$	-38

тах различной дисперсности. При этих температурах размеры доменов и эффективная подвижность ионов в незамерзшей жидкой фазе таковы, что на данной частоте приложенного переменного электромагнитного поля их миграционное смещение дает наибольший вклад в синфазную (с изменением поля) составляющую тока, т.е. в величину ϵ_3'' . При более низких температурах имеет место резкое уменьшение ϵ_3' и ϵ_3'' , т.е. эффект макродипольной поляризации и синфазная составляющая тока становятся очень слабыми ввиду малой подвижности ионов. При температурах, выше указанных во второй колонке табл. 23, подвижность мобильных ионов возрастают, их миграционные смещения при данной частоте становятся значительными, соответственно, возрастает накопление заряда у границ более крупных доменов жидкой фазы, т.е. макродипольная поляризация. В связи с этим резко возрастает ϵ_3' , а ϵ_3'' — уменьшается.

Таким образом, температурные спектры диэлектрической проницаемости содержат важную информацию о кинетике промерзания грунтов и, в особенности, о немонотонных процессах преобразований в поровой влаге между температурами начала замерзания и практического окончания фазовых изменений. Это подтверждается данными по диэлектрическим свойствам засоленных мерзлых грунтов, подробно рассмотренными в п. III.7. Приведенные там температурные спектры впервые позволили выявить ряд особенностей кинетики промерзания засоленных грунтов, которые нашли впоследствии подтверждение при изучении в этих средах электроакустического эффекта.

Кинетику фазовых переходов и $t_{к.з.}$ в мерзлых породах можно также оценивать по данным акустических измерений. Однако на температурную зависимость скоростей распространения упругих волн и модулей упругости, помимо изменения фазового состава, большое влияние оказывает характер консолидации пространственной криогенной кристаллизационной структуры, а именно: льдисность, виды порового льда-цемента, текстурные особенности и т.п. Поэтому оценка кинетики фазовых переходов воды в лед в породах

путем сейсмоакустических измерений может успешно осуществляться лишь при прочих равных условиях. В этих целях можно воспользоваться соответствующими температурными зависимостями модулей упругости мерзлых пород и соленых льдов (см. п. IV.3,4) либо характеристик распространения в них упругих волн (см. п. VI.2). В целях более надежного контроля изменения состояния мерзлых пород, обусловленного фазовыми переходами, целесообразно применять обобщенные акустические параметры, являющиеся функциями характеристик упругости и вязкости, например, скоростей распространения и параметров затухания волн.

Содержание жидкой фазы. Электромагнитные методы давно применяются для создания способов и технических средств определения влажности различных материалов, в том числе грунтов и горных пород [176, 183 и др.]. Физической основой является зависимость измеряемых σ и ϵ от объемного содержания в материале жидкой фазы (W_v). Однако даже для грунтов и пород при положительных температурах установление конкретной зависимости σ и ϵ от W_v при измерениях в различных частотных диапазонах оказалось непростой задачей. Экспериментальные исследования 40–60-х гг. Л.Я.Нестерова, А.С.Семенова, Г.Ликастро, Г.Келлера, Г.Я.Черняка, Э.И.Пархоменко и многих других показали, что ϵ' влажных грунтов и горных пород не всегда аддитивно связана с их компонентным составом. Детальные исследования на влажных дисперсных грунтах [64, 65, 154] все же позволили установить определенные закономерности связи ϵ' с влажностью при различных частотах применяемых электромагнитных полей. Суть их сводится к следующему:

– Для диэлектрической проницаемости влияние влажности грунта является доминирующим. Но в зависимости от интервала частот величина ϵ' определяется различными механизмами поляризации поровой влаги. Наибольшая чувствительность измеряемой эффективной диэлектрической проницаемости к малым влажностям ($W_v=0,2\div 3\%$) для кварцевого песка установлена на частотах $10^2\div 10^4$ Гц. В этом диапазоне частот преобладает механизм макродипольной поляризации, благодаря которому очень малое содержание жидкой фазы обуславливает большие значения ϵ' среды. Для глинистых пород зависимость ϵ' от влажности и частоты измерения детально не изучена, но можно ожидать, что она будет подобна установленной для песков.

– Даже в кварцевых песках эффект макродипольной поляризации оказывает некоторое влияние на ϵ' вплоть до частот $10^5\div 10^6$ Гц. В глинистых грунтах это имеет место, по крайней мере, до частот 10^7 Гц. Поэтому применение аддитивных формул смесей, как моделей для расчета объемного содержания влаги, возможно только для результатов измерений ϵ' на частотах, выше указанных.

– Диэлектрическая влагометрия наиболее просто и надежно осу-

щества на высоких частотах, т.е. больше $5 \div 10$ МГц. Чувствительность высокочастотных диэлектрических измерений к содержанию воды в кварцевом песке ограничена величиной объемной влажности $W_v \approx 2 \div 3\%$. При больших влажностях имеет место закономерное возрастание ϵ_s' с ростом содержания воды в среде, соответствующее расчетам по формулам статистических смесей. На высоких частотах ϵ_s' влажного грунта почти не зависит от концентрации и состава поровых растворов.

Рассмотрим кратко практические возможности различных способов электромагнитной влагометрии.

Способы, основанные на моделях смесей. В общем случае невозможно представить удельную электропроводность и поляризуемость (диэлектрическую проницаемость) пористой влагонасыщенной среды как сумму соответствующих свойств компонентов среды, так как процессы электропроводности и поляризации в сложной среде неидеальны (см. п. III.1). За счет фазовых сдвигов, обусловленных большим разнообразием степени связанности и подвижности носителей заряда в жидкой фазе и примесном льду, каждый из этих процессов может вносить значительный вклад в другой. Еще раз акцентируем внимание на этом вопросе на основе простейшей модели пористой влагонасыщенной среды в виде линейной цепочки, звенья которой будут состоять из элементов жидкой (L_k) и твердой (S_k) фаз среды. Тогда для мерзлых сред можно записать:

$$\sigma_s \approx K (\sigma_L + \sigma_{s,1} + \sigma_{s,2} + \epsilon_{m,L} + \epsilon_{m,1} + \epsilon_{m,2}) \quad (VI.26)$$

$$\epsilon_s \approx K' (\epsilon_L + \epsilon_{s,1} + \epsilon_{s,2} + \sigma_{m,L} + \sigma_{m,1} + \sigma_{m,2}), \quad (VI.27)$$

где индексы L, s.1, s.2 — соответствуют жидкой фазе, скелету грунта и льду, члены с индексом m означают влияние друг на друга процессов неидеальной проводимости и поляризации в различных компонентах среды, K и K' — характеризуют функциональную связь в зависимости от частоты, влажности, температуры и т.п.

В среде с преобладанием токов проводимости (относительно низкие частоты и высокие температуры мерзлых грунтов) оба эффективных параметра определяются, в основном, процессом электропроводности, в том числе и за счет миграции ионов в ограниченных доменах жидкой фазы:

$$\sigma_s \approx K(\sigma_L + \sigma_{s,1} + \sigma_{s,2}) \approx K(\sigma_L + \sigma_{s,2}) \quad (VI.28)$$

$$\epsilon_s \approx K'(\sigma_{m,L} + \sigma_{m,1} + \sigma_{m,2}) \approx K'(\sigma_{m,L} + \sigma_{m,2}). \quad (VI.29)$$

При преобладании токов смещения (высокие частоты, низкие температуры) оба параметра определяются процессами неидеальной дипольной ориентационной поляризации.

$$\sigma_3 \approx K(\epsilon_{m,L} + \epsilon_{m,1} + \epsilon_{m,2}) \approx K(\epsilon_{m,L} + \epsilon_{m,2}) \quad (\text{VI.30})$$

$$\epsilon_3 \approx K'(\epsilon_L + \epsilon_{s,1} + \epsilon_{s,2}) \approx K'(\epsilon_L + \epsilon_{s,2}). \quad (\text{VI.31})$$

Правые приближенные равенства справедливы для засоленных мерзлых сред. Для очень низких температур при полном вымерзании жидкой (квазижидкой) фазы не будет членов с индексом "L".

Для ситуаций, соответствующих выражениям (VI.28) и (VI.31), можно установить конкретную функциональную связь, используя аддитивные формулы смесей с учетом объемного содержания компонентов и формы их включений. В двух других случаях: (VI.29) и (VI.30) – применение теории аддитивных смесей затруднено.

Так, А.Н. и Н.П. Боголюбовыми [17] предложен способ экспресс-оценки содержания незамерзшей жидкой фазы в пресных и засоленных мерзлых грунтах по их удельному электрическому сопротивлению ρ . Этот способ физически обоснован, так как соответствует ситуации, описываемой (VI.28). Он может быть реализован в полевых условиях при определениях ρ методами электроразведки на постоянном токе (ВЭЗ и КС). Основой способа является идентификация данного мерзлого грунта по его ρ и t° , определение для него удельного сопротивления (а значит, минерализации) и объемного содержания жидкой фазы с помощью специально разработанного комплекта номограмм.

Высокочастотные методы диэлектрической влагометрии были развиты для влажных сред при положительных температурах в различных модификациях измерений, основными из которых являются: а) емкостные способы с резонансными и другими методами измерения емкости и $\text{tg}\delta$ конденсатора-зонда, содержащего (или погруженного) изучаемую влажную среду; б) способы с использованием резонансных линий (двухпроводных – линия Лехера, однопроводных – коаксиальных и др.) и измерением изменения длины стоячих волн или резонансной частоты и затухания за счет влияния изучаемой среды; в) способы, основанные на определении скорости распространения электромагнитной волны (импульса) и импеданса в передающих линиях известной длины, нагруженных изучаемой средой, а также на амплитудно-фазовых измерениях характеристик поля волны в среде.

Наибольшее развитие и применение для влагометрии грунтов, включая мерзлые, получили способы третьей группы. Остановимся кратко на модификации временной рефлектометрии – ТДР в интервале частот $10^8 \div 10^{10}$ Гц. Способ основан на измерении времени распространения t электромагнитного импульса в передающей линии конечной длины l , нагруженной образцом. В результате по скорости распространения импульса v в изучаемой среде определяют ее эффективную диэлектрическую проницаемость:

$$\epsilon_3' = \left(\frac{c}{v}\right)^2 = \left(\frac{ct}{2l}\right)^2 = \left(\frac{\Delta x}{l}\right)^2, \quad (\text{VI.32})$$

где Δx – кажущаяся длина образца, определяемая ТДР измерениями; l – истинная (физическая) длина образца, c – скорость света в вакууме. Это простое соотношение справедливо, если $\epsilon_3' > \epsilon_3''$, что часто выполняется на высоких частотах вдали от интервалов дисперсии диэлектрических свойств (частоты $\sim 0,1 \div 1$ ГГц). Пробник при измерениях методом ТДР может быть как в виде отрезка коаксиальной линии, содержащей образец грунта, так и в виде пары параллельных металлических стержней, вдавливаемых в грунт. Метод ТДР был опробован рядом исследователей и для определения содержания незамерзшей жидкой фазы в мерзлых грунтах. Например, для многих разновидностей глинистых мерзлых

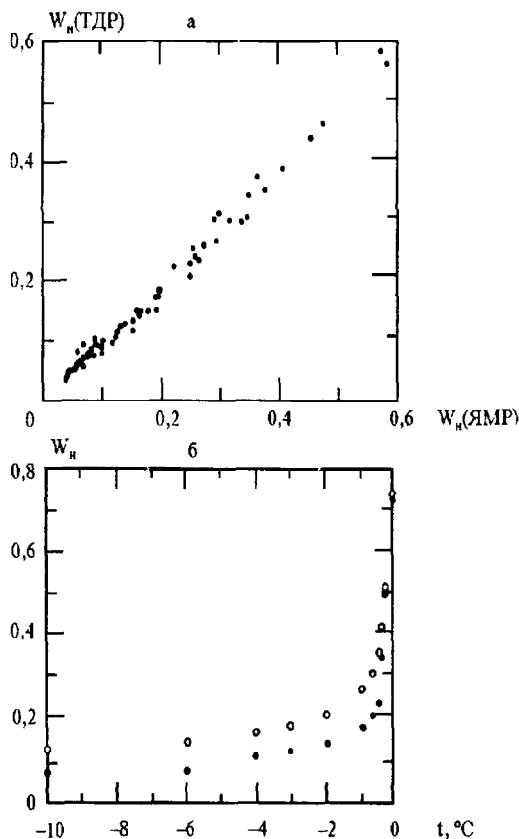


Рис. 204. Сравнение содержания незамерзшей воды, полученного методами ЯМР и ТДР. а – различные глинистые грунты; б – тонкодисперсный, коллоидный грунт – гекторит, • – ТДР, ° – ЯМР

пород М.Смитом и А.Тайсом [282] показано, что имеется хорошая корреляция между значениями ϵ' и W_v , определяемыми методом ТДР, и содержанием жидкой фазы, полученным для тех же образцов методом ЯМР (рис. 204).

Оказалось, что эмпирическая зависимость объемного содержания жидкой фазы в методе ТДР может быть описана полиномом третьей степени:

$$W_v = -0,1458 + 0,0387\epsilon'_3 - 8,5 \cdot 10^{-4}\epsilon'^2_3 + 9,9 \cdot 10^{-6}\epsilon'^3_3 \quad (VI.33)$$

со стандартной ошибкой в $W_v - 1,55\%$.

Конверсия (VI.33) приводит к выражению [247]:

$$\epsilon'_3 = 4,57 + 17,1 W_v + 94 W_v^2 - 63 W_v^3 \quad (VI.34)$$

со стандартной ошибкой в $\epsilon'_3 - 0,3$ и $R^2 = 0,9996$.

Причина разброса точек на рис. 204 в значительной мере обусловлена степенью дисперсности грунта. Авторами установлено, что при фиксированных значениях W_v (в интервале 10–20%), для тонкодисперсных глин с большой удельной поверхностью порового пространства ($\sim 400 \div 500 \text{ м}^2/\text{г}$) значения ϵ'_3 оказались несколько меньшими, что, по-видимому, обусловлено уменьшением ϵ' адсорбированной воды с возрастанием ее связанности поверхностью адсорбента. Формула (VI.33) вполне применима для определения объемного содержания жидкой фазы в мерзлых песчано-глинистых грунтах.

Подобное сопоставление двух методов на образцах глинистых грунтов выполнено Дж.Олифантом [269, 270], который также получил неплохую сходимость между данными ТДР и ЯМР. При этом им было показано, что даже обычная матричная формула смеси (сферические включения воздуха, льда и минеральных частиц в водной матрице) может быть подходящей моделью для расчета ϵ' среды через диэлектрические проницаемости и объемное содержание включений и вмещающей матрицы. Но для лучшей аппроксимации экспериментальных данных ему пришлось взять для незамерзшей воды $\epsilon' = 67,8$, т.е. меньше, чем для объемной воды. Однако формула смеси, взятая Дж.Олифантом, представляет собой неявную функцию, и расчет по ней W_v громоздок и связан с применением численных регрессионных методов. Недавно В.Ван Луун [247] вновь проанализировал применимость метода ТДР для определения содержания незамерзшей воды в мерзлых грунтах. Он показал, что на основе аддитивной модели слоистой среды (пленки – слои воды и параллельные слои сухого грунта, содержащего в порах воздух) можно получить достаточно простое выражение (формулу смеси) для ϵ' влагосодержащего грунта:

$$(VI.35)$$

$$\epsilon'(W_v) = \epsilon_{г-в} + \frac{\epsilon_a - \epsilon_{г-в}}{\epsilon_a + 2\epsilon_{г-в}} \left[3\epsilon_{г-в} \cdot W_v + (\epsilon_a - \epsilon_{г-в}) \cdot (2 - W_v) W_v^2 \right],$$

где $\epsilon_{т-в}$, ϵ_a — диэлектрические проницаемости системы грунт—воздух и воды.

Подстановка в эту формулу $\epsilon_a = 81$ и $\epsilon_{т-в} = 3$ дает выражение, очень близкое к эмпирической формуле для влажных грунтов при положительных температурах:

$$\epsilon_3' = 3 + 8,1 W_v + 140 W_v^2 - 70 W_v^3. \quad (VI.36)$$

Оказалось, что модель (VI.35) может быть использована и для мерзлых грунтов при замене диэлектрической проницаемости твердой части $\epsilon_{т-в}$ на величину, характеризующую грунт с поровым льдом, т.е. $\epsilon_{т-л}$, которую автор принял равной 5. Тогда наилучшее совпадение с экспериментом получилось, если принять для незамерзшей жидкой фазы $\epsilon' = 65$. Подстановка этих значений в (VI.35) дает выражение, близкое к (VI.34):

$$\epsilon_3' = 5 + 12 W_v + 96 W_v^2 - 48 W_v^3 \quad (VI.37)$$

со стандартной ошибкой в ϵ' примерно 0,2. Это наглядно показывает применимость простых моделей к мерзлым грунтам при высокочастотных измерениях, как и для ледяных образований (см. п. III.8).

Кроме ϵ_3' методом ТДР возможно определение и удельной электропроводности σ_3' . Для этого необходимо, в дополнение к времени пробега, определять затухание амплитуды отраженного сигнала.

Одновременное определение методом ТДР ϵ_3' и σ_3' полезно для более полной характеристики влажности изучаемого грунта. Так, например, по значениям σ_3' для фиксированного содержания жидкой фазы можно определить концентрацию порового раствора, а также установить, соблюдается ли необходимое для применения формулы (IV.49) соотношение $\epsilon_3' \gg \epsilon_3''$ для данного влажного грунта. Однако для мерзлых грунтов методика определения σ_3' и соответствующие модели для практических расчетов $\sigma_3'(W_v)$ пока не разработаны.

Для определения малых влажностей необходимо переходить к измерениям ϵ_3' на низких частотах, когда за счет эффекта макродипольной поляризации ее величина значительно больше. Поскольку зависимость $\epsilon_3'(W_v)$ наиболее детально изучена на влажном кварцевом песке, мы предприняли попытку на основе полученных данных (рис. 85) и формул статистических смесей подобрать модель, соответствующую результатам экспериментальных измерений. Модель двухкомпонентной смеси кварц—вода, хорошо соответствующая $\epsilon_3'(W_v)$ водонасыщенных песков на высоких частотах, совершенно не адекватна данным на низких частотах. В связи с этим мы рассмотрели трехкомпонентную модель с эмпирическим учетом вклада макродипольной поляризации в дискретизированных доме-

нах жидкой фазы. Для этого в соответствующую формулу смеси, например, в формулу Лихтенекера, был добавлен дополнительный множитель:

$$\epsilon_3' = \epsilon_1^1 - w_v \cdot \epsilon_2^{w_v} \cdot K_n, \quad (\text{VI.38})$$

где ϵ_1 и ϵ_2 — диэлектрические проницаемости кварца и воды; K_n — параметр, определяющий вклад связанной воды в поляризацию грунта за счет макродипольного механизма.

Очевидно, что параметр K_n должен быть какой-то функцией влажности грунта, изменяющейся с частотой измерения. Определить эту связь оказалось возможным с помощью экспериментально установленной зависимости $\epsilon_3'(W_v)$ на разных частотах для кварцевого песка (рис. 85). На основании этих данных и формулы (VI.38) было получено [157], что

$$K_n \approx P (1 - 10^{-r w_v}) + 1, \quad (\text{VI.39})$$

где P и r — частотно-зависимые параметры, интегрально учитыва-

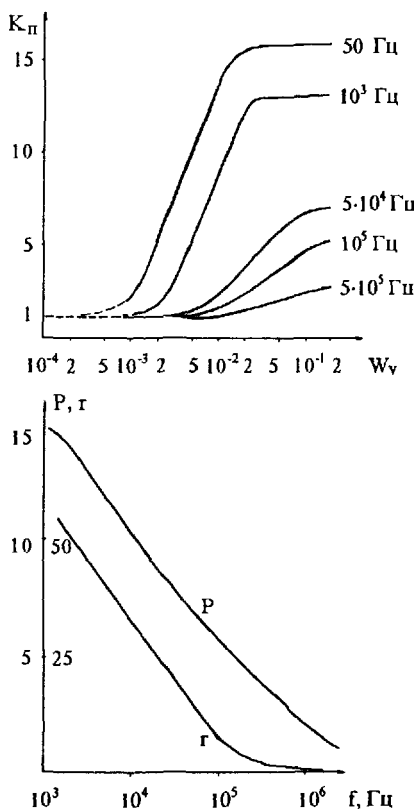


Рис. 205. Изменение параметров: K_n от влажности, P и r от частоты

ющие многие факторы формирования доменов связанной воды около активной поверхности твердых матриц грунта. На рис. 205 приведены частотные зависимости P и g , и зависимость $K_p(W)$.

С учетом (VI.39) формула смеси для принятой модели влажного грунта имеет следующий вид:

$$\epsilon_3' = \epsilon_1^{1-W_v} \cdot \epsilon_2^{W_v} \cdot [P(1 - 10^{-rW_v}) + 1]. \quad (\text{VI.40})$$

Эта формула позволяет рассчитывать содержание жидкой фазы в широком диапазоне объемных влажностей $W_v \approx 0,1 \div (40 \div 50)\%$ по измерениям на любых частотах, по крайней мере в диапазоне $10 \div 10^6$ Гц. При частотах $> 10^6$ Гц $P \rightarrow 1$, $r \rightarrow 0$ (рис. 205), а $K_p \rightarrow 1$, т.е. эффект макродипольной поляризации становится пренебрежимо малым и чувствительность ϵ_3' к влажности убывает. Поэтому малые влажности $\leq 2 \div 3\%$ следует определять по диэлектрическим измерениям на достаточно низких частотах ($10^2 \div 10^4$ Гц). Модификация этой формулы для мерзлых влагонасыщенных пород приводит к выражению:

$$\epsilon_3' \approx \epsilon_1^{1-W_v} \cdot \epsilon_n^{W_v} \cdot [P(1 - 10^{-rW_{n,v}}) + 1], \quad (\text{VI.41})$$

где ϵ_n — диэлектрическая проницаемость льда.

Расчеты W_n , выполненные с помощью этой формулы по экспериментальным данным о температурной зависимости ϵ_3' для кварцевого песка на частотах $10^3 \div 10^4$ Гц, приведены на рис. 206. Это первые данные оценки содержания жидкой фазы в мерзлом песке в широком интервале отрицательных температур. При этом оказалось, что они неплохо описываются формулой, предложенной ранее Д.Андерсоном [192] для мерзлых глинистых грунтов:

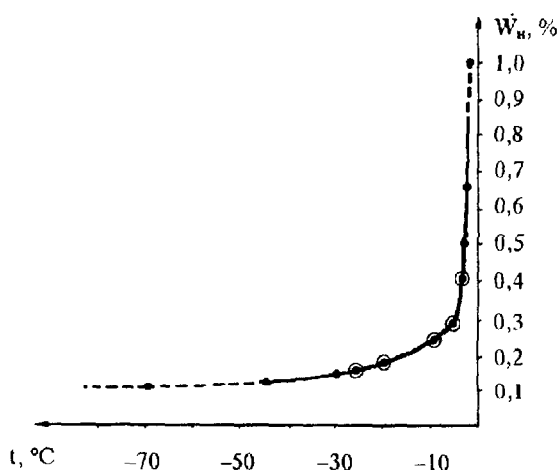


Рис. 206. Содержание незамерзшей жидкой фазы в мерзлом кварцевом песке. Точки в кружках (опорные) получены по формуле (VI.41), остальные — по формуле (VI.42)

$$W_n(t) = m(1^\circ\text{C})^n. \quad (\text{VI.42})$$

Для мерзлого пресного кварцевого песка, согласно вышеприведенным данным, $m \approx 6,5 \cdot 10^{-3}$, $n = -0,44$. Экстраполяция с учетом этих значений эмпирических параметров показывает, что: $W_n = 1\%$ при $t \approx -0,4^\circ\text{C}$; $W_n = 0,55\%$ при $t \approx -2^\circ\text{C}$; $W_n = 0,1\%$ при $t \approx -70^\circ\text{C}$ (рис. 206). Эти величины вполне реальны и сопоставимы с данными других методов при температурах вблизи 0°C . Важным является общность закона температурной зависимости содержания жидкой фазы в мерзлых песчано-глинистых грунтах. Конечно, возможно применение и других формул смесей, но уже было показано, что достаточно простые из них (без учета формы и размеров включений) оказываются вполне адекватны для мерзлых грунтов, содержащих жидкую фазу. Таким образом, и на низких частотах диэлектрическая влагометрия мерзлых грунтов может быть практически реализована. Однако для глинистых грунтов пока еще нет систематизированных экспериментальных данных для обоснования зависимости $\epsilon_3'(W_n)$ в интервале звуковых частот $\sim 10^3$ Гц.

Способы, основанные на сравнении температурной зависимости эффективного времени релаксации мерзлых пород и льда. В п. III.6 было показано, что температурная зависимость эффективного времени электрической релаксации мерзлых пород $\theta_3(t)$ определяется процессами, протекающими в поровом льду и незамерзшей воде. Поэтому в некотором диапазоне температур (до момента практического полного завершения фазовых переходов) отношение $(\theta_{3, \text{гр}}(t)/\theta_{3, \text{л}}(t))$ должно характеризовать влияние количества незамерзшей воды на суммарный релаксационный процесс. Температура практически полного завершения фазовых переходов воды в лед может быть определена по приближению графика температурной зависимости отношения $\theta_{3, \text{гр}}(t)/\theta_{3, \text{л}}(t)$ к асимптотическому значению, равному константе, близкой к единице. Характерно (рис. 207), что для мерзлого никольского суглинка эта величина даже при температуре около -70°C еще далека от единицы, что указывает на заметное количество незамерзшей жидкой фазы, которое очень мало меняется с понижением температуры [7].

Изучение фазовых переходов воды в лед в мерзлых средах при этом способе производят следующим образом:

1) определяют диэлектрическую проницаемость ϵ' и коэффициент диэлектрических потерь ϵ'' мерзлого грунта на одной или нескольких частотах при фиксированных значениях температуры, определяемых задачами исследований;

2) по найденным значениям $\epsilon'(t)$ и $\epsilon''(t)$ строят диаграммы взаимной зависимости этих величин для температурной дисперсии и находят значения коэффициента α и ϵ_n' (см. п. III.4);

3) определяют температурную зависимость эффективного времени релаксации θ_3 по формуле (III.34);

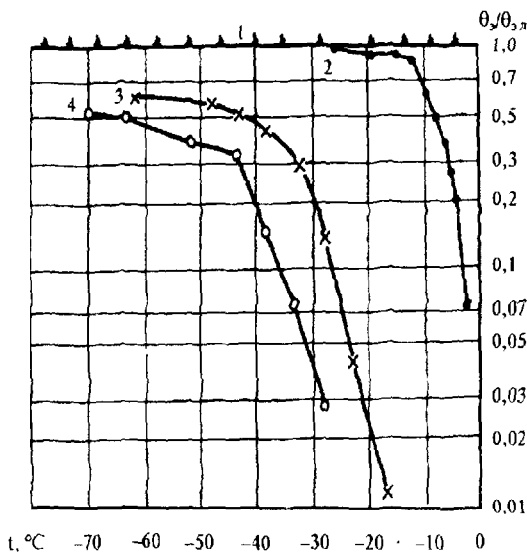


Рис. 207. Температурная зависимость отношения эффективного времени релаксации мерзлых пород и льда $\theta_z/\theta_{z,l}$: 1 – лед, 2 – кварцевый песок, 3 – каолин, 4 – суглинок

4) строят график зависимости отношения $\theta_z(t)$ грунта к $\theta_{z,l}(t)$ льда от температуры, который характеризует интенсивность протекания фазовых переходов воды в лед в мерзлой породе данного строения и состава;

5) зная по данным других способов количество незамерзшей воды в породе при нескольких значениях фиксированной температуры, с помощью графика (рис. 207) оценивают ее количество при любой температуре до практически полного прекращения фазовых переходов, при этом $t_{н.з}$ можно определить по равенству нулю температурного градиента $\theta_{z,г.}(t)/\theta_{z,l}(t)$.

Разновидностью этого способа является сопоставление температурных градиентов логарифма эффективного времени электрической релаксации $(\Delta \lg \theta_z(t)/\Delta t)$ мерзлых сред различного состава и пресного поликристаллического льда. Температура совпадения этих величин для данной мерзлой среды и льда (рис. 208) может считаться состоянием с практическим завершением в ней фазовых переходов незамерзшая вода—лед. Температурная зависимость рассматриваемых градиентов для различных криогенных пород отражает кинетику фазовых преобразований в средах с разным содержанием и состоянием жидкой фазы. Как следует из рис. 207 и 208, температура завершения фазовых переходов для мерзлого пресного песка примерно -30°C , для каолина около -70°C , а для никольского суглинка ниже -90°C , что хорошо согласуется с данными табл. 23.

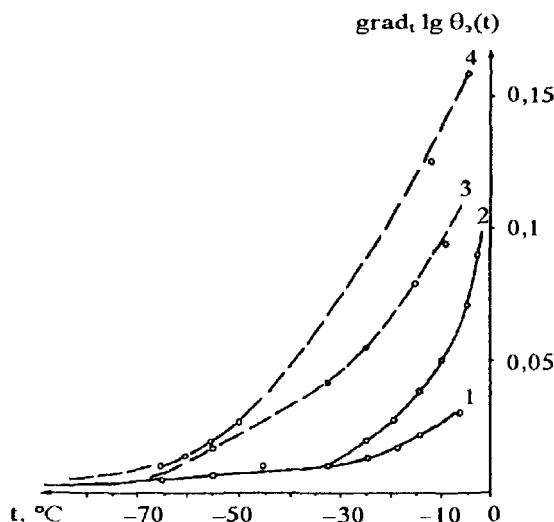


Рис 208 Типичные кривые температурного градиента $\text{grad}_t \lg \theta_z(t)$ для различных мерзлых пород 1 – поликристаллический лед, 2 – песок, 3 – каолин, 4 – суглинок

Количественные связи между содержанием незамерзшей воды и временем электрической релаксации в мерзлой среде пока еще не установлены. Тем не менее, из приведенных на последних рисунках зависимостей, ясно видны две группы с различным характером изменения: мерзлые глинистые грунты и песок, что соответствует известным данным о различном содержании незамерзшей воды в этих грунтах. Кроме того, можно предположить, что при $t \approx -30^\circ\text{C}$ и в поликристаллическом льду имеется некоторое количество незамерзшей воды, такое же как в мерзлом кварцевом песке, т.е. согласно нашим вышеприведенным оценкам, около 0,15%. Далее из рис. 208 следует, что с повышением температуры содержание незамерзшей воды в поликристаллическом льду возрастает и при $t = -5^\circ\text{C}$ оно примерно такое же, как в мерзлом песке при $t = -17^\circ\text{C}$, т.е. около 0,2%. Если воспользоваться этими аналогиями значений W_n и принять справедливость формулы (VI.42) для поликристаллического пресного льда [165], то тогда для него оказывается, что параметры $p = -0,2$, а $m = 2,8 \cdot 10^{-3}$. Это позволяет впервые оценить содержание жидкой фазы в пресном льду (табл. 24).

Таблица 24

$W_n, \%$ —	$-t^{\circ}\text{C}$	10^2	70	50	30	20	15	10	5	3	1	0,5	10^{-1}	10^{-2}
Мерзлый песок	$\approx 0,1$	0,1	0,12	0,15	0,18	0,22	0,25	0,35	0,43	0,7	0,95	2,0	5,6	
Пресный лед	$\approx 0,1$	0,1	0,12	0,15	0,16	0,17	0,18	0,21	0,24	0,3	0,34	0,47	0,75	

В таблице выделены опорные значения, полученные для песка по формуле (VI.41), а для льда – из сравнения кривых на рис. 208, остальное – результат расчета по формуле (VI.42). Как следует из табл. 24, содержание жидкой фазы в пресном льду (из чистой водопроводной воды) при приближении температуры к 0°C намного меньше, чем в мерзлом кварцевом песке с массивной криотекстурой. Тем не менее оно не равно нулю, а составляет, например, при $t = -0,5^{\circ}\text{C}$ около 0,35% и при дальнейшем понижении температуры очень медленно уменьшается. Так, при $t = -3^{\circ}\text{C}$ $W_n \approx 0,25\%$, а при $t = -30^{\circ}\text{C}$, когда становятся одинаковыми значения времен релаксации и их температурная зависимость для мерзлого песка и рассматриваемого льда, $W_n = 0,15\%$. Исходя из их результатов, можно предположить, что содержание жидкой фазы в поликристаллическом льду при $t \leq -(5 \div 10)^{\circ}\text{C}$ соответствует квазижидкой пленке на поверхности зерен, а при более высоких температурах появляется жидкая фаза, соответствующая диффузной части ДЭС в межзерновых зонах.

Таким образом, методы, основанные на изучении температурных зависимостей времен электрической релаксации в криогенных средах, имеют заманчивые перспективы и их следует развивать.

Сейсмоакустические способы. Установленные закономерности (пп. IV.2, IV.3, VI.2) являются основой для разработки способов оценки и контроля изменения фазового состава криогенных преобразований с помощью сейсмоакустических измерений, однако их чувствительность и разрешающая способность ниже, чем у электрических способов. Это следует из сопоставления степени температурного изменения электрических и акустических параметров, а также существенного влияния льдистости на последние. По температурным зависимостям скорости v_p и модулей упругости (см. пп. VI.2, IV.3), а также по их градиентам, при наличии эталонных данных об абсолютном содержании незамерзшей воды хотя бы при двух-трех фиксированных значениях температуры, можно оценить ее количество при остальных значениях t . Исследования свидетельствуют о том, что для мерзлых пород и соленых льдов может быть установлена вполне надежная эталонная связь между скоростями распространения упругих волн, модулями упругости и содержанием жидкой фазы в криогенных породах [128, 146, 147, 153, 209, 275]. Рассмотрим наиболее характерные примеры.

На рис. 209 приведены результаты детальных исследований, выполненных Е.Накано и Н.Фроула [263]. Количество незамерзшей воды W_n во влагонасыщенной каолининовой глине (определенное независимо) менялось в этих экспериментах примерно от 3 до 47% при изменении температуры от -20 до 0°C . При этом установлено, что изменение количества незамерзшей воды и скорости v_p в процессе замораживания и оттаивания образцов происходило практически по одному закону. Подобные исследования для соленых льдов и глинистых мерзлых пород различного состава проводились нами

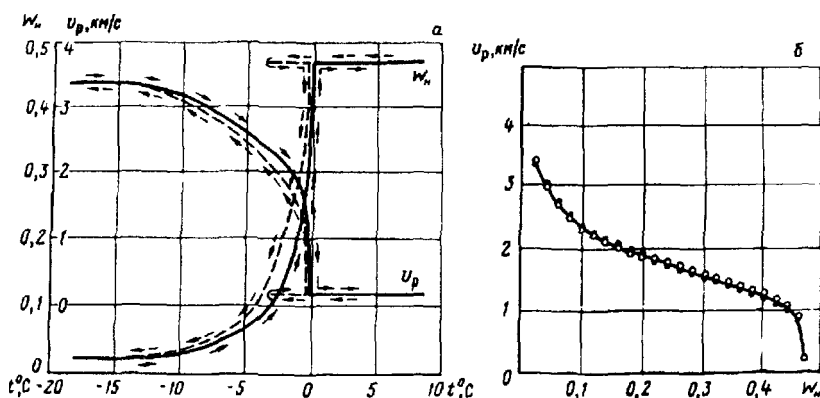


Рис 209 Зависимость скорости распространения продольных волн от количества незамерзшей воды W_n в мерзлой каолиновой глине а – температурная зависимость, б – зависимость от W_n , • – охлаждение, ° – отепление

с соавторами [128, 153]. На рис. 210 приведены сводные данные, свидетельствующие о хорошем соответствии результатов, полученных разными авторами для мерзлого каолина. Как следует из рисунка, законы зависимости модуля Юнга и скорости v_p от содержания жидкой фазы в соленых льдах и мерзлом каолине очень близки и их можно аппроксимировать функцией типа:

$$E \text{ (или } v_p) = a \cdot W_n^{-n} \cdot e^{cW_n}, \quad (\text{VI.43})$$

где a , n , c – эмпирические коэффициенты, зависящие от состава породы.

Мерзлый влагонасыщенный каолин характеризуется четким влиянием льдистости на v_p и E (кривые 1–5 на рис. 210), увеличение которой приводит к возрастанию значений этих параметров и ослабляет зависимость их от содержания жидкой фазы. Для мерзлых глинистых грунтов другого минерального состава подобных данных пока нет.

Для соленого льда выявлены две области зависимости характеристик упругости (v_p и E) от W_n (кривая 7): при $W_n \geq 3,5\%$ она сходна с мерзлым каолином, а при $W_n \leq 3,0\%$ характер зависимости резко изменяется и становится близок к пресному. Точки А, В, С на рис. 210 соответствуют пресному поликристаллическому льду при температурах: $-(1,5 \pm 2)$, -5 и -25°C .

Следует отметить, что для морских льдов подобная зависимость осложнена выпадением при соответствующих температурах твердых кристаллогидратов солей. Из наших экспериментальных данных, полученных совместно с Ю.Е.Слесаренко [127, 128], следует, что динамическая вязкость льдов из раствора NaCl и из морской воды различна при одном и том же содержании жидкой фазы (рис. 211,а).

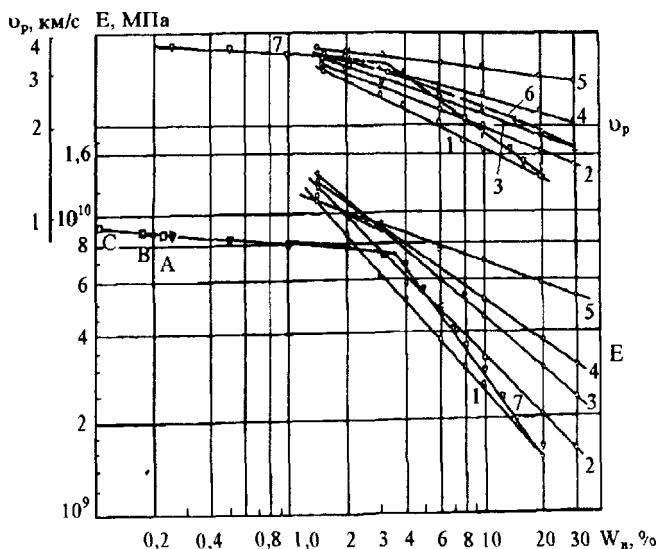


Рис. 210. Изменение модуля продольной упругости E и скорости v_p от содержания жидкой фазы в криогенных образованиях: 1, 2, 3, 4, 5 – каолин с суммарной влажностью W_c соответственно 26, 35, 51, 63 и 149%; 6 – каолин ($W_c=47\%$) по данным [262, 263]; 7 – соленый лед

Так, например, в интервале содержания жидкой фазы 8÷16% периоды регистрируемого акустического сигнала в соленом льду в несколько раз больше, чем в морском. Это свидетельствует о больших потерях энергии высокочастотных составляющих акустического импульса в соленом льду, т.е. меньшей жесткости его межзерновых граничных зон. Поскольку содержание жидкой фазы во льдах (рис. 211) определялось расчетным путем по солености и температурам измерений, во льду из морской воды имеет место ступенчатое изменение величин параметров упругости при содержании жидкой фазы 12–14%. Оно соответствует температуре $\sim -8,2^\circ\text{C}$, при которой происходит выпадение из незамерзшего рассола кристаллогидратов глауберовой соли, что приводит к заметному повышению жесткости межзерновых зон ПККС. Поэтому при более низких температурах ($W_n < 12\%$) значения E , v_p , v_R , $1/T$ для льда из морской воды заметно больше, чем для соленого, хотя характер зависимости от содержания жидкой фазы для обоих льдов достаточно сходный. Из приведенных данных следует, что льды из морской воды и растворов отдельных солей хлоридов металлов могут заметно отличаться величинами модуля упругости и коэффициента динамической вязкости, а следовательно, акустическими и прочностными характеристиками. Это важно иметь в виду при моделировании морского льда соленым, при испытаниях этих льдов на прочность и при оценке

содержания жидкой фазы акустическим методом. В целом же сейсмоакустические методы вполне применимы при решении рассмотренных задач, о чем свидетельствуют зависимости, приведенные на рис. 209–211.

Таким образом, электрические и сейсмоакустические методы исследования мерзлых пород могут успешно применяться как при изучении особенностей фазовых переходов воды в лед (кинетика,

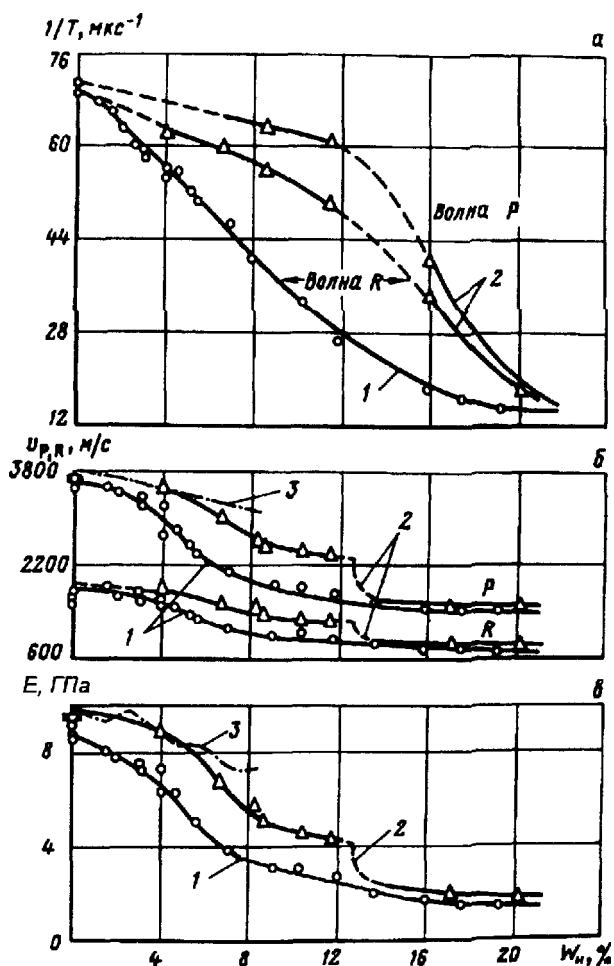


Рис. 211. Зависимость акустических характеристик и модуля Юнга от содержания жидкой фазы ($W_n, \%$) льдов различного состава: а – частота регистрируемого сигнала; б – скорость распространения продольных v_p и релеевских v_R волн; в – модуль Юнга; 1 – лед из раствора NaCl ; 2 – лед из морской воды; 3 – арктический лед

температуры начала и практически полного замерзания), так и при оценке количества незамерзшей воды в криогенных породах при различных значениях температуры. Существенным преимуществом этих методов являются возможность проведения измерений с помощью относительно несложных и портативных приборов как в лабораторных, так и в натурных условиях.

VI.6. Области применения и практическая значимость

Рассмотрим практическую значимость и области применения электрических и упругих свойств криогенных пород, установленных закономерностей их формирования, изменения и взаимосвязей. Основные из них представлены на схеме (рис. 212), которая иллюстрирует чрезвычайно широкий круг практических приложений. Каждая прикладная область, отмеченная на схеме, по существу представляет собой крупное научно-практическое направление, отличающееся своей спецификой методологии, технологическим решением задач и часто техническими средствами. Некоторые из них уже достаточно апробированы, например: сейсмоакустические и электромагнитные методы исследования мерзлых толщ при мерзлотных и инженерно-геологических съемках, изысканиях под строительство [1, 3, 4, 20, 21, 29, 30, 41, 70, 99, 100, 125, 132, 220, 280, 281 и др.], при контроле состояния ледопородных экранов, создаваемых в процессе проведения подземных горных работ [72, 98, 141, 142, 154 и др.]; радиолокация холодных и теплых ледников с целью определения как их толщины, так и внутреннего строения и гидротермического состояния [19, 87, 89, 90, 167, 199, 229, 248 и др.]. Значительное развитие получили и такие направления, как микросейсмическое районирование в криолитозоне [49, 50, 105 и др.]; контроль строения и состояния оснований и грунтовых сооружений гидротехнических, линейных объектов, шахт и т.п. в северной строительно-климатической зоне [29, 30, 32, 37, 99, 119 и др.]; электрический и акустический каротаж сухих скважин, пробуренных в толщах криогенных пород [1, 131, 132 и др.]; разрушение мерзлых грунтов взрывом [14, 55, 256 и др.]. С другой стороны, многие области применения находятся пока в стадии развития. Остановимся подробнее лишь на некоторых аспектах, которые, по нашему мнению, в настоящее время являются наиболее важными и общими для многих прикладных направлений.

Напряженное состояние и прочность массивов криогенных пород. Эта проблема важна и актуальна для горно-технических, инженерно-геологических, изыскательских, экологических и других научных и инженерных направлений. Для ее решения разработаны и применяются инженерно-геологические способы испытаний горных пород на прочность, ползучесть, устойчивость, несущую способность и т.д. Однако эти методы весьма трудоемки, требуют круп-

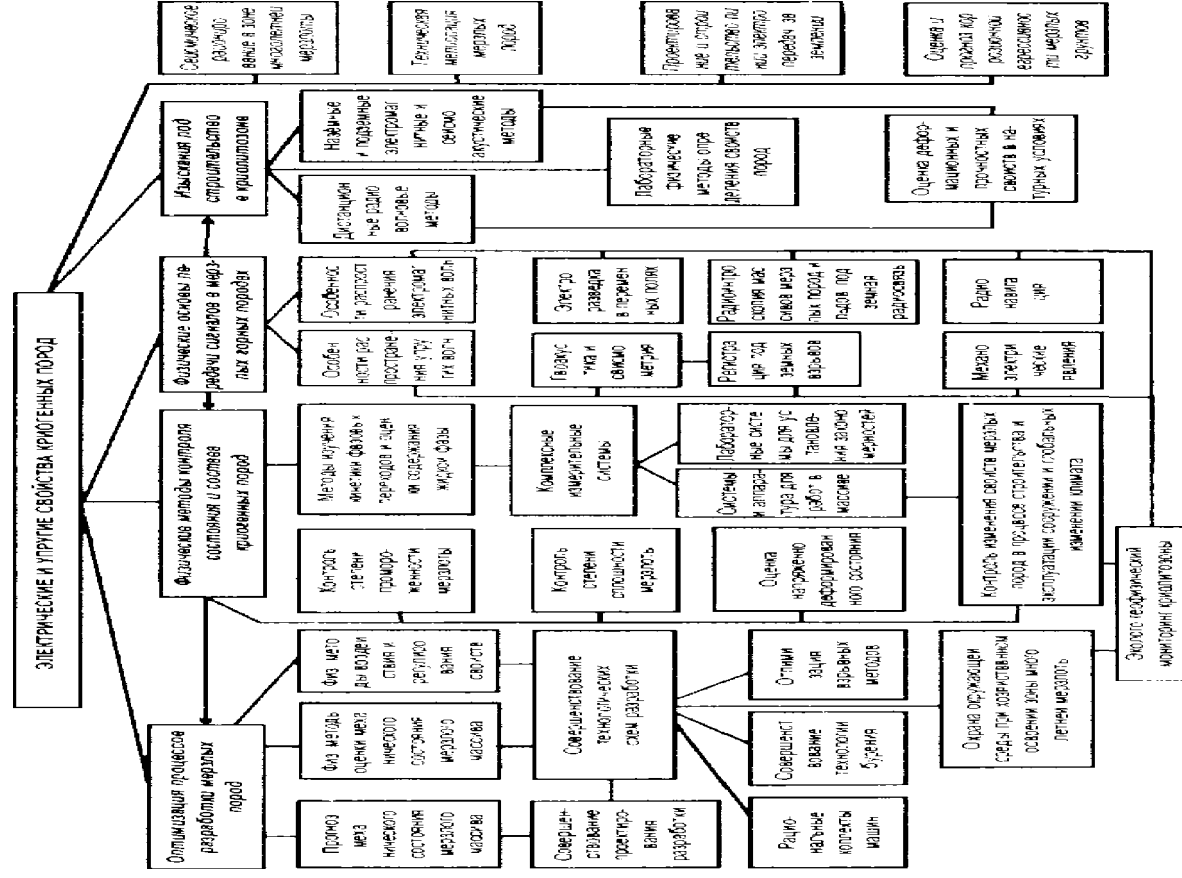


Рис. 10. Схематическое изображение вращающегося цилиндрического порода

ных материальных затрат, а в некоторых случаях их весьма сложно реализовать. Большинство традиционных методов основаны на трудоемких испытаниях значительного числа образцов, а иногда крупных монолитов, но даже при этом надежное диагностирование и учет пространственно-временной изменчивости свойств и состояний массивов криогенных пород остается трудноразрешимой задачей. Поэтому весьма актуальным является использование установленных закономерностей изменения динамических модулей упругости и скоростей распространения упругих волн для мерзлых пород и льдов в напряженно-деформированном состоянии, а также взаимосвязей между параметрами их динамических свойств и характеристиками деформируемости и прочности. Последние составляют основу для применения сейсмоакустических методов оценки механического состояния и прочности криогенных пород в массиве. Несмотря на то, что такая оценка является косвенной и менее точной, чем прямые испытания, она позволяет охарактеризовать массив в естественном залегании и, если необходимо, обеспечить длительный мониторинг за изменением его механического состояния.

В любом материале существуют два механизма, определяющие процесс разрушения: пластическое течение и хрупкое растрескивание. В гетерогенных материалах пластичность может возникать и за счет процесса микрорастрескивания, но при условии, что возникающие трещины не разрастаются сильно в объеме, а замыкаются на дефектах ПКС. В зависимости от соотношения величин напряжения "течения" и хрупкого растрескивания, при прочих равных условиях, будет преобладать тот или иной процесс, и материал будет либо хрупким, либо пластичным. Аморфные материалы часто имеют хрупкое разрушение. Однако при повышении температуры у них быстрее уменьшается напряжение течения, чем напряжение хрупкого разрушения, и они становятся пластичнее. В криогенных породах при не очень низкой температуре наблюдается сходная зависимость, несмотря на их кристаллическое состояние. По-видимому, пластические деформации и прочность ПКС криогенной породы определяются в значительной степени смещениями вдоль межзерновых граничных зон, что обуславливает сходство процессов пластичного деформирования в них и в аморфных телах. Экспериментально установлено, что переход к состоянию пластического "течения" мерзлой породы характеризуется выполаживанием кривой изменения ν_p во времени, причем переход ν_p через максимум соответствует наступлению стадии прогрессирующего разрушения. При этом производная $d\nu_p/dT$ постепенно уменьшается в процессе деформирования и на стадии пластичного "течения" становится почти постоянной. Исследования, проведенные при объемном сжатии [72, 141], показали, что чем меньше σ_1^M и σ_2^M (где σ_1 – осевое, а σ_2 – радиальное или боковое напряжение), тем вероятнее затухающая ползучесть, не переходящая в стадию разрушения

(рис. 213), т.е. отсутствует экстремум $v_p(T)$. Таким образом, по характеру изменения v_p (а также v_s) во времени можно оценить механическое состояние напряженно-деформированной криогенной породы, что апробировано в натурных условиях [98, 119, 141]. Если позволяют условия, для этих же целей возможно применение регистрации и анализа спектра акустической и электромагнитной эмиссии [37, 197, 245 и др.].

Изучение напряженного состояния криогенных пород тесно связано с оценкой их прочностных характеристик. Эта задача решается на основе установленных корреляционных взаимосвязей между прочностью на сжатие, а также эквивалентным сцеплением и скоростями v_p и v_s или модулями упругости (см. п. VI.3). Применение ультразвуковых и сейсмоакустических методов позволяет получать данные о распределении прочностных характеристик массива криогенных пород в его объеме [1, 18, 30, 37, 41, 69, 71]. Предварительная оценка механического состояния криогенной породы важна для рационального выбора технических средств и методик при ее разработке взрывными и машинными способами [14, 55, 113, 119 и др.]. Отметим, что прочность криогенных пород на сжатие при-

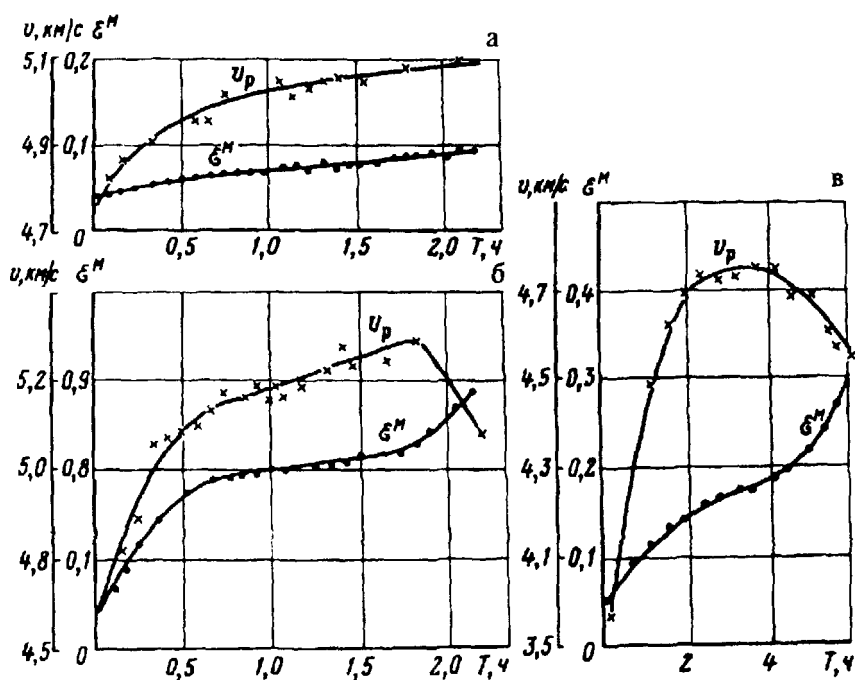


Рис. 213. Изменение во времени скорости v_p и относительной деформации ϵ^M мерзлого песка при объемном сжатии: а - $\sigma_1 = 11,4$ МПа, $\sigma_2 = 2,2$ МПа; б - $\sigma_1 = 13,0$ МПа, $\sigma_2 = 1,7$ МПа; в - $\sigma_1 = 10,4$ МПа, $\sigma_2 = 0,5$ МПа

мерно на порядок меньше значений их модуля E , а предел прочности на разрыв для мерзлых песчаноглинистых грунтов в 2–4 раза ниже, чем на сжатие. Однако надо иметь в виду, что льдистость и тип криотекстуры мерзлого грунта могут существенно повлиять на корреляционные взаимосвязи, поэтому при проведении натуральных исследований конкретных массивов необходимы данные об изменчивости этих характеристик.

Установленные взаимосвязи между характеристиками диэлектрических свойств и прочностью (п. VI.3) свидетельствуют о возможности развития методики рекогносцировочной оценки механических свойств массива криогенных пород по определениям диэлектрической проницаемости электромагнитными методами, в том числе дистанционными.

Льдистость и криотекстура. Оценка суммарной льдистости и вида криотекстуры мерзлых грунтов может быть осуществлена как сейсмоакустическими, так и электрометрическими методами, путем изучения анизотропии соответствующих свойств. Поскольку анизотропия упругих и электрических свойств мерзлого льдистого грунта определяется различиями свойств льда в шлирах и грунта, сцементированного равномерно распределенным льдом, то величина анизотропии будет возрастать с повышением степени дисперсности (глинистости) минеральной матрицы и температуры. Иными словами, наибольшая анизотропия параметров упругих и электрических свойств может быть у текстурированных глинистых льдистых грунтов при температурах вблизи начала замерзания. При этом, исходя из приведенных данных о соотношении характеристик упругости (п. IV.3), удельного сопротивления и эффективной диэлектрической проницаемости (п. III.2 и III.3) мерзлых глинистых грунтов с массивной криотекстурой и пресного льда, величина анизотропии за счет шлировых выделений должна быть больше для электрических свойств. Кроме того, для характеристик упругости мерзлых грунтов и пресного льда установлена возможность сближения их значений при определенных отрицательных температурах, что будет нивелировать анизотропию за счет неравномерно распределенного льда.

Сейсмоакустический метод определения анизотропии льдистых грунтов с неравномерным распределением льда обоснован теоретически и экспериментально исследованиями Ю.Д.Зыкова [69, 70, 300]. Согласно его данным по изучению поперечно-изотропных сред, состоящих из слоев мерзлого глинистого грунта (h_1) и льда (h_2) с различным соотношением их толщин ($h_2/h_1 + h_2 = Q$) при условии, что h , меньше длины волны, максимальные значения коэффициента анизотропии для скоростей Р-волн, распространяющихся вдоль и перпендикулярно слоистости ($\chi_p = \frac{v_p^{II}}{v_p}$), установлены для $t = -1^\circ\text{C}$. При этом в интервале значений Q от 0 (слоистый лед) до 1 (слоистый мерзлый грунт) зависимость $\chi_p(Q)$ имеет вид, близ-

кий к параболе с вертикальной осью и отрицательным коэффициентом. Максимальное значение χ_p при $t = -1^\circ\text{C}$ и $Q \approx 0,30 \div 0,35$ достигает у изучавшихся глинистых грунтов $\sim 1,27$ (для каолина, $J_p = 19$) и уменьшается с понижением дисперсности матрицы грунта до 1,12 (для суглинка $J_p = 8,5$). При более низких температурах значения χ_p уменьшаются. Повышение суммарной влажности слоев мерзлого глинистого грунта уменьшает χ_p при любой температуре, так как при этом скорость Р-волн в нем возрастает, стремясь к значению во льду. Вышеизложенное является основой сейсмоакустического способа оценки строения и состава глинистых льдистых грунтов по измеренным значениям скоростей v_p во взаимно перпендикулярных направлениях.

В табл. 25 сведены основные возможные случаи акустической анизотропии мерзлых грунтов за счет шлировых льдовыделений,

Т а б л и ц а 25

Криогенная текстура	Оrientировка и соотношение шлиров	Компоненты льдистости, входящие в L_c	Коэффициент анизотропии, χ
Массивная	шлиры отсутствуют	L_{Σ}	1
Слоистая	горизонтальные	$L_{\Sigma} + L_z^{II}$	>1
	вертикальные	$L_{\Sigma} + L_{xy}$	<1
Сетчатая	равномерные	$L_{\Sigma} + L_{pp}$	1
Слоисто-сетчатая	преобладание по мощности горизонтальных шлиров	$L_{\Sigma} + L_{pp} + L_z^{II}$	>1
	то же вертикальных шлиров	$L_{\Sigma} + L_{pp} + L_{xy}^{II}$	<1

где L_c , L_{Σ} , L_{pp} и L^{II} — льдистость грунта, соответственно, суммарная, за счет льда-цемента, равномерно распределенного льда и слоев льда; в общем случае: $L_c = L_{\Sigma} + L_{pp} + L^{II}$. При равномерном распределении льда — массивные и равномерно-сетчатые криотекстуры — скорости v_p в любых направлениях одинаковы ($\chi_p = 1$). Суммарная льдистость таких грунтов может быть определена по зависимостям типа, приведенным в п. VI.2 и в [69] с учетом состава минеральной матрицы (т.е. величины J_p) грунта и содержания незамерзшей воды при фиксированной температуре. Разность ($L_c - L_{\Sigma} = L_{pp}$) дает возможность оценки льдистости, приходящейся на шлиры равномерно-сетчатой криотекстуры.

Для акустически анизотропных грунтов, когда $\chi_p \neq 1$ (табл. 25), созданы номограммы и разработана методика определения типа криогенной структуры грунта и доли его льдистости, приходящейся на шлиры льда [69, 70]. Исходными данными для этого являются скорости v_p в двух взаимно перпендикулярных направлениях, температура и литологический состав грунта. Весьма перспективным

направлением сейсмоакустического метода является определение анизотропии скоростей поперечных волн SH, для которых, согласно теоретическим оценкам, коэффициент анизотропии $\chi_s > \chi_p$.

Электрический метод оценки анизотропии базируется на различии удельных электрических сопротивлений (УЭС) — ρ . Мерзлый грунт со слоистыми, сетчато-слоистыми и равномерно-сетчатыми криотекстурами можно представить, как и в предыдущем случае, в виде среды, состоящей из двух видов слоев: шлиров (слоев) льда с $\rho_{\text{л}}$, расположенных между слоями мерзлого грунта с массивной криотекстурой с $\rho_{\text{гр}}$. Тогда, исходя из формул (V.1) и (V.2), можно получить следующие выражения:

а) слоистая криотекстура:

$$\rho_n = \rho_{\text{гр}} \frac{1 + \mu \cdot m}{1 + m}; \quad \rho_t = \rho_{\text{гр}} \frac{\mu(1 + m)}{m + \mu}, \quad (\text{VI.44})$$

где $\mu = \rho_{\text{л}}/\rho_{\text{гр}}$, $m = \Sigma h_{\text{л}}/\Sigma h_{\text{гр}}$, $\Sigma h_{\text{л}}$ и $\Sigma h_{\text{гр}}$ — суммарные мощности слоев льда и грунта с массивной криотекстурой на единицу мощности льдистого грунта;

б) слоисто-сетчатая криотекстура:

$$\rho_n = \rho_{\text{гр}} \left\{ \frac{m\mu}{1 + m} + \frac{(1 + q)^2 \cdot \mu}{(1 + m)[(1 + q)^2 - 1 + \mu]} \right\} \quad (\text{VI.45})$$

$$\rho_t = \rho_{\text{гр}} \left\{ \frac{q \cdot m}{1 + m} + \frac{(1 + m) \cdot \mu}{(1 + m)} \right\}, \quad (\text{VI.46})$$

где q — отношение суммарной мощности льда в подчиненной системе шлиров к суммарной мощности грунта с массивной криотекстурой между ними.

в) равномерно-сетчатая криотекстура ($m = q$, $\chi_p = 1$):

$$\rho_{\text{ср}} = \rho_t = \rho_n = \rho_{\text{гр}} \left\{ \frac{m + \mu}{1 + m} + \frac{(1 + m) \mu}{(1 + m)^2 - 1 + \mu} \right\}. \quad (\text{VI.47})$$

По формулам (VI.44)–(VI.46) А.Н.Боголюбовым [16] были выполнены расчеты и построены номограммы для различных μ , соответствующих разным составам минеральной матрицы мерзлого грунта. Параметром семейств кривых является отношение $0 \leq q/m \leq 1$. Этот интервал изменения q/m охватывает практически весь диапазон шлировых криотекстур мерзлых грунтов от чисто слоистых — $q/m = 0$ до равномерно-сетчатых — $q/m = 1$.

Как видно из примеров таких номограмм (рис. 214), чем более тонкодисперсный грунт, т.е. чем больше различие между УЭС льда и грунта (чем больше μ), тем больше электрическая анизотропия (коэффициент χ_p) льдистого текстурированного грунта и следовательно, тем больше будет отличие среднего УЭС $\rho_{\text{ср}} = \rho_m$, получае-

мого при интерпретации ВЭЗ, а также продольного УЭС ρ_l (п. V.2), получаемого при электрокаротаже скважин, от УЭС грунта с массивной криотекстурой — $\rho_{гp}$.

Левые части графиков (рис. 214), когда объемная льдистость $W_v \rightarrow 1$, характеризуют лед, а правые части, когда $W_v \rightarrow 0$, — сухой грунт. В обоих случаях очевидно, что коэффициент анизотропии χ_p стремится к малым величинам.

С помощью номограмм находят объемную льдистость и тип криотекстуры мерзлого песчано-глинистого грунта по значениям ρ_m и χ_p , определяемым в результате интерпретации кривых ВЭЗ, или по значениям ρ_l и χ_p , получаемым из данных каротажа методом сопротивлений. Наиболее точно значения χ_p можно определить при выполнении ВЭЗ вблизи скважин, по которым получены данные электрокаротажа методом сопротивлений.

Конкретное применение номограмм требует определения величин $\mu = \rho_l/\rho_{гp}$ и $\rho_m/\rho_{гp}$ либо $\rho_l/\rho_{гp}$, т.е. дополнительно надо знать ρ_l и $\rho_{гp}$. Оценку этих величин можно осуществить, если известен примерный состав минеральной матрицы мерзлых грунтов изучаемого участка и их температура (п. III.2). Затем выбирают номограмму со значением μ , наиболее близким к полученному. По ней определяют величины W_v и q/m , соответствующие полученным значениям $\rho_m/\rho_{гp}$ или $\rho_l/\rho_{гp}$ и χ_p , которые должны совмещаться с верхней и нижней кривыми номограммы, имеющими одинаковый индекс. Тогда абсцисса точек совмещения даст значение объемной льдистости — W_v , а индекс кривой значение — q/m , т.е. тип криотекстуры. Например, при $\mu = 100$, а $\rho_m/\rho_{гp} = 10$ и $\chi_p = 3$ находим по номограмме (рис. 214, б), что совмещение получается с кривыми с индексом 0,05. В этом случае объемная льдистость грунта составляет 32% (0,32), а тип криотекстуры слоисто-сетчатый, т.к. $q/m = 0,05$.

Такого рода интерпретация данных метода сопротивлений на постоянном или низкочастотном переменном токе позволяет существенно повысить эффективность применения полевых геофизических методов за счет сокращения трудоемких визуальных или лабораторных способов определения льдистости и криотекстуры, требующих прохождения большого числа скважин или шурфов с отбором образцов ненарушенного мерзлого грунта. Кроме того, недоучет анизотропии УЭС приводит к завышению мощности текстурированных мерзлых грунтов, определяемой при интерпретации данных ВЭЗ, в χ_p раз, т.е. ошибки могут достигать многих сотен процентов. Определить коэффициент анизотропии χ_p и q/m (тип криотекстуры) можно с помощью тех же номограмм по известным значениям льдистости и отношения $\rho_m/\rho_{гp}$, либо $\rho_l/\rho_{гp}$. Даже в случае минимума информации, когда известны только величины одного отношения $\rho_m/\rho_{гp}$ или $\rho_l/\rho_{гp}$, с помощью номограмм можно определить предельные значения χ_p и W_v для слоистой ($q=0$) и сетчатой ($q=1$) криотекстуры. Если дополнительно известны наиболее вероятные в данном районе исследований значения льдистос-

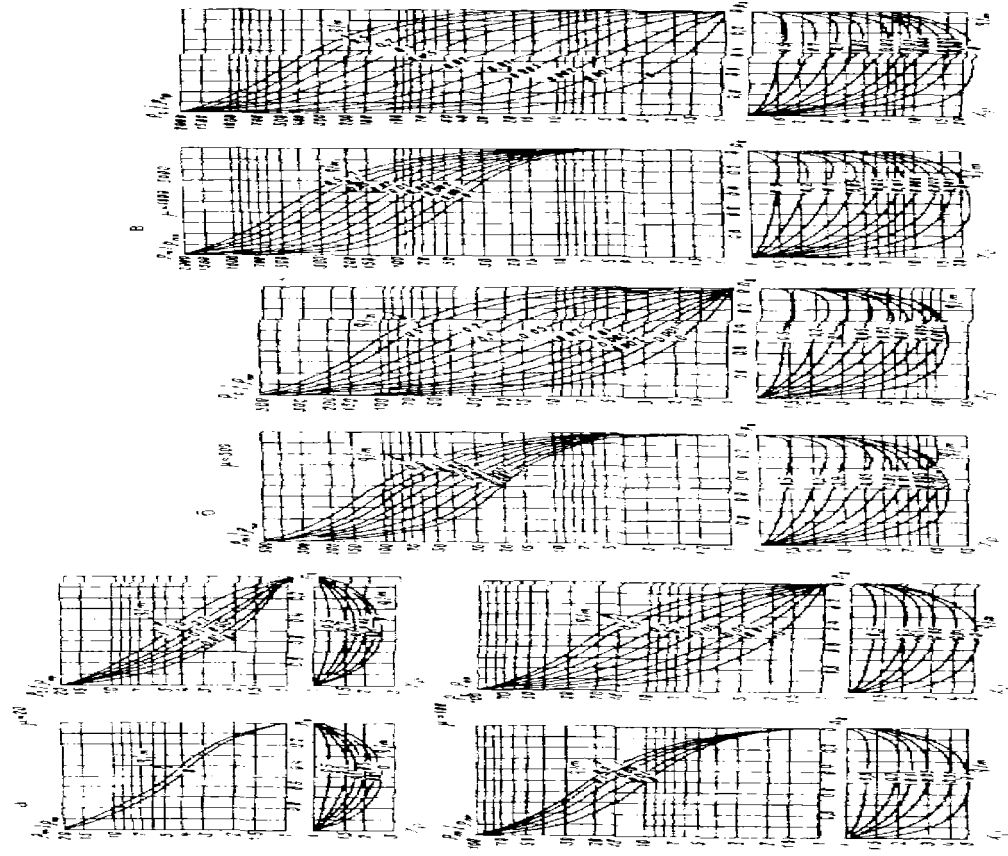


Рис. 214 Расчетные номограммы для определения значений L_1 и L_2 критических жерзлов сечения L_1 - обобщенное сечение жерзла, остальные обозначения см. в тексте

ти мерзлых грунтов, тогда с их учетом можно определить и наиболее вероятные значения χ_p и типы криотекстур.

Очевидно, что оценка анизотропии электрических свойств мерзлых пород, а также ледяных покровов полезна и необходима для повышения эффективности применения электромагнитных методов. Так, экспериментально доказано [19, 199, 224], что анизотропия слоев поликристаллического льда, обусловленная преимущественной ориентацией кристаллов, приводит к таким различиям диэлектрической проницаемости, которые реально могут быть причиной внутренних отражений при радиолокационном зондировании ледников. Это является дополнительным критерием при анализе внутренних отражений и строения ледниковой толщи, так как до недавнего времени их интерпретировали лишь с позиций изменения плотности или влажности льда.

Таким образом, применение сейсмоакустических и электрических геофизических методов дает реальную возможность осуществления томографии мерзлых толщ и ледяных массивов с целью получения детальных сведений об их строении и состоянии.

Эколого-геофизический мониторинг. В наше время во многих регионах криолитозоны состояние криогеосистем находится или быстро приближается к критическому ввиду интенсивного техногенного воздействия, связанного с освоением и эксплуатацией месторождений углеводородов, алмазов, угля и других полезных ископаемых, а также со строительством крупных инженерных сооружений, дорог, трубопроводов и т.п. Кроме того, криогеосистемы, особенно содержащие сильнольдистые и засоленные мерзлые грунты и подземные льды, весьма неустойчивы и чувствительны к внешним воздействиям. Возможные последствия ухода криогеосистем от состояния квазиравновесия порой трудно предсказуемы, особенно в реальном масштабе времени.

В последние годы происходит быстрое развитие новой отрасли науки — геокриозологии, задачами которой являются: установление закономерностей функционирования, динамики и устойчивости криогеосистем, их реакции на техногенные воздействия и изменения климата, разработка способов стабилизации и рекультивации этих систем и многое другое [133]. В решении многочисленных сложных проблем геокриозологии существенную роль играет долговременный мониторинг для прогнозирования характера и глубины изменения криогеосистем. Однако до настоящего времени основное внимание уделяется лишь температурно-климатическому (тепловому) мониторингу [102]. Другие физические поля криолитозоны пока не привлекаются для создания комплексных систем полноценного эколого-геофизического мониторинга. Такая односторонность оборачивается потерей значительной части информации о происходящих и предстоящих изменениях изучаемой среды. Рассмотрим этот аспект несколько подробнее.

Криолитозона и ледники представляют собой открытые системы, которые непрерывно обмениваются с окружающей средой веществ-

вом и энергией. Эти системы находятся по существу в состоянии неустойчивого квазиравновесия при температуре вблизи точки плавления их основного компонента – льда, и сравнительно малые воздействия могут вызвать в них сильный необратимый отклик, что особенно важно иметь в виду при оценке техногенных воздействий. Известно (И.Пригожин), что открытые системы динамичны и могут перестраиваться как к большей упорядоченности (самоорганизация), так и к нарушению порядка (хаотизация). Самоорганизация может проявляться, например, в определенной ритмичности процессов изменения систем, а хаотизация – в нарушениях этой установившейся ритмичности. С течением времени упорядоченность в системе может восстановиться, однако она оказывается обычно иной, чем прежняя. В криогенных средах изменения во времени связаны, в первую очередь, с фазовыми переходами вода-лед и сопровождающими их физико-химическими процессами. В результате, в криогенной среде возникают характерные изменения (периодические и аperiodические) всех ее физических полей и свойств, причем наиболее сильные – для электрических и механических. При этом среда приходит в “напряженное” (переходное) состояние, что будет проявляться соответственно в пространственно-временных вариациях как тепловых полей, так и полей механических напряжений, электрической поляризации (электрохимической активности) и других. Исследование временных рядов наиболее информативных параметров этих полей есть путь выявления базовых закономерностей изменения изучаемой среды, а экстраполяция их на будущее является основой прогноза возможных последствий. Очевидно, что наряду с термическими режимными наблюдениями, выполняемыми на стационарах [102], необходима организация параллельного изучения переходного состояния криолитозоны электрическими и сейсмоакустическими геофизическими методами. Возможности и перспективы применения последних несомненны. Так, ритмичность изменения электрического состояния и электрохимической активности верхних горизонтов криолитозоны, отражающая изменения термодинамического состояния объекта в процессе годового энергообмена, была впервые исследована В.П.Мельниковым [93]. Им были установлены базовые закономерности: устойчивость определенных ритмов электрического состояния, их связь с режимами изменения термодинамических условий, выявлены информативные параметры ВП, возможности применения этой технологии при мониторинге состояния верхней части геокриологических разрезов и показана плодотворность применения развитого подхода к районированию криолитозоны. На необходимость развития долговременных режимных наблюдений за изменчивостью электрических свойств мерзлых толщ неоднократно указывалось в работах А.Т.Акимова, В.П.Мельникова, А.Д.Фролова, А.М.Снегирева и других исследователей. В последние годы получены новые положительные результаты, подтверждающие эффективность применения различных методов электрометрии при мониторинге актив-

ного слоя и решении ряда задач, связанных с техногенным воздействием в криолитозоне [21, 132, 200, 292].

Неоднородность и нестационарность, например, диэлектрической проницаемости, скоростей и коэффициента поглощения электромагнитных волн, типична и для ледников, особенно субполярных и теплых, что является основой для радиолокационного мониторинга гидротермического состояния этих ледников и возможных их подвижек [89, 90, 167, 229, 248 и др.].

Что касается механического напряженного состояния, то нам неизвестны его систематические режимные исследования на стационарах в криолитозоне. Однако есть положительный опыт изучения изменчивости скоростей распространения упругих волн и модулей упругости в искусственно создаваемых напряженных ледопородных массивах [98, 141, 142 и др.], а также в деформируемых образцах (п. VI.2), который свидетельствует о достаточно высокой чувствительности этих параметров к изменению напряженно-деформированного состояния криогенных пород. Таким образом, есть все необходимые предпосылки для успешного применения и сейсмоакустического долговременного мониторинга криолитозоны. Его возможности достаточно широки, если иметь в виду режимные наблюдения не только за изменениями величин скоростей v_p и v_s , но и изучать динамические характеристики волн, временные вариации их поляризации и др. Этот метод может быть успешно применен для мониторинга, состояния и строения криогенных пород при изменении термодинамических условий, например, в процессе эксплуатации гидротехнических, горно-промышленных и других сооружений, построенных в районах распространения мерзлых пород, а также при эволюции (метаморфизме) пресных (ледниковых) и морских льдов, снежного покрова на горных склонах и в лавиносборах, для контроля целостности и монолитности ледопородных ограждений при подземных горнопроходческих работах и т.п. В целях более надежного контроля изменения состояния мерзлых пород, обусловленного фазовыми переходами, целесообразно применять обобщенные акустические параметры, являющиеся функциями характеристик упругости и вязкости, например, скоростей распространения и параметров затухания волн. Весьма перспективным для мониторинга представляется изучение закономерностей акустической и электромагнитной эмиссии напряженно-деформированной криогенной среды.

Высокая чувствительность электрических и упругих свойств к вариациям засоленности, льдистости криогенных текстур и другим особенностям состава и строения ПККС мерзлых пород обуславливает настоятельную необходимость включения комплекса сейсмоакустических и электромагнитных скважинных и наземных геофизических методов в качестве обязательного компонента мониторинга криолитозоны как при изучении влияния глобальных изменений климата, так и в локальных районах, подверженных техногенному прессингу. Долговременный экологический монито-

ринг криолитозоны на стационарах должен содержать как минимум два основных канала: температурно-климатический и геофизический (по сути они оба геофизические), что может обеспечить необходимый банк данных для надежного выявления базовых особенностей и закономерностей изменений среды. При мониторинге техногенных объектов геофизический канал особенно необходим, так как в противном случае диагностирование состояния и выявление неоднородностей строения оснований или грунтовых частей сооружений (плотины, дамбы, насыпи, горные выработки, трассы трубопроводов и т.п.), представленных мерзлыми породами, требует бурения большого числа скважин. Последнее же, во-первых, не всегда позволяет решить с необходимой детальностью стоящие задачи, во-вторых, может внести значительные дополнительные нарушения в состояние объекта, а в-третьих, требует значительных затрат времени и материальных средств. Для надежного определения и прогноза характера изменения гетерогенной среды от квазиравновесного к состоянию с прогрессирующей потерей устойчивости необходима свертка информации, содержащейся в многопараметровом пространстве измеряемых физических полей, и получение обобщенных комплексных параметров, изменения которых дают более стабильные критерии перехода от одного крайнего состояния среды к другому через некоторые промежуточные состояния. Такой подход был успешно применен нами при мониторинге процесса разрушения горной породы в связи с проблемой прогноза землетрясений [197 и др.]. Нет сомнения, что он окажется плодотворным и при эколого-геофизическом мониторинге устойчивости криогеосистем.

Мониторинговые системы криолитозоны могут быть локального, регионального и глобального масштабов. Системы *локального* эколого-геофизического мониторинга обычно создаются для наблюдений конкретных крупных гидротехнических, горнодобывающих, транспортных и т.п. объектов, взаимодействующих с массивами криогенных пород, при долговременных исследованиях на специальных стационарах [21, 99, 132, 200, 292 и др.]. Такие системы чаще всего являются специализированными и могут быть реализованы с использованием комплекса наземных и скважинных геофизических, инженерно-геологических и гидрогеологических методов. Системы *регионального* масштаба в определенной степени могут базироваться на обобщении данных сети стационаров, однако для получения более достоверных банков данных и знаний требуется привлечение дистанционных аэрокосмических методов и средств сбора информации в радиоволновом, инфракрасном и видимом спектрах электромагнитного излучения. Создание *глобальных* систем мониторинга является еще более сложным и дорогостоящим, поскольку они главным образом основаны на применении дистанционных методов сбора данных и требуют создания новых информационных технологий для обработки и обобщения огромных объемов информации.

К настоящему времени дистанционные методы и соответствующие радиотехнические средства получили большое развитие и довольно широкое применение, например, при мониторинге крупных акваторий и, в частности, ледовой обстановки в северных морях. Применительно к крупным регионам криолитозоны и ледниковых покровов имеются лишь отдельные успешные эксперименты по применению дистанционных методов [см. например, 4, 19, 27, 89, 90, 167, 229, 248, 280 и др.], но разработанных геокриомониторинговых систем, подобных созданным для биосферных, гидросферных и климатических исследований, пока нет. Их создание является весьма актуальным в связи с проблемой глобального потепления климата и высокой чувствительности криолитозоны и ледников к этому изменению. Распространенные в настоящее время имитационные компьютерные сценарии возможных необратимых изменений в криосфере Земли при деградации (таянии) многолетней мерзлоты и ледников дают некоторые представления о возможных катастрофических глобальных и региональных последствиях. Однако оценка их современного начального развития и прогноз последствий в реальном масштабе времени возможны лишь на основе систематического регионально-глобального мониторинга криосферы Земли. Время для начала создания и внедрения систем эколого-геофизического мониторинга криосферы разных масштабов пока еще не упущено, но реализация этого требует международной кооперации.

Некоторые вопросы специфики применения геофизических методов в криолитозоне. Наличие мерзлых пород в геологическом разрезе и большая специфика изменчивости их физических свойств создают ряд характерных затруднений при выполнении геофизических работ в полевых условиях и при интерпретации получаемых данных. Рассмотрим кратко основные из них.

Вследствие сезонных изменений строения и свойств активного слоя возникают трудности с осуществлением заземления электродов и проведением взрывных работ. Непостоянство мощности верхнего слоя талых пород по площади исследования создает фон помех при электропрофилировании, для ослабления влияния которых проводят измерения на двух (или более) разностях АВ при постоянном МN. Отношение двух получаемых при этом кажущихся УЭС менее подвержено искажениям, чем каждое из них в отдельности. Значительный эффект в условиях криолитозоны дает метод двух составляющих при электропрофилировании и зондировании на постоянном (или низкочастотном) токе [15], позволяющий оценивать азимуты простираия и углы падения границ раздела, а также анизотропию слоев. Наличие глубоких (или сквозных) таликов, либо островной мерзлоты, обуславливающих значительную неоднородность разреза, осложняет интерпретацию ВЭЗ и сейсморазведки МОВ и требует разработки специальных методических приемов [3, 16, 41, 110, 177, 178, 280, 281].

В сейсморазведке важен учет горизонтального и вертикального градиента скоростей упругих волн. Последний в мерзлой толще

часто имеет сложный и нередко инверсионный характер, а нижняя граница мерзлых пород не является плоской и достаточно контрастной. Результатом этого может быть значительное искривление сейсмических лучей в верхней части разреза и искажение формы годографов отраженных волн. Часто возникает расхождение между средними и эффективными скоростями, величины которых существенно зависят от вариаций мощности, температуры и льдистости многолетнемерзлых толщ. При этом обычно эффективная скорость оказывается меньше средней. Анизотропия упругих свойств, связанная с криотекстурой, а также квазианизотропия тонкослоистых мерзлых толщ обуславливают зависимость эффективных скоростей от длины профилей систем наблюдения и глубин отражающих границ. Это приводит к тому, что эффективные скорости (включая ОГТ) могут значительно отличаться от скоростей в среде как в виде систематических отклонений, так и локальных аномалий, что не может быть учтено при обычных методах сглаживания и требует дополнительных приемов. Например, А.Е.Шуткин установил, что искажения эффективных скоростей ослабляются при сближении встречных ветвей годографов ОТВ, а в районах островной мерзлоты однократные наблюдения МОВ могут быть эффективнее, чем МОГТ. Имеются другие особенности методики и интерпретации данных сейсморазведки в криолитозоне.

Толщи мерзлых пород часто представляют собой экранирующие горизонты для электроразведки постоянным током, сейсморазведки МПВ, эманиционной съемки и т.п. С другой стороны, отсутствие резкой нижней границы многолетней мерзлоты существенно затрудняет ее определение не только методами зондирования с поверхности Земли, но и геофизическими методами в скважинах. Как показали эксперименты (Б.С.Володько), одним из наиболее перспективных методов достаточного точного определения этой границы является каротаж методом ЕП.

Известно, что бурение скважин в мерзлых толщах сопровождается значительным нарушением температурного поля в околоскважинном пространстве вплоть до появления талого цилиндрического слоя (мощностью до 1,5–2 м) вдоль ствола скважины. Поэтому применение геофизического каротажа для изучения мерзлой толщи требует длительной (многие месяцы) выстойки скважин до восстановления термодинамических условий. Быстрее всего (0,5–1 мес) естественный температурный режим мерзлой толщи восстанавливается в околоскважинном пространстве при бурении с продувкой забоя охлажденным сжатым воздухом. Такие скважины наиболее пригодны для изучения геоэлектрического и скоростного разреза мерзлых толщ, однако реализация измерений в сухих скважинах требует специальных разработок зондов, технических приемов и методик каротажа [1, 131, 132].

Значительные перспективы при изучении мерзлых толщ имеют методы электроразведки (скважинные, наземные и дистанционные) с применением электромагнитных полей в разных диапазонах час-

тот вплоть до десятков мегагерц. К настоящему времени накоплен опыт успешного применения методов радиокип, поверхностного импеданса, дипольного электромагнитного профилирования, частотного и дистанционного зондирования, ЗСБ, ЗМПП, радиолокационного зондирования, индукционного и диэлектрического каротажа и некоторых других [3, 4, 99, 131, 196, 280, 281 и др.] Весьма важным при количественной интерпретации данных, получаемых этими методами в мерзлых и ледяных толщах, является учет токов смещения, т.е. ϵ_3' криогенных пород. Например, при оценке длины волны в мерзлой породе на частоте 1 МГц (при $УЭС \approx 2 \cdot 10^3$ Ом·м и $\epsilon_3' \approx 15$) без учета токов смещения ошибка достигает 90%. При этом следует учитывать установленные зависимости ϵ_3' криогенных пород от частоты, температуры, льдистости, минерального состава, засоленности и др. (пп. III.3–III.5, III.7, III.8). В некоторых случаях для определения ϵ_3' и ϵ_3'' конкретных отложений следует выполнять специальные параметрические зондирования вблизи опорных скважин с известным разрезом либо радиоволновое просвечивание между ними и т.п.

Наличие сильнольдистых мерзлых пород и мощных подземных льдов необходимо учитывать и при гравиметрических съемках, так как благодаря им сильно изменяется плотность промежуточного слоя. Они также обуславливают локальные отрицательные аномалии силы тяжести, которые надо исключать при детальном гравиметрических исследованиях. Магнитные свойства криогенных пород почти не исследованы, однако имеются отдельные положительные результаты применения магнитного каротажа для выявления слоев подземного льда [132, 220].

Таким образом, при проектировании и производстве геофизических работ в криолитозоне следует обращать особое внимание на специфику свойств криогенных пород и обусловленные ею особенности методики, обеспечивающие оптимальные условия применения методов разведочной геофизики. При этом обязателен также сбор и анализ всех доступных материалов о мерзлотных условиях района работ: температурный режим, распространение мерзлых толщ в плане и разрезе, их мощность, литология, криогенные структуры и текстуры, засоленность и т.д. С учетом этих сведений необходимо составлять предварительную типизацию геокриологических разрезов района работ для обоснованного выбора наиболее рациональных методик и комплекса геофизических методов при решении конкретных поставленных задач. Затем, привлекая на основе настоящей книги и других источников данные о физических свойствах криогенных пород определенного состава и строения, возможно построение априорных физико-геологических моделей [25], полезных при интерпретации результатов, получаемых геофизическими методами. Модели могут дополняться и совершенствоваться в процессе накопления новой информации об изучаемом районе. При этом следует иметь в виду, что наиболее сложные и

значительные криогенные преобразования имеют место в песчано-глинистых и сильно трещиноватых скальных мерзлых породах, что оказывает влияние главным образом на их электрические и механические свойства.

* * *

Рассмотренные примеры прикладных направлений являются иллюстрацией не только большой практической значимости электрических и упругих свойств криогенных пород, параметров распространения в них волн и эффективности применения геофизических методов, но и необходимости значительных усилий по внедрению этих методов и расширению исследований, содействующих повышению экологической безопасности хозяйственного освоения криолитозоны.

Изложенные в книге фактические данные и закономерности формирования, изменения и взаимосвязи упругих и электрических свойств и соответствующих процессов в криогенных породах отражают современное состояние в данной области знания. Ввиду того, что криогенные породы являются гетерогенными многофазными системами, изучение природы их физических свойств, интегрально отражающих многочисленные физико-химические процессы взаимодействия поровый раствор – поверхность твердых компонентов (при большом разнообразии строения и состава последних), представляет собой сложную проблему, решение которой идет не столь быстро, как хотелось бы. Приведенные результаты базируются в основном на анализе и обобщении экспериментальных исследований, зачастую разрозненных и трудносопоставимых.

Поскольку к настоящему времени нет достаточно разработанной теоретической модели криогенной породы, при работе над книгой нам представлялось важным сформулировать некоторые концептуальные подходы и понятия, позволяющие с единых позиций подойти к анализу и описанию результатов экспериментальных работ. К ним относятся: криогенная порода; ПККС, ее основные элементы и физические подсистемы; домены незамерзшей жидкой фазы; макродипольная поляризация; сходство времен электрической и механической релаксации криогенных пород; граничные плотности и переходные структурные состояния снежно-ледяных образований; экстремумы прочности мерзлых грунтов и льдов на разрыв и ряд других. Это позволило, по крайней мере, непротиворечиво объяснить и уточнить многие закономерности формирования, изменения и взаимосвязи рассмотренных свойств мерзлых пород и льдов в зависимости от различных факторов их строения, состава, состояния.

Круг вопросов, рассмотренных в книге, весьма широк, соответствующая литература в несколько раз превышает приведенный список, однако автор старался отразить результаты многих исследователей. Все это (с учетом ограниченного объема книги), естественно, обусловило разную степень детальности и глубины изложения отдельных тем.

Тем не менее предлагаемая вниманию читателей книга является единственным синтезированным и последовательным описанием

наиболее изменчивых и важных для решения прикладных задач физических свойств мерзлых пород и льдов различного состава. Нельзя не подчеркнуть, что характеристики электрических, упругих свойств, процессов электромеханического преобразования энергии и распространения волн в криогенных породах являются ценными, а порой и уникальными источниками информации о многих особенностях их строения, состава и энергетического состояния. Задачами ближайшего будущего является не только расширение их применения, но и совершенствование методов извлечения этой информации на основе более углубленного исследования природы электрических и механических свойств криогенных пород и разработки адекватных им теоретических моделей.

Хочется надеяться, что книга привлечет внимание и заинтересует молодых исследователей, которым предстоит создавать новые геофизические способы и технологии диагностирования состояния криогеосистем, эколого-геофизического мониторинга криолитозоны и снежно-ледниковых покровов, а также направленного воздействия на криогенные среды с целью формирования и регулирования их заданных свойств и многое другое.

Значения наиболее часто встречающихся символов

- $A(\omega)$ – обобщенная восприимчивость среды (ОВС)
- $A^*(\omega)$ – комплексная ОВС
- $A'(\omega)$ и $A''(\omega)$ – действительная и мнимая части комплексной ОВС
- A_s и A_d – статическая и динамическая ОВС
- C – концентрация или соленость раствора
- C_i – исходная концентрация раствора
- C_{iklm} – тензор модулей упругости
- D – электрическое смещение (индукция)
- E – напряженность электрического поля; модуль упругости
- E_m – амплитуда напряженности электрического поля
- E^* – комплексный модуль упругости
- f – частота
- g – коэффициент извилистости пор
- J_{np} – плотность тока проводимости
- $J_{см}$ – плотность тока смещения
- K_p – приведенная пористость
- n – содержание в единице объема (частиц и т.п.)
- p – пористость
- R_n – переходное электрическое сопротивление
- S – соленость исходного раствора или льда
- S_{iklm} – тензор упругих податливостей
- T – температура, °K
- t° – температура, °C
- $t_{кз}$ – температура окончания (конца) замерзания
- $t_{нз}$ – температура начала замерзания
- $t_{эв}$ – эвтектическая температура раствора
- t (или T) – время
- U – разность потенциалов
- $U_{в.п}$ – вызванная разность потенциалов
- v – скорость
- V – объем
- W – энергия
- W_a – энергия активации
- W_r – энергия гидратации
- $W_{св}$ – энергия связи
- W_n – поверхностная энергия
- W_l – льдистость (содержание льда)
- W_n – количество незамерзшей воды
- W_o – общая влажность
- W_c – суммарная влажность (массовая)
- W_p – массовое (весовое) содержание
- W_v – объемное содержание
- α, β – параметры распределения времен релаксации; коэффициенты затухания волн
- ϵ – относительная диэлектрическая проницаемость (Д.П.)
- ϵ^* – комплексная Д.П.

ϵ' и ϵ'' — действительная и мнимая части комплексной Д.П.
 ϵ_a — Д.П. воды
 ϵ_v и ϵ_n — высокотемпературная и низкотемпературная Д.П.
 ϵ_d и ϵ_s — динамическая и статическая (квазистатическая) Д.П.
 ϵ_l — Д.П. льда
 ϵ_p — промежуточное значение Д.П.
 $\epsilon_{см}$ — Д.П. смеси
 $\epsilon_{пр}$ — Д.П. заполнителя пор (воды, раствора)
 ϵ^M — относительная механическая деформация
 η — коэффициент поляризуемости
 η_s — эффективная вязкость
 η_∞ — нерелаксирующая вязкость
 σ — удельная электропроводность (У.Э.)
 θ — время релаксации
 θ_m — наиболее вероятное время релаксации
 θ_e — эффективное время релаксации
 σ' — комплексная У.Э.
 σ' и σ'' — действительная и мнимая части комплексной У.Э.
 σ_∞ — У.Э. на постоянном токе
 σ_d — динамическая У.Э.
 σ^M — механическое напряжение
 σ_n — поверхностная электропроводность
 $\sigma_{n\ p}$ — удельная электропроводность порового раствора
 ω — частота
 ρ — удельное электрическое сопротивление УЭС
 ρ_k — кажущееся УЭС
 ρ_l — плотность данного ледяного образования
 ρ_m — среднее УЭС
 ρ_n — УЭС перпендикулярно слоям
 $\rho_{тв}$ — плотность массивного сухого льда
 ρ_s — эффективное УЭС
 ρ_t — УЭС параллельно слоям
 τ — время
 ξ — дзета-потенциал двойного электрического слоя

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Акимов А Т Акустический метод определения физико механических свойств мерзлых грунтов – ПНИИИС Госстроя СССР Т 1 М, 1969 С 212–223
- 2 Акимов А Т Клишес Т М, Трепов Г В Экспериментальное радиолокационное зондирование многолетнемерзлых грунтов – Труды ЦИНИС Госстроя СССР Сер 2 Инженерные изыскания в строительстве Вып 5(46) М, 1976 С 6–11
- 3 Акимов А Т, Мельников В П, Фролов А Д Геофизические методы изучения мерзлых толщ в СССР М Изд-во ОНТИ ВИЭМС 1979 51 с
- 4 Акимов А Г, Клишес Т М, Мельников В П, Снегирев А М Электромагнитные методы исследования криолитозоны (Обзор) 1988 Якутск Изд-во Ин та мерзлотоведения СО АН СССР, 48 с
- 5 Акимов Ю П Формирование фазового состава воды в мерзлых породах Автореф канд дис М Изд во МГУ 25 с
- 6 Анамян А А Добровольский В П Об электропроводности мерзлых горных пород//Геология и геофизика № 3 Новосибирск, 1961 С 96–103
- 7 Анамян А А Содержание незамерзшей воды в мерзлом суглинке в интервале температур от $-0,6$ до -40 – -60°C //Мерзлотные исследования Вып X М Изд-во МГУ, 1970 С 267–270
- 8 Анамян А А Артюшина В И, Волкова Е В и др О взаимосвязи между фазовым составом воды в мерзлой каолиновой глине и ее электропроводностью// Мерзлотные исследования Вып 16 М Изд-во МГУ, 1977 С 213–215
- 9 Анамян А А, Артюшина В И, Смирнова Н Н, Притула В В О зависимости электропроводности бентонитовой глины от режима замораживания//Мерзлотные исследования Вып 16 М Изд-во МГУ, 1977 С 216–218
- 10 Анамян А А О понижении температуры замерзания тонкодисперсных горных пород и почв//Мерзлотные исследования Вып 20 М Изд-во МГУ, 1982 С 152–156
- 11 Антонченко В Я Физика воды Киев Наукова думка, 1986 126 с
- 12 Анцыферов М С, Анцыферова Н Н, Кагер Я Я Исследование скоростей распространения и поглощения упругих волн в мерзлом песке//Изв АН СССР Сер геофиз 1964 № 1 С 85–89
- 13 Антикаев Ф Ф Влияние температурного поля на распространение сейсмических волн в мерзлых горных породах Тепловые процессы в мерзлых горных породах М Наука, 1964 С 190–199
- 14 Балбачан И П Разработка технологии и физико-технических основ рыхления мерзлых пород щелевыми зарядами на открытых работах Автореф докт дис М Изд-во МГИ, 1986 32 с
- 15 Боголюбов А Н, Боголюбова Н П, Мозганова Е Я Руководство по интерпретации кривых ВЭЗ МДС М Стройиздат, 1984 200 с
- 16 Боголюбов А Н, Боголюбова Н П, Мозганова Е Я Рекомендации по комплексированию геофизических методов при мерзлотной съемке М Стройиздат, 1987 86 с
- 17 Боголюбов А Н, Боголюбова Н П Экспресс оценка содержания незамерзшей воды в мерзлой породе по значениям удельного электросопротивления//Геофизические исследования криолитозоны Вып 2 М, 1996 С 136–141
- 18 Богородский В В, Гаврило В П Лед Физические свойства Современные методы гляциологии Л ГИМИЗ, 1980 384 с
- 19 Богородский В В, Бентли Ч, Гудмандсен П Радиогляциология Л ГМИ, 1983 308 с
- 20 Бойков С А, Романовский В Е Применение методов электроразведки постоянным током при решении задач мерзлотно-гидрогеологических исследований в

зоне освоения трассы БАМ// Мерзлотные исследования Вып 19 М, 1980 С 145–153

21 *Боиков С А, Снегирев А М* О пространственно временной изменчивости геокриологического разреза береговой зоны Вилюйской ГЭС-III// Геофизические исследования криолитозоны Вып 2 М, 1996 С 70–82

22 *Бондаренко А Т* и др Физические свойства карбонатных пород Западной Якутии, измеренные на замороженных кернах// Геология и геофизика 1989 № 7 Новосибирск С 121–128

23 *Бреховских Л М, Гончаров В В* Введение в механику сплошных сред (в приложении к теории волн) М Наука, 1982 335 с

24 *Бровка Г П* Тепло и массоперенос в природных дисперсных системах при промерзании Минск, 1991 192 с

25 *Вахрамеев Г С, Павлов О В, Джурик В И, Дмитриев А Г* Физико-геологическое моделирование верхней части разреза в условиях многолетней мерзлоты Новосибирск Наука, 1989 130 с

26 *Велли Ю Я* Исследования засоленных вечномерзлых грунтов арктического побережья Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений/Ред С С Вялов М Наука, 1990 С 9–20

27 *Власов О П, Горный В И, Кутев В А, Финкельштейн М И* Радиолокационное зондирование мерзлых грунтов с борта самолета// Изв вузов Геология и разведка 1978 № 5 С 145–148

28 *Войтковский К Ф* Механические свойства снега М Наука, 1977 126 с

29 *Воронков О К* Рекомендации по изучению методами инженерной сейсмике статических и динамических характеристик деформируемости скальных оснований гидросооружений в северной строительной климатической зоне Л Изд-во ВНИИГ, 1985 101 с

30 *Воронков О К* Инженерно сейсмические исследования строения и свойств скальных массивов в области многолетней мерзлоты Автореф докт дис Л Изд-во ЛГУ, 1987 23 с

31 *Воронков О К, Фролов А Д* Физические свойства пород при отрицательных температурах// Петрофизика Т 3 М Недр, 1992 С 43–65

32 *Воронков О К, Моторин Т А, Михайловский Г В, Кунцевич С П* Скорости упругих волн в мерзлых и талых нескальных основаниях плотин по данным сейсморазведки// Геофизические исследования криолитозоны Вып 2 М, 1996 С 7–25

33 *Воронков О К, Моторин Т А, Михайловский Г В, Кунцевич С П* Сейсмогеологические классификации грунтов криолитозоны Криосфера Земли Т I № 3 Новосибирск РАН 1997 С 47–54

34 *Вялов С С* Реологические основы механики мерзлых грунтов М Высшая школа, 1979 418 с

35 *Геннадиник Б И* Теория явлений вызванной поляризации Новосибирск Наука, 1985 279 с

36 *Геннадиник Г В, Геннадиник Б И* Геофизические исследования мерзлых горных пород и льдов Указатель литературы (1930–1985 гг) Якутск, 1987 134 с

37 *Глушко В Т, Ямщиков В С, Яланский А А* Геофизический контроль в шахтах и туннелях М Недр, 1987 278 с

38 *Голубев В Н* Закономерности формирования структуры льда при обледенении твердых тел// Материалы гляциологических исследований Вып 26 М, 1981 С 16–21, 60–66

39 *Голубев В Н* Закономерности формирования структуры конжеляционных льдов в криосфере Земли Автореф, докт дис М Изд-во МГУ, 1992 37 с

40 *Голубев В Н, Фролов А Д* Особенности строения и упругих свойств пресного

и соленого льда, намерзающего на твердых телах//Геофизические исследования криолитозоны Вып 2 М, 1996 С 115-122

41 *Горяинов Н Н* (ред) Сейсмические и акустические методы в гидрогеологии и инженерной геологии М Наука, 1992 260 с

42 *Гуров В В* Методика и некоторые результаты экспериментального исследования диэлектрических свойств мерзлых пород//Мерзлотные исследования Вып 21 М Изд-во МГУ, 1983 С 170-178

43 *Гусев Б В*, *Фролов А Д* Изучение фазовых переходов в мерзлых породах путем измерения их диэлектрических свойств//Материалы Всесоюзн совещ по мерзлотоведению М Изд-во МГУ, 1970 С 193-194

44 *Гусев Б В*, *Федюкин И В*, *Фролов А Д* Некоторые характеристики электромагнитных волн в мерзлых породах Инж мерзлотоведение Материалы к III Межд конф по мерзлотоведению Новосибирск, 1978 С 273-278

45 *Дамаскин Б Б*, *Петрич О А* Электрoхимия М Высшая школа, 1987 295 с

46 *Дерягин Б В*, *Чураев Н В*, *Муллер В М* Поверхностные силы М Наука, 1987 399 с

47 *Дерягин Б В* и др Вода в дисперсной среде М Химия, 1989 101 с

48 *Джонсон Ф Р* Модуль упругости морского льда, вычисленный по данным испытаний малых образцов на прямое растяжение и сжатие Лед и его воздействие на гидротехнические сооружения Межд симп МАГИ Л, 1972 С 9-16

49 *Джурик В И* Прогноз изменения упругих параметров песков при переходе их из мерзлого состояния в талое//Геология и геофизика, № 7 Новосибирск, 1982 С 87-95

50 *Джурик В И* Особенности прогноза сейсмических воздействий в условиях криолитозоны//Геофизические исследования криолитозоны Вып 2 М, 1996 С 53-59

51 *Добровольский В П* Об электрической анизотропии мерзлых горных пород//Мерзлотные исследования Вып II, М Изд-во МГУ, 1961 С 157-164

52 *Добрынин В М*, *Венделиштейн Б Ю*, *Кожевников Д А* Петрофизика М Недрa, 1991 386 с

53 *Достовалов Б Н* Электрические характеристики мерзлых горных пород Тр Ин-та мерзлот АН СССР М 1947 Т 5 С 18-35

54 *Достовалов Б Н* Связанная и развязанная вода, ее структура, фазовые переходы и влияние на физические свойства дисперсных влажных сред//Мерзлотные исследования Вып XI, М Изд-во МГУ, 1971 С 57-74

55 *Драговеико И З* Разрушение мерзлых грунтов взрывом М Недрa, 1981 243 с

56 *Дубиков Г И*, *Иванова Н В* Засоленные мерзлые грунты и их распространение на территории СССР//Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений/Ред С С Вялов М Наука, 1990 С 3-9

57 *Ершов Э Д* (ред) Лабораторные методы исследования мерзлых пород М Изд-во МГУ, 1985 351 с

58 *Ершов Э Д* Общая геокриология М Недрa, 1990 559 с

59 *Ершов Э Д* (ред) Основы геокриологии Ч 1 Физико-химические основы геокриологии М Изд-во МГУ, 1995 386 с

60 *Ершов Э Д* (ред) Основы геокриологии Ч 2 Литогенетическая геокриология М Изд-во МГУ, 1996 397 с

61 *Жесткова Т Н*, *Заболоцкая М И*, *Рогов В В* Криогенное строение мерзлых пород М Изд-во МГУ, 1980 135 с

62 *Жесткова Т Н*, *Щур Ю Л* Влияние криогенного строения на электрическое сопротивление мерзлых грунтов//Мерзлотные исследования Вып 20 М Изд-во МГУ, 1982 С 157-164

- 63 Жильцов В Д, Тайбашев В Н Исследование свойств мерзлых крупнообломочных пород ультразвуковым методом//Вопросы инженерного мерзлотоведения при разработке многолетнемерзлых россыпных месторождений Магадан, 1982 С 45-51
- 64 Заборовский А И, Фролов А Д Электрические свойства горных пород в переменных электромагнитных полях//Вестн МГУ Сер геол 1968 № 3 С 38-53
- 65 Заборовский А И, Семенова С Г, Фролов А Д К природе частотной дисперсии электрических свойств влажных осадочных пород//Вестн МГУ Сер геол 1968 № 4 С 29-38
- 66 Зацепина Г Н Свойства и структура воды М Изд-во МГУ, 1987 131 с
- 67 Злочевская Р И Формы влаги в дисперсных системах Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах/Ред Е Д Шукин М Изд-во МГУ, 1988 С 67-73
- 68 Зыков Ю Д, Красовский А Г, Мозганова Е Д, Червинская О П Электрические и акустические свойства засоленных мерзлых грунтов//Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений/Ред С С Вялов М Наука, 1990 С 128-135
- 69 Зыков Ю Д, Червинская О П Акустические свойства льдистых грунтов и льда М Наука, 1989 133 с
- 70 Зыков Ю Д Определение физико-механических свойств мерзлых песчано-глинистых грунтов комплексом геофизических методов Докт дис в форме научного доклада М Изд-во МГУ, 1992 89 с
- 71 Зыков Ю Д, Червинская О П, Фролов А Д Характерные черты деформируемости мерзлых засоленных грунтов//Криосфера Земли Т 1 № 3, 1997 Новосибирск С 61-65
- 72 Кацауров И Н, Тютюник П М, Картозия Б А Исследование скоростей распространения ультразвука в замороженном песке при объемно-напряженном состоянии//Техн акустика в горном деле Вып 1 М Изд-во МГИ, 1968 С 46-59
- 73 Ковалевидзе В И, Краснушкин А В, Морозов Л Л Исследование системы каолинит—вода методом протонного магнитного резонанса//Связанная вода в дисперсных системах Вып 2 М Изд-во МГУ, 1972 С 97-105
- 74 Кессених В Н Распространение радиоволн М ИИТТЛ, 1952 488 с
- 75 Киселев В Ф, Крылов О В Адсорбционные процессы на полупроводниках и диэлектриках М Наука, 1978 255 с
- 76 Клишес Т М, Гронов Г В Электрофизические характеристики мерзлотных пород в диапазоне 10-120 МГц//Региональная разведочная и промысловая геофизика № 19 ОНГИ ВИЭМС, М Недра, 1977 С 23-33
- 77 Кожевников Н О, Никифоров С П, Снопков С В Исследование быстропотекающих процессов вызванной поляризации в мерзлых породах//Геоэкология 1995 № 2 С 21-29
- 78 Кокорев А А, Мигунов Н И, Фролов А Д Сейсмoeлектрический эффект кимберлитов при отрицательных температурах//Изучение горных пород акустическими методами М Изд-во ВНИИЯГ, 1978 С 44-49
- 79 Коротев В А, Злочевская Р И Взаимосвязь форм влаги и физико-химических свойств дисперсных грунтов//Проблемы инженерной геологии/Ред Е М Сергеев М Наука, 1991 С 35-56
- 80 Котляков В М Мир снега и льда М Наука, 1994 286 с
- 81 Крылов С С, Бобров Н Ю Электромагнитные методы при изысканиях на мерзлоте//Геофизические исследования криолитозоны Вып 1 М, 1995 С 124-135
- 82 Кидряцев В А и др Общее мерзлотоведение М Изд-во МГУ, 1978 456 с
- 83 Лавров В В Деформация и прочность льда Л ГИМИЗ, 1969 205 с
- 84 Левицкая Т М и др Диэлектрическая спектроскопия осадочных пород при различном влагонасыщении//Изв АН СССР Физика Земли 1992 № 11 С 69-83
- 85 Лепендин Л Ф Акустика М Высшая школа, 1978 448 с

- 86 Манк В В, Лебовка Н И Спектроскопия ЯМР воды в гетерогенных системах Киев Наукова думка, 1988 204 с
- 87 Мачерет Ю Я, Лучининов В С Геофизические методы в гляциологии Итоги науки и техники Серия гляциология Т 1 М ВИНТИ, 1977 195 с
- 88 Мачерет Ю Я, Василенко Е В, Громыко А Н, Журавлев А Б Радиолокационный каротаж скважины на леднике Фритьюф, Шпицберген//Материалы гляциологических исследований Вып 50 М, 1984 С 198-203
- 89 Мачерет Ю Я Стрoение, гидротермическое состояние и режим субполярных ледников//Режим и эволюция полярных ледниковых покровов/Ред В М Котляков С -Пб ГИМИЗ, 1992 С 48-115
- 90 Мачерет Ю Я, Фролов А Д Пути детального изучения субполярных ледников методами радиолокации//Междуна геофиз конф н выставка Сб тезисов М, 1997 С НЗ 3
- 91 Мельников П И, Толстухин Н И, Некрасов И А, Акимов А Т и др Общее мерзлотоведение Новосибирск Наука, 1974 291 с
- 92 Мельников П И и др Физико-химические процессы в криолизотоне//Геология и геофизика 1989 № 7 Новосибирск С 3-8
- 93 Мельников В П Электрофизические исследования мерзлых пород Новосибирск Наука, 1977 108 с
- 94 Мисунов Н И О сейсмoeлектрическом эффекте рудных тел//Изв АН СССР Физика Земли 1987 С 99-107
- 95 Михайлов И Г, Соловьев В А, Сырников Ю П Основы молекулярной акустики М Наука, 1964 514 с
- 96 Мотенко Р Г, Комаров И А Результаты экспериментальных исследований фазового состава влаги засоленных мерзлых грунтов Материалы 1-й конференции геокриологов России Ки 2 М Изд-во МГУ, 1996 С 287-291
- 97 Набоков О А Исследование диелектрических свойств воды вдоль кривой сосуществования Автореф каид дис М Изд-во МГУ, 1986 17 с
- 98 Насонов И Д, Тютюнник П М, Коновалихин В Е Ультразвуковой многопараметровый контроль формирования ледопородных ограждений//Шахтное строительство 1973 № 4 С 5-8
- 99 Ним Ю А, Омеляненко А В, Стогний В В Импульсная электроразведка криолитозоны Новосибирск Изд-во СО РАН, 1994 190 с
- 100 Основы геокриологической съемки и прогноза Тр II Межд конф по мерзлотоведению Вып 6 Якутск, 1973 112 с
- 101 Остроумов В Е Переиос солей в мерзлых дисперсных грунтах под действием градиента температуры//Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений/Ред С С Вялов М Наука, 1990 С 45-55
- 102 Павлов А В Мерзлотио-климатический мониторинг России методология, результаты наблюдений, прогноз//Криосфера Земли Т 1 № 1 Новосибирск Изд во РАН, 1997 С 47-58
- 103 Павлов А С, Фролов А Д Особенности электроакустического преобразования в мерзлотных горных породах//Скважинная геоакустика при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых М Недра, 1987 С 126-129
- 104 Павлов А С, Фролов А Д О применении электроакустического эффекта для изучения замерзания засоленных грунтов//Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений/Ред С С Вялов М Наука, 1990 С 136-143
- 105 Павлов О В Сейсмическая опасность мерзлых грунтов Новосибирск Наука, 1987 323 с
- 106 Панченко Н И, Аксенов В И Физико-химический подход к классификации мерзлых пород по солености//Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений/Ред С С Вялов М Наука, 1990 С 70-73

107 *Пархоменко Э И* Основные закономерности сейсмoeлектрического эффекта горных пород и пути его использования в геофизике//Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах М Наука, 1978 С 110–117

108 *Паундер Э* Физика льда М Мир, 1967 189 с

109 *Попов А И, Розенбаум Г Э, Туммель Н В* Криолитология М Изд-во МГУ, 1987 339 с

110 Проблемы мерзлотоведения II Междун конф по мерзлотоведению Вып 8 Якутск, 1975 295 с

111 *Ребиндер П А* Поверхностные явления в дисперсных системах Физико-химическая механика М Наука, 1979 381 с

112 *Ржевский В В, Коренберг Е Б* Рудничная радиоинтроскопия и радиосвязь М Недра, 1978 270 с

113 *Ржевский В В, Новик Г Я* Основы физики горных пород М Недра, 1984 359 с

114 *Ризниченко Ю В* О сейсмических свойствах слоя вечной мерзлоты//Изв АН СССР Сер геофиз и геогр 1942, № 6 С 263–274

115 *Ризниченко Ю В* Сейсморазведка слоистых сред М Недра, 1985 184 с

116 *Роман Л Т* Мерзлые торфяные грунты как основания сооружений Новосибирск Наука, 1987 222 с

117 *Романов В П, Левченко Г П* Об оценке поляризуемости замороженных образцов//Коллоидный журн 1989 Т 51, № 4 С 794–796

118 *Русанов А И* Фазовое равновесие и поверхностные явления Л Химия, 1967 390 с

119 *Русило П А, Безденежных В М* Акустический геоконтроль состояния кровли и целиков при разработке вечномерзлых россыпей Северо-Востока Тр ВНИИ-И Магадан, 1983 С 89–96

120 *Савельев Б А, Дурынин Ю Ф, Слесаренко Ю Е, Фролов А Д* Применение ультразвукового метода для изучения строения, состава и физико механических свойств снежного покрова и оценки лавинной опасности//Снег и лавины Хибин М Изд-во МГУ, 1967 С 240–257

121 *Савельев Б А* Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород М Изд-во МГУ, 1971 506 с

122 *Савельев Б А* Строение и состав природных льдов М Изд во МГУ, 1980 280 с

123 *Савельев Б А* Физико-химическая механика мерзлых пород М Недра, 1989 215 с

124 *Самойлюк В И* Механизм формирования и развития текстуры снега Материалы гляциологических исследований № 73 1991 С 59–65

125 *Седов В М* Сейсмические исследования в районах многолетней мерзлоты М Наука, 1988 180 с

126 *Скорчеллетти В В* Теоретическая электрохимия Л Химия, 1979, 608 с

127 *Слесаренко Ю Е, Фролов А Д* Сопоставление характеристик упругости и прочности соленых льдов//Междун симпозиум и его воздействие на гидротехнические сооружения Дополн материалы Л, 1972 С 114–115

128 *Слесаренко Ю Е, Фролов А Д* Характеристики упругости ледяных покрытий//Труды ААНИИ Исследования обледенения судов Т 317 Л, 1975 С 80–91

129 *Снегирев А М, Мельников В П* Об аномалиях вызванной поляризации над повторно-жильными льдами//Новости геологии Якутии Вып I Якутск, 1971 С 57–63

130 *Снегирев А М, Мельников В П* Низкочастотная поляризация льда и мерз-

лых грубодисперсных образований//Труды ААНИИ Физические методы исследований льда и снега Т 326 Л ГИМИЗ, 1975 С 99-103

131 *Снегирев А М, Великин С А* Электрокаротаж сопротивления мерзлых пород в сухих скважинах Якутск, 1987 102 с

132 *Снегирев А М* Скважинная электрометрия мерзлой зоны литосферы Автореф докт дис Якутск, 1992 43 с

133 *Соломатин В И* (ред.) Геоэкология Севера (введение в геоэкоэкологию) М Изд-во МГУ, 1992 270 с

134 *Тарасевич Ю И* О структуре граничных слоев воды в минеральных дисперсиях//Поверхностные силы и граничные слои жидкостей М Наука, 1983 С 147-151

135 *Тареев Б М* Физика диэлектрических материалов М Энергия, 1982 328 с

136 *Тархов А Г, Бондаренко В М, Никитин А А* Комплексирование геофизических методов М Недра, 1982 295 с

137 *Тархов А Г, Фролов А Д* Физические свойства горных пород при низких температурах//Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) Гл 9 М, 1984 С 275-287

138 *Тер-Терян С С* Установление и обоснование взаимосвязей между сейсмическими и физико-механическими параметрами торфяных грунтов Автореф канд дис М ПНИИИС, 1988 22 с

139 *Труэлл Р, Эльбаум Ч, Чик Б* Ультразвуковые методы в физике твердого тела М Мир, 1972 307 с

140 *Тютюник П М, Кацауров И Н, Добина А С* Исследование скорости распространения ультразвука в замороженном песке при одноосном напряженном состоянии//Техническая акустика в горном деле Вып 1 М Изд-во МГИ, 1968 С 5-13

141 *Тютюник П М, Картозия Б А, Коновалихин В Е* Ультразвуковой метод контроля состояния ледопородных ограждений//Шахтное строительство 1973 № 10, М С 11-14

142 *Тютюник П М, Ямщиков В С, Баркан И Л* и др Геоакустический многопараметровый контроль ледогрунтовых ограждений при подземном городском строительстве способом замораживания//Шахтное строительство 1981 № 11 С 9-14

143 *Федюкин И В* Зависимость диэлектрических параметров влагосодержащего песка от гранулометрического состава//Изв вузов Геология и разведка 1977 № 8 С 124-127

144 *Федюкин И В, Фролов А Д, Гусев Б В* Влияние засоленности на электрические свойства мерзлых грунтов//Докл АН СССР 1979 Т 244 № 4 С 941-944

145 *Федюкин И В, Фролов А Д* Параметры распространения электромагнитных волн в мерзлых грунтах//Геофизические исследования криолитозоны Вып 1 М, 1995 С 95-111

146 Физика льда//Тр ААНИИ Вып 295 1970 189 с

147 Физика, физико-химия и механика мерзлых горных пород и льда//II Междуна конф по мерзлотоведению Вып IV Якутск, 1973 245 с

148 *Френкель Я И* Кинетическая теория жидкостей Л Наука, 1975 592 с

149 *Фролов А Д, Смирнов А А* Некоторые результаты изучения распространения ультразвука в образцах мерзлых горных пород//Мерзлотные исследования Вып 1 М Изд во МГУ, 1961 С 236-254

150 *Фролов А Д* Распространение ультразвука в мерзлых песчано-глинистых породах//Изв АН СССР Сер геофиз 1961 № 5 С 732-736

151 *Фролов А Д* Об использовании полей широкополосных радиостанций для картирования контактов многолетнемерзлых толщ//Мерзлотные исследования Вып 1 М Изд-во МГУ, 1961 С 227-235

152 Фролов А Д, Гусев Б В Диэлектрические свойства мерзлых песков – Труды ПНИИИС Госстроя СССР Т VI М, 1971 С 154–164

153 Фролов А Д, Зыков Ю Д Особенности распространения упругих волн в мерзлых горных породах//Изв вузов Геология и разведка 1971 Ч I № 10 С 80–87, 1972 Ч II № 2 С 136–143

154 Фролов А Д Электрические и упругие свойства криогенных пород М Недра, 1976 254 с

155 Фролов А Д О представительности динамических и статических модулей упругости мерзлых пород//Изв вузов Геология и разведка 1976 № 6 С 117–121

156 Фролов А Д, Дмитриева Т А Некоторые результаты изучения сейсмoeлектрического эффекта в мерзлых породах//Мерзлотные исследования Вып 15 М Изд-во МГУ, 1976 С 250–252

157 Фролов А Д, Федюкин И В О температурной зависимости содержания жидкой фазы в мерзлых песках//Докл АН СССР 1978 Т 240 № 6 С 1423–1425

158 Фролов А Д О физической модели мерзлой породы//Изв вузов Геология и разведка 1982 № 11 С 134–141

159 Фролов А Д, Федюкин И В О поляризации мерзлых дисперсных пород в переменных электромагнитных полях//Изв вузов Геология и разведка 1983 № 6 С 90–96

160 Фролов А Д О соотношении модулей упругости влагонасыщенных мерзлых песчано-глинистых пород и льда//Изв вузов Геология и разведка 1985 № 8 С 85–89

161 Фролов А Д Горная порода как сложная макросистема//II Всесоюзн конф Системный подход в геологии Сб рефератов Ч I М, 1986 С 189–190

162 Фролов А Д Развитие геофизических исследований криолитозоны//Геофизические исследования криолитозоны Вып I М, 1995 С 5–11

163 Фролов А Д, Федюкин И В Диэлектрические свойства засоленных мерзлых песков Геофизические исследования криолитозоны Вып I М, 1995 С 73–94

164 Фролов А Д Основные особенности фазовых преобразований в засоленных мерзлых грунтах//Геофизические исследования криолитозоны Вып 2 М, 1996 С 83–98

165 Фролов А Д Диэлектрическая влагометрия мерзлых грунтов//Материалы I конф геокриологов России Кн 2 М, 1996 С 271–279

166 Фролов А Д, Федюкин И В Акустические характеристики снежно-ледяных образований в интервале плотностей 30–917 кг/м³//Проблемы геоакустики Труды V сессии Российского акустического общества М, 1996 С 181–184

167 Фролов А Д, Мачерет Ю Я Оценка содержания воды в субполярных и тепловых ледниках по данным измерений скорости распространения радиоволн//Материалы гляциологических исследований № 84 М, 1998 С 112–118

168 Хименков А Н, Минаев А Н Влияние степени засоления на формирование криогенного строения мерзлых грунтов//Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений/Ред С С Вялов М Наука, 1990 С 55–62

169 Хмелевской В К, Бондаренко В М (ред) Электроразведка Справочник геофизика Т I, 438 с Т 2, 378 с М Недра, 1989

170 Цуриков В Л Жидкая фаза в морских льдах М Наука, 1976 210 с

171 Цытович Н А Механика мерзлых грунтов М Высшая школа, 1973 445 с

172 Чекотилло А М (ред) Электрометрия и ондометрия вечной мерзлоты Труды Ин-та мерзлотоведения Т V, М, 1947 175 с

173 Челидзе Т Л, Деревянко А И, Куриленко О Д Электрическая спектроскопия гетерогенных систем Киев Наукова думка, 1977 231 с

174 Червинская О П, Зыков Ю Д, Фролов А Д Особенности засоленных

мерзлых грунтов и их электрические и упругие свойства//Криосфера Земли Т 1 № 1 Новосибирск РАН 1997 С 69-77

175 Черняк Г Я О физической природе сейсмологического эффекта горных пород//Изв АН СССР Физика Земли № 2 1976 С 66-70

176 Черняк Г Я Электромагнитные методы в гидрогеологии и инженерной геологии М Недра, 1987 211 с

177 Шуткин А Е Скорости упругих волн в многолетнемерзлых породах Виллюйской синеклизы//Геология и геофизика Новосибирск № 12, 1971 С 112-117

178 Шуткин А Е Об использовании синтетических сейсмограмм для изучения волнового поля в условиях многолетней мерзлоты//Разведочная геофизика Вып 57 М, 1973 С 53-57

179 Шушерина Е П, Рачевский Б С, Отрощенко О П Исследования температурных деформаций мерзлых горных пород//Мерзлотные исследования Вып 10 М Изд во МГУ, 1970 С 273-283

180 Шушерина Е П, Зайцев В Н, Рогов В В Сопротивление разрыву многолетнемерзлых дисперсных пород и повторно-жильных льдов//Мерзлотные исследования Вып 16 М Изд во МГУ, 1977 С 219-229

181 Щукин Е Д (ред) Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах М Изд-во МГУ, 1988 275 с

182 Щукин Е Д (Ред) Успехи коллоидной химии и физико-химической механики М Наука, 1992 231 с

183 Эме Ф Диэлектрические измерения М Химия, 1967 223 с

184 Юхновский И П, Кирильях И И Электролиты Киев Наукова думка, 1988 168 с

185 Яркин А Н Влияние типа засоления на прочностные и реологические свойства мерзлых грунтов Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений/Ред С С Вялов М Наука, 1990 С 103-107

186 Ястремский П С Диэлектрическая проницаемость и структурные особенности водных растворов электролитов//Структурная химия 1961 Т 2, № 3 С 268-278

187 Achammer T, Denoth A Snow dielectric properties from DC to microwave X-band//Annals of Glaciology 1994 V 19 P 92-96

188 Addison J R Electrical relaxation in saline Ice//J Appl Phys 1970 V 41 № 1 P 54-63

189 Aguirre Puente J et al Contribution a l'etude du chagement de phase de solution aqueuses//Actes de V Conf Canadienne sur pergelisol Coll Nord 1990 No 54 P 61-69

190 Alvarez R Permafrost relation between ice content and dielectric losses of 100 K//Earth and Planet Sci Let 1973 V 20 No 3 P 409-414

191 Ambach W, Denoth A Studies on the dielectric properties of snow//Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologi 1972 Bd VIII Heft 1-2 S 113-123

192 Anderson D M, Tice A R The unfrozen interfacial phase in frozen soil water systems//Ecological Studies N Y Springer-Verlag V 4 1973 P 107-124

193 Anderson D M, Pusch R, Penner E Physical and thermal properties of frozen ground//Geotechnical Engineering for Cold Regions (O B Andersland and D M Anderson, Eds) N Y Mc Craw-Hill 1978 P 37-102

194 Araki T, Maeno N Measurements of dielectric properties of frozen soils//L T S, ser A Phys Sci 1989 No 48 P 27-40

195 Arcone S A Pulse transmission through frozen silt USA CRREL Rep 84-17 1984 10 p

196 Arcone S A, Delaney A J Investigation of dielectric properties of some frozen

materials using cross borehole radiowave pulse transmissions USA CRREL Rep 89-4 1989 19 p

197 *Baddari K, Frolov A D, Sobolev G A* Study of physical precursors of failure of large Scale rock blocks in relation to earthquake and rockburst prediction//Bull du Service Geologique de l'Algerie 1996 V 7 No 2 P 253-263

198 *Bennet H* Measurements of ultrasonic wave velocities in ice from Greenland and Antarctica USA CRREL Research Rep 1972 37 p

199 *Blindow N, Thyssen F* Ice thickness and inner structure of the Vernagtferner (Otztal, Alps) results of electromagnetic reflection measurements//Z Glazial-geol 1986 V 22 No 1 P 43-60

200 *Boikov S A, Snegirev A M, Frolov A D* Borehole electrometry for monitoring the active layer dynamics//Proc of Int Symp on Physics Chemistry and Ecology of Seasonally Frozen soils Fairbanks, Alaska 1997 P 268-274

201 *Bottcher C J F, Bordewijk P* Theory of electric polarization V II Dielectrics in time-dependent fields Elsevier Amsterdam, 1978 561 p

202 *Bourbie T, Coussy O, Zinszner B* Acoustique des milieux poreux Technip Paris 1986 335 p

203 *Camp P R, LaBrecque D R* Determination of the water content of snow by dielectric measurements USA CRREL Special Report 92-18 1992 38 p

204 *Chelliah S, Viskanta R* Freezing of water and water-salt solutions around aluminum spheres//Int Comm in Heat and Mass Transf V 14 1987 P 437-487

205 *Colbeck S C* A Review of the processes that control snow friction USA CRREL Monograph 92-3 1992 40 p

206 *Cole D, Bentley D, Durell G, Johnson I* Resilient modulus of freeze - thaw affected granular soils for pavement design and evaluation Pt 1 USA CRREL Report 86-4, 1986 70 p Pt 3, USA CRREL Report 87-2, 1987 36 p

207 *Delaney A J, Arcone S A* Laboratory measurements of soil electric properties between 0.1 and 5 GHz USA CRREL Rep 82-10 1982 8 p

208 *Denoth A* The pendular funicular liquid transition in snow//J Glaciology 1980 V 25 No 91 P 93-97

209 *Deschatres M H, Cohen-Tenoudji F, Aquirre Puente J, Khastou J* Acoustics and unfrozen water content determination// V Int Conf Perm Proc V 2 Norway, 1988 P 324-328

210 *Fletcher N H* The chemical physics of ice Cambridge Univ Press 1970 271 p

211 *Franks F* (Ed) Water and Aqueous Solutions at Subzero Temperatures Water a Comprehensive Treatise V 7 Plenum Press, NY 1982 387 p

212 *Frohlich H* Theory of dielectrics Oxford Univ Press 1986 192 p

213 *Frolov A D* Problemes et perspectives de l'etude des processus de relaxation dynamique dans les milieux cryogenes//Compte rendu V 1 III Intern Conf sur le Pergelisol, Edmonton, Canada 1978 P 649-654

214 *Frolov A D* Peculiarities of phase changes in quartz sand saturated with salt solutions at 0°C-40°C//Proc III Intern Symp on Cold Regions Heat Transfer, UAF, Fairbanks, Alaska, USA 1991 P 293-302

215 *Frolov A D, Seguin M K* Caracteristiques de la CINETIQUE de Congelation de Sols Salins//Permafrost and Periglac Processes 1993 V 4 P 311-325

216 *Frolov A D, Fediukin I V* Influence of saline frozen ground on VLF and LF radio wave propagation parameters in the arctic shore regions//Proc V Intern Offshore and Polar Engineering Confer V II Hague, Netherlands, 1995 P 444-450

217 *Frolov A D* Distinguishing features of the phase transformations in saline frozen soils//Proc of Fifth Int Symp Thermal Engineering and Science for Cold Regions Ottawa 1996 P 400-406

218 *Frolov A D, Chervinskaya O P, Zykov Yu D* Particularities of frozen soils

electric and elastic properties//Proc of Int Sump Ground Freezing 97 Lulea, Sweden, 1997 P 385-390

219 *Frolov A D, Golubev V N* Some features of mechanical property changes during snow densification//Proc of Int Symp on Physics, Chemistry and Ecology of Seasonally Frozen Soils Fairbanks, Alaska, 1997 P 275-280

220 *Frolov A D, Zykov Yu D, Snegirev A M* Principal problems, progress and directions of cryolithozone geophysical investigations//Proc of VII Int Conf on Permafrost Yellowknife, Canada, 1998

221 *Fujino K* Electrical properties of sea ice//Physics of snow and ice Proc Intern Conf in Sapporo Jap V 1, 1967 P 633-648

222 *Fujita S et al* Measurement of the dielectric properties of acid doped ice at 9.7 GHz//IEEE Trans GR 1992 V 30 No 4 P 799-803

223 *Fujita S et al* Measurement on the microwave dielectric constant of ice by standing wave method//Proc Intern Conf Physics and Chemistry of Ice Hokkaido Univ Press 1992 P 415-421

224 *Fujita S, Mae S, Matsuoka T* Dielectric anisotropy in ice 1h at 9.7 GHz//Annals of Glaciology 1993 V 17 P 276-280

225 *Fukuda M, Huang S L* Effects of total water content on dynamic properties of frozen soils//Proc Intern Arctic Technology Conf Anchorage Alaska, 1991 P 621-629

226 *Glen J W, Paren J G* The electrical properties of snow and ice//J Glaciology 1975 V 15 No 73 P 15-38

227 *Golubev V N, Frolov A D* Modelling of structure changes during dry snow densification//Annals of Glaciology V 26, IGS, Cambridge England 1998 P 128-137

228 *Grant S A et al* Unfrozen water content in caolinite, montmorillonite and sands saturated with NaCl solution at 3 concentrations//USA CRREL, Final Rep DACA 89-92-M-2378, 1993 52 p

229 *Hamran S E, Aarholt E, Hagen J O, Mo P* Estimation of relative water content in a subpolar glacier using penetrating radar//J Glaciology 1996 V 42 P 533-537

230 *Haynes F D, Karalus J A* Effect of temperature on the strength of frozen silt USA CRREL Rep 77-3 1977 27 p

231 *Hippel A R* Dielectrics and waves NY London 1954 437 p

232 *Hobbs P V* Ice physics Clarendon Press Oxford 1974 837 p

233 *Hoekstra P, Sellman P V, Delaney A J* Airborne resistivity mapping of permafrost near Fairbanks, Alaska USA CRREL Res Rep 324 1974 44 p

234 *Humbel J, Jona J, Scherer P* Anisotropie der Dielectrizitat Constante des Eises//Helv Phys Acta 1953 V 26, f 1 P 35-50

235 *Kaplar C W* Laboratory determination of dynamic moduli of frozen soils and of ice//USA CREEL Res Rep 163 1969 45 p

236 *Kaplar C W* Some strength properties of frozen soil and effect of loading rate USA CRREL, Special Rep 159 1971 25 p

237 *Kingery W D* (Ed) Ice and snow Properties, processes and application Cambridge 1963 P 684

238 *Kohnen H* On the relation between seismic velocities and density in firn and ice//Zeitschrift fur Geophysik 1972 Bd 38, Wurzburg S 925-935

239 *Kohnen H, Bentley C R* Seismo-glaciological investigations near byrd station, Antarctica//Arch Met Geoph Biokl, Ser A, 1973 V 22 P 311-324

240 *Kohnen H* The temperature dependence of seismic waves in ice//J Glaciology 1974 V 13 No 67 P 144-147

241 *Kovacs A, Morey R M, Cox G F N et al* Electromagnetic property trends in sea ice//Part I USA CRREL Rep 87-6 1987 46 p

242 *Kovacs A, Gow A, Morey R M* A reassessment of the in-situ dielectric constant of polar firn//USA CREEL Rep 93-26, 1993 22 p

243. *Kurfurst P.J., King M.S.* Static and dynamic elastic properties of two sand-stones at permafrost temperature//J. Pet. Tech. 1972. P. 495-504.
244. *Kurfurst P.J.* Acoustic properties of frozen soils//Pap. Geol. Surv. Can. No 77-1. Part B. 1977. P. 277-280.
245. *Lawrence W.F.St., Cole D.M.* Acoustic emission from polycrystalline ice//USA CRREL. Rep. 82-21. 1982. 15 p.
246. *Leclaire P., Cohen Tenoudji F., Aquirre-Puente J.* A model of elastic wave propagation in frozen media. Comparison with experiment//Proc. VI Intern. Conf. on Permafrost. V. 1. 1993. P. 368-373.
247. *Loon W.K.P. van.* Heat and mass transfer in frozen porous media. Ph.D. Thesis, AUW. Netherland. 1991. 200 p.
248. *Macheret Yu.Ya., Moskalevsky M.Yu., Vasilenko Ye.V.* Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime//J. Glaciology. 1993. V. 39. No 132. P. 373-384.
249. *Mader H.M.* Observation of the water-vein system in polycrystalline ice//J. Glaciology. 1992. V. 38. No 130. P. 333-347.
250. *Maeno N.* Study of dielectric properties of ice grown from KCL solution//Contrib. of ILTS. Ser. A. No 25. Hokkaido University. 1973. 47 p.
251. *Maeno N., Narita H., Araoka K.* Measurements of air permeability and elastic modulus of snow and firn drilled at Mizuho station, East Antarctica//Memoirs of Nation. Inst. for Polar. Res. Spec. Iss. No 10. 1978. P. 62-76.
252. *Maeno N.* The electrical behaviors of Antarctic ice drilled at Mizuho station//East Antarctica. Contrib. of ILTS. No 1931. 1979. P. 77-94.
253. *Maeno N. et al.* Dielectric respons of water and ice in frozen Soils. Phys. and chem. office. Hokkaido Univ. press, Sapporo, Japan, 1992. P. 381-386.
254. *Mellor M.* Engineering properties of snow//Symp. on Applied Glaciology. Cambridge, England. 1976. 51 p.
255. *Mellor M.* Mechanical behavior of sea ice//USA CRREL. Monograph 83-1. 1983. 106 p.
256. *Mellor M.* Blasting and blast effects in cold regions. Part III. Explosions in ground materials//USA CRREL. Special Rep. 89-15. 1989. 62 p.
257. *Moore J.C., Maeno N.* Dielectric properties of frozen clay and silt soils//Gold Regions Science and Technology. 21. 1993. P. 265-273.
258. *Morey R.M., Kovacs A., Cox G.F.N.* Electromagnetic properties of sea ice//USA CRREL. Rep. 84-2. 1984. 33 p.
259. *Muller G.* Geschwindigkeits bestimmungen elastischer Wellen in gefrorenen Gesteinen und die Anwendung akustischer. Messungen auf Untersuchungen des Frostmantels an Gefrierschachten//Geoph. Prosp. 1961. V. 9. No 2. P. 276-295.
260. *Muller G.* Ultraschallmessungen zur Überwachung des Frostkörpers an Gefrierschachten//Gluckauf, H. 7. 1962. P. 381-387.
261. *Murphy E.I.* The generation of electromotive forcies during the freezing of water//J. Colloid. Interface Sci. 1970. V. 32. No 1. P. 1-11.
262. *Nakano Y., Arhold R.* Acoustic properties of frozen Ottawa sand//Water Resours Res. 1973. V. 9. No 1. P. 178-184.
263. *Nakano Y., Froula N.H.* Sound and shock transmission in frozen soils//II Int. Conf. Perm., North Amer. Contr. 1973. P. 359-369.
264. *Noll G.* Der Einfluss plastischer Verformung auf die elektrischen Eigenschaften von Eis-einkristallen. Ph.D. Thesis., Stuttgart, Univ. 1976. 66 p.
265. *Nye J.F.* The geometry of water veins and nodes in polycrystalline ice//J. Glaciology. 1989. V. 37. No 127. P. 401-413.
266. *Nyfos E.* On dielectric properties of dry snow in the 800 MHz to 13 GHz region//Helsinki University of Technology. Radio Laboratory, Rep. 1982. S. 135.

- 267 *Olhoeft G R* Electrical properties of natural clay permafrost//*Canad J Earth Sci* 1977 V 14 P 16-21
- 268 *Olhoeft G R* Low frequency electrical properties//*Geophysics* 1985 V 50 No 12 P 2492-2503
- 269 *Oliphant J L, Tice A R* Comparison of unfrozen water contents measured by DSC and NMR //In *Proceed of the Third Intern Symp on Ground Freezing USA CRREL Spec Rep 82-16* 1982 P 115-121
- 270 *Oliphant J L* A model for dielectric constants of frozen soils Freezing and Thawing of soil-water system//*Amer Soc of Civil Eng NY* 1985 P 46-56
- 271 *Ostroumov V E* et al The ion exchange intensity between soil and snow//*Proc VI Int Conf on Permafrost, Beijing* 1993 V 1 P 506-510.
- 272 *Ozawa Y, Kuroiwa D* Dielectric properties of ice, snow and supercooled water //Research Inst of Appl Electricity, Hokkaido Univ, Monograph series, No 6, 1958 P 31-71
- 273 *Pavlov A S, Frolov A D* Electroacoustic effect in frozen soils//*Proc V-th Int Conf on Permafrost V 1 Trondheim, Norway* 1988 P 431-435
- 274 *Permafrost Proc Int Conf NAS-NRC Washington* 1966 1287 p
- 275 *Permafrost Second Int Conf North American Contribution, NAS, Washington D C* 1973 782 p
- 276 *Permafrost Proc Sixth Int Conf V 1 Beijing, China* 1993 964 p
- 277 *Petrenko V F* Electrical Properties of ice//*USA CRREL Spec Rep 93-20*, 1993 69 p
- 278 *Petrenko V F* The surface of ice//*USA CRREL, Special Report 94-22* 1994 37 p
- 279 *Physics of snow and ice //Proc Int Conf Sapporo, Japan/Ed by H Oura ILTS Hokk Univ V 1* 1967 712 p
- 280 *Scott W J, Sellmann P V, Hunter J A* Geophysics in the Study of permafrost//*Geotechnical and environmental geophysics V 1 Review and tutorial* 1990 P 355-384
- 281 *Seguin M K, Allard M* et al Surface and downhole geophysics for permafrost mapping in Ungava, Quebec//*Phys Geogr* 1989 10(3) P 201-232
- 282 *Smith M W, Tice A R* Measurement of the unfrozen water content of soils comparison of NMR and TDR methods//*USA CRREL Rep 88-18* 1988 11 p
- 283 *Stevens H W* The response of frozen soils to vibratory loads//*USA CRREL Technical Rep 265* 1975 98 p
- 284 *Stogryn A, Desargant G J* The dielectric properties of Brine in sea ice at microwave frequencies//*IEEE Trans* 1985 V AP-33 No 5 P 523-532
- 285 *Stogryn A* An Analysis of the tensor dielectric constant of sea ice at microwave frequencies//*IEFE Trans* 1987 V GE-25 No 2 P 147-157
- 286 *Sweeny B D, Colbeck S C* Measurements of the dielectric properties of wet snow using a microwave technique//*USA CRREL Research Report 325* 1974 31 p
- 287 *Thimus J F, Agirre-Puente J* et al Ultrasonic measurements in frozen soils to -120°C results and interpretation using different theoretical models//*VI Int Conf on Permafrost, Proc V 1 Beijing, China* 1993 P 611-616
- 288 *Tice A R, Zhu Yuanlin, Oliphant J L* The effects of soluble salts on the unfrozen water contents of the Lanzhou P R C Silt//*USA CRREL Rep 84-16* 1984 19 p
- 289 *Tice A R, Black P B, Berg R L* Unfrozen water contents of undisturbed and remolded Alaskan silt as determined by nuclear magnetic resonance//*USA CRREL Rep 88-19* 1988 18 p
- 290 *Timur A* Velocity of compressional waves in porous media at permafrost temperatures//*Geophysics* 1968 V 33 P 584-595
- 291 *Tiuri M, Sihvola A, Nyfors E, Nallikainen M* The complex dielectric constant

of snow at microwave frequencies//IEEE J. Oceanic Engineering. 1984. V. OE-9. No 5. P. 377-382.

292. *Velikin S.A., Snegirev A.M., Frolov A.D.* Local ecological - geophysical monitoring of the cryolitozone//Engineering Geology and the Environment. Proc. Int. Symp. IAEG, Athens, Greece. 1997. P. 2559-2564.

293. *Vinson T.S. et al.* Dynamic properties of naturally frozen silt//IV Int. Conf. on Permafrost, Proc., Fairbanks. USA. 1983. P. 1315-1320.

294. *Viskanta R.* Phase change and heat transfer in porous media//Proc. III Int. Symp. on Cold Regions Heat Transfer. UAF., Fairbanks. Alaska. USA. 1991. P. 1-24.

295. *Walker G.G., Kawasaki K.* Observation of double sign reversals in transient electromagnetic control induction soundigs//Geoexploration, 25. Amsterdam. Elsevier Sc. Publ., 1988. P. 245-254.

296. *Weeks W.F., Cox G.F.* Laboratory preparation of artificial sea and salt ice//USA CRREL. Spec. Rep. 206. 1974. 10 p.

297. *Weeks W.F.* The physical properties of the sea ice cover//The Nordic Seas./Ed. Hurdle B.G. Chap. 3. N.Y. Springer-Verlag, 1986. P. 87-101.

298. *Ymada T., Hasemi T., Izumi K., Sato A.* On the dependence of the velocities of P and S waves and thermal conductivity of snow upon the texture of snow//Low Temp. Sci. Ser. A. 1974. No 32. P. 71-80.

299. *Zhang Lixin, Xu Xiaozu et al.* Analysis of the second phase transition of sodium chloride solutions in freezing soil//Proc. VI Int. Conf. on Permafrost. V. 1. Beijing, China. 1993. P. 773-777.

300. *Zykov Yu.D., Chervinskaya O.P., Lyachovitsky F.M.* Experimental investigation of transverse isotropy in ice/clay thin layered periodic modes//Geophys. J. of Astr. Soc. 1984. V. 76. P. 269-272.

Научное издание

Анатолий Дмитриевич Фролов

**ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ И УПРУГИЕ СВОЙСТВА
МЁРЗЛЫХ ПОРОД И ЛЬДОВ**

Лицензия ЛР № 040829 от 11 июля 1997 г

Налоговая льгота – общероссийский классификатор продукции
ОК-005-93, том 2 953000 книги и брошюры

Отредактировано и подготовлено к печати в Отделе
научно-технической информации ПНЦ РАН

Редакторы *С Я Гудкова, Л И Захватова*

Технический редактор *С М Ткачук*

Художник *В М Рудакова*

Компьютерная верстка *О И Костогризова*

Корректор *В И Дубровина*

Подписано в печать 8 09 98 г. Формат 60×90/16. Бумага офсетная.
Гарнитура Dutch. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 33,6. Усл. печ. л. 32,2.
Тираж 500 экз. Заказ 8136Р. Изд. № 170.

Отпечатано в Отделе научно-технической информации ПНЦ РАН

142292, г. Пушкино Московской обл., проспект Науки 3 ОНТИ