КРИОЛИТОЛОГИЯ

УДК 550.37:552.08

ТОЧНОСТЬ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ОБЪЕМНОЙ ЛЬДИСТОСТИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ В СЛОЕ ГОДОВЫХ ТЕПЛООБОРОТОВ МЕТОДОМ ДИСТАНЦИОННОГО ИНДУКТИВНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Л. Г. Нерадовский

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова, Сибирское отделение РАН, г. Якутск
E-mail: leoner@mpi.ysn.ru

Рассматривается проблема быстрой, экономически выгодной и экологически чистой количественной оценки в полевых условиях одной из важнейших в строительном отношении характеристики физических свойств мерзлых грунтов – объемной льдистости в зоне взаимодействия с инженерными сооружениями. Для решения этой актуальной задачи современного инженерного мерзлотоведения и строительной индустрии предлагается простой в технологическом исполнении метод дистанционного электромагнитного зондирования. На примере его применения по трассе ж/д «Беркакит – Томмот – Якутск» показано, что точность вычисления среднего показателя объемной льдистости мерзлых грунтов в пределах слоя годовых теплооборотов по параметру амплитудного ослабления поля высокочастотного вертикального магнитного диполя приемлема для решения обозначенной проблемы. Максимальная эффективность ее решения ожидается при постановке предложенного метода наземной геоэлектрики между редкой сетью опорных точек скважин, пробуренных до глубины 10–20 м, с отбором проб грунта на лабораторное определение физико-механических и химических свойств.

***Ключевые слова*: мерзлые грунты, слой годовых теплооборотов, объемная льдистость, параметр амплитудного ослабления, метод индукции, ошибки.**

ВВЕДЕНИЕ

Проблема повышения производительности и снижения стоимости инженерно-геокриологических изысканий (далее – изысканий) возникла в конце прошлого века в период массового строительства объектов разного назначения в криолитозоне России, т. е. в областях распространения мерзлых грунтов. В современных условиях рыночной экономики эта проблема обострилась, но принцип ее решения остался прежним: рациональное комплексирование трудно организуемых и дорогостоящих геологических методов (бурения скважин и лабораторного определения свойств мерзлых грунтов) с методами геофизики. Многолетний опыт инженерно-геологических работ, накопленный в инженерно-строительных трестах Госстроя РСФСР, показал, что при изучении мерзлых грунтов наиболее эффективными по показателям геолого-экономической эффективности являются наземные методы изучения электрического поля на постоянном токе в вариантах зондирования (ВЭЗ) и профилирования (ЭП). В настоящее время эти методы экономически невыгодны. Их место заняли методы изучения электромагнитных полей, среди которых на первом месте по полноте, детальности и точности занимают методы георадиолокации и электротомографии. За ними следуют методы переходных процессов и частотно-дистанционных зондирований. Дистанционное индуктивное зондирование (ДЗ) с изучением гармонического поля высокочастотного вертикального магнитного диполя (ВВМД) применяется редко по той причине, что считается устаревшим. Однако в новом оригинальном методическом исполнении инженерно-геологические возможности метода ДЗ еще далеко не исчерпаны и его преждевременно, незаслуженно считать устаревшим.

Цель настоящей работы – доказать это утверждение, познакомив читателей с примером успешного опыта решения методом ДЗ актуальной для долговременного процесса промышленного освоения криолитозоны России и одной из главных задач инженерной геокриологии и изысканий, а именно количественной оценки объемной льдистости мерзлых грунтов в сфере взаимодействия с инженерными сооружениями.

РАЙОН РАБОТ

Работы методом ДЗ выполняли на участке трассы ж/д «Беркакит – Томмот – Якутск» длиной 45 км между станциями «Томмот – Кердем – Нижний Бестях» (далее – трасса ж/д) на Лено-Амгинском междуречье Центрально-Якутской

© Нерадовский Л. Г., 2017

равнины в пределах ледового комплекса. По представлениям П. А. Соловьева, это природное образование есть «особый горизонт, насыщенный жилами льда, более или менее единый и плащеобразно залегающий на обширной Центрально-Якутской равнине, но неоднородный по возрасту, составу, генезису и мощности» (1959. С. 49). В пределах Лено-Амгинского междуречья инженерно-геологический разрез ледового комплекса представлен преимущественно льдистыми пылевато-илистыми и супесчано-суглинистыми фракциями. В этих грунтах озерно-аллювиального генезиса находятся многочисленные и неравномерно распределенные по площади древние залежи повторно-жильных льдов (ПЖЛ), погребенные на глубине от 3–5 до 7–10 м.

Высокая насыщенность слоя годовых теплооборотов льдистыми грунтами и залежами ПЖЛ установлена на высоких Маганской и Абалахской террасах долины р. Лена. Здесь слой годовых теплооборотов отличается сложностью строения и непостоянством состава и свойств мерзлых грунтов. В понижениях рельефа, представленных озерно-аласовыми котловинами, грунты, как правило, представлены гумусированными супесями, суглинками, илами. Возвышенные формы рельефа (межаласья) сложены льдистыми пылеватыми супесями и лессовидными суглинками, являющимися материнской средой для залежей льдов. При переходе на самую низкую террасу долины р. Лена (Бестяхскую) появление в разрезе залежей ПЖЛ становится редким событием, а глинистые грунты постепенно сменяются на толщу мерзлых нельдистых песков эолово-аллювиального генезиса с невысокой влажностью (не более 10–15%) и высокой температурой, близкой к нулю градусов по Цельсию.

МЕТОДИКА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика исследований стандартна и состоит из последовательного решения прямой и обратной задачи.

В общем случае решение прямой задачи заключается в сопоставлении значений зависимой геофизической переменной с одной или несколькими независимыми геологическими переменными в целях рассмотрения между ними формы и силы корреляционной связи, выражающей детерминированные, вероятностные или смешанные детерминированно-вероятностные отношения. В случае обнаружения даже слабых, но статистически значимых признаков закономерных отношений между переменными появляется основание для решения обратной задачи, состоящей в сопоставлении значений независимых геологических переменных с зависимой геофизической переменной. Конечно, такое сопоставление нарушает физический смысл отношений переменных, но зато дает возможность, используя уравнения регрессии, получить по геофизическим данным количественную оценку дорогостоящих геологических переменных.

Одной из таких геологических переменных в конкретном рассматриваемом случае является показатель средней объемной льдистости (W^{ob}) мерзлых дисперсных грунтов слоя годовых теплооборотов, изученного по оси проектируемой трассы ж/д буровыми и лабораторными работами до глубины 10 м.

Со стороны геофизической переменной выступает параметр амплитудного ослабления (G в $м^{-1}$), характеризующий меру затухания поля ВВМД в слое годовых теплооборотов до указанной глубины.

Средние значения W^{ob} вычисляли по формуле И. Н. Вотякова (1975), используя данные лабораторного анализа влажности и плотности проб грунтов, отобранных* с разной глубины из керна скважин:

$$W^{ob} = \frac{\gamma_{sk} \cdot W_{tot}}{0{,}9}, \qquad (1)$$

где γ_{sk} – объемный вес (плотность) скелета мерзлого грунта, $г/см^3$; W_{tot} – суммарная средневзвешенная по мощности грунтовых слоев весовая влажность, д. ед.; 0,9 – значение объемного веса (плотности) льда, $г/см^3$.

Значения параметра G определяли методом ДЗ** в точках буровых скважин в четыре стадии. На первой стадии измеряли на фиксированной частоте 1,125 МГц*** значения амплитуд вертикальной составляющей (H_z)

*В инженерно-геологических изысканиях применяется избирательная неравномерная схема точечного опробования грунтов. В соответствии с ней грунтовые пробы отбирают на разной глубине из каждого литологически однородного слоя.

**Теорию метода создавали в рамках частотного электромагнитного зондирования А. Н. Тихонов, Л. Л. Ваньян, А. П. Краев, Б. С. Светов, А. В. Вешев. Разработкой техники и методики метода ДЗ занимались Л. Б. Гасаненко, В. Г. Ивочкин, Г. Ф. Игнатьев, В. Ф. Лебедев и др. Большой вклад в этом направлении внесли в 1964–1990 гг. под руководством Г. В. Астраханцева сотрудники Института геофизики Уральского отделения РАН. В настоящее время метод ДЗ совершенствуется в этом же институте под руководством А. Ф. Шестакова, но уже как частотно-дистанционный вариант с ориентацией на решение задач инженерно-экологической геофизики (Ковтун, 2014). Что касается уникальных технико-методических разработок метода ДЗ, заложенных В. Ф. Лебедевым в 1963–2007 гг., то их плодотворно развивают М. Ф. Хохлов, В. И. Иголкин и др. в Сибирском федеральном университете (г. Красноярск).

***Выбор этой частоты объясняется двумя ее важными качествами. Во-первых, она сохраняет по отношению к частоте 2,250 МГц высокую чувствительность поля ВВМД к изменению состояния и свойств мерзлых грунтов.

поля ВВМД; на второй строили графики амплитуд H_z в зависимости от разноса – расстояния между точечными диполями (излучающей и приемной кольцевыми антеннами с внешним диаметром 0,32 м); на третьей выполняли аппроксимацию графиков амплитуд H_z степенной функцией. Четвертая стадия завершалась выборкой значений показателя этой функции и их присвоением значениям параметра *G*.

Принимая во внимание фазовую неоднородность и анизотропность свойств мерзлых грунтов, измерения амплитуд H_z выполняли в четырех азимутах по оси и поперек трассы ж/д аппаратурой «СЭМЗ» (Комплекс…, 1991). Эта переносная портативная техника со стрелочной индикацией результата измерения и ее современный цифровой аналог аппаратура «КАВ-ЭММ» (Иголкин и др., 2016), работающие на 4 высоких частотах (0,281; 0,562; 1,125; 2,250 МГц), при весе не более 10 кг позволяют измерять все характеристики эллипса поляризации поля ВВМД. Однако при изучении затухания поля ВВМД

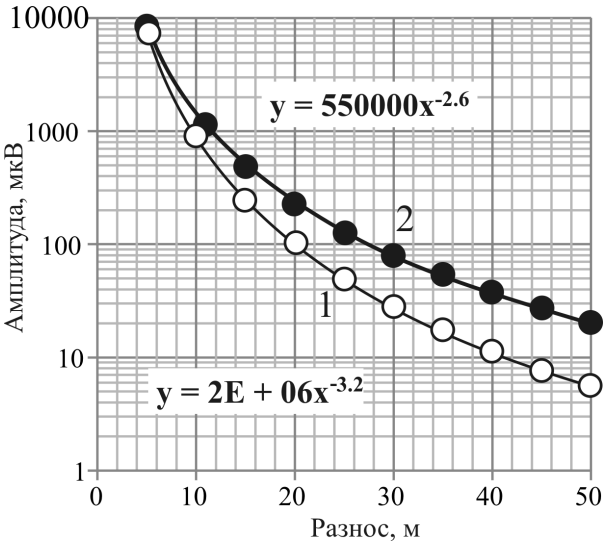

Рис. 1. Затухание до глубины 10 м амплитуд вертикальной составляющей поля ВВМД по трассе ж/д в мерзлых грунтах Лено-Амгинского междуречья: 1 – лессовидные суглинки ледового комплекса с залежами древних подземных льдов повторно-жильного генезиса; 2 – пески Бестяхской террасы и других низковысотных террас долины р. Лена

Fig. 1. Plots of amplitude attenuation to 10 m depth of the vertical field of high-frequency VMD in permafrost along the railroad route, Lena-Amga watershed: 1 – loess-like silts of the ice complex with fossil wedge ice; 2 – sands of the Bestyakh and other low terraces of the Lena River valley

Во-вторых, в большинстве случаев она обеспечивает изучение слоя годовых теплооборотов до преимущественной глубины бурения изыскательских скважин 10 м.

достаточно ограничиться измерением наиболее информативной и менее зависящей от помех характеристикой H_z (Титлинов, Журавлева, 1995). В этом варианте технология работ методом ДЗ предельно проста и высокопроизводительна. Излучающий диполь устанавливается в горизонтальной плоскости вблизи точки скважины на высоте около 1 м над поверхностью Земли. Оператор, держа в руках на этой же высоте приемный диполь в горизонтальном положении, измеряет по шкале микровольтметра амплитуду H_z, последовательно удаляясь от излучающего диполя с шагом 5 м на расстояние от 5 до 50 м.

Степенная аппроксимация, точнее всего регуляризирующая процесс уменьшения амплитуд H_z, так же проста, как и измерение амплитуды H_z, и выполнялась путем использования пакета статистического анализа повсеместно используемой программы Microsoft Excel. Пример результата степенной аппроксимации графиков амплитуд H_z показан на рис. 1.

ОБОСНОВАНИЕ ПРИМЕНЕНИЯ ПАРАМЕТРА *G*

Научное обоснование этой эмпирической характеристики затухания поля ВВМД в мерзлых грунтах слоя годовых теплооборотов, как и для любой другой подобной характеристики, заключено в общих положениях теории электродинамики, разработанной в рамках закона Максвелла. В соответствии с этими положениями экспоненциальное затухание электромагнитных полей зависит от их частоты, электропроводности, диэлектрической и магнитной проницаемости идеализированной однородной изотропной гомогенной геологической среды и количественно оценивается по мнимой части комплексного волнового числа. Она и является теоретической мерой затухания любого поля, выраженной через коэффициент затухания. Применить эту характеристику классической теория электродинамики для корректного аналитического* решения прямой и обратной задачи описания процесса затухания разнообразных полей в реальной геологической среде, конечно же, невозможно. По той причине, что никакой математический аппарат дифференциального и интегрального исчисления не спосо-

*Численное решение динамических задач геоэлектрики не только в наиболее сложной и менее всего изученной промежуточной волновой зоне, но простой и достаточно хорошо изученной дальней волновой зоне сопряжено с огромными вычислительными трудностями. Это решение если и возможно, то только для частных случаев конкретных типов полей и обобщенных физико-геологических моделей нижнего полупространства.

бен учесть множество непредсказуемо изменяющихся характеристик, касающихся строения, состава, состояния и свойств геологической среды. Ее случайная составляющая изменчивости еще более усиливается в слое годовых теплооборотов криолитозоны, где постоянно происходит по глубине и латерали с разными задержками во времени изменение всего внутреннего облика мерзлых грунтов.

Таким образом, динамические задачи геоэлектрики по необходимости должны решаться экспериментальным путем. Тем не менее, и на этом пути физика затухания полей в любом случае остается неизменной. Короче говоря, она заключена в двух главных видах потерь электромагнитной энергии. Первый вид потерь есть геометрическое рассеяние энергии за счет расширения фронта электромагнитных волн. Второй доминирующий вид потерь есть работа, затрачиваемая электромагнитным полем на преодоление инерционности геологической среды, находящейся в равновесном состоянии. Именно эта работа упорядочивает в геологической среде перемещение свободных и связанных электрических зарядов соответственно с образованием токов омической проводимости и поляризационных токов смещения.

Соотношение между токами проводимости и смещения в мерзлых грунтах напрямую зависит от температуры, засоленности и соотношения литогенного и фазового состава в виде минерального скелета, заполненного поровым льдом (в песчаных грунтах) или сегрегационным льдом (в глинистых грунтах) вместе с рыхлой, прочно связанной незамерзшей водой и газом, чаще всего воздухом. В конечном итоге, результат протекания механических и физико-химических процессов в межфазовых промежутках и двойных электрических слоях на контактах фаз находит свое выражение в базовых электрических характеристиках (электропроводности и диэлектрической проницаемости) мерзлых немагнитных грунтов, возбужденных на короткий промежуток времени электромагнитным полем.

Итоговый результат этого возбуждения полем ВВМД со всеми образующимися известными и еще неизвестными видами потерь электромагнитной энергии мы и наблюдаем в значении параметра G, несущего эмерджентную информацию о внутреннем облике мерзлых грунтов. В этом его главное преимущество и ценность перед традиционно изучаемыми геофизиками электропроводности и диэлектрической проницаемости. Действительно, будучи зависимым от них, параметр G на более полном и качественно ином системном уровне наследует и передает информацию о мерзлых грунтах. Для получения этих, не вполне точных, но куда важнее достоверных знаний достаточно привязать значения параметра G к данным буровых, лабораторных работ и геотермии скважин. В этом отношении результаты работ, полученные методом ДЗ в комплексе с методом георадиолокации в Восточной Сибири и Дальнем Востоке, служат достаточным обоснованием применения параметра G в целях изучения, прежде всего, температуры и льдистости мерзлых грунтов (Нерадовский, 2016).

МАТЕРИАЛ ИССЛЕДОВАНИЙ

Фактический материал исследований методом ДЗ получен по 75 скважинам и представлен в обобщенном виде на рис. 1 по двум ключевым участкам Лено-Амгинского междуречья, а обработанный материал – в табл. 1 и 2.

Из рис. 1 видно, что при увеличении разноса, а значит, и глубины зондирования, амплитуда H_z монотонно уменьшается. Такая закономерная картина наблюдается не только в обобщении фактического материала, но и, в частности, на каждой точке зондирования, фиксируя важную динамическую особенность – устойчивое плавное затухании суммарного первичного и вторичного поля ВВМД в слое годовых теплооборотов. При этом результат затухания, несмотря на экранирующее влияние первичного поля ВВМД со стороны излучающего диполя, оказывается зависимым от того, какими грунтами сложен слой годовых теплооборотов.

Общее правило таково: чем выше электрическая проводимость и диэлектрическая проницаемость мерзлых грунтов за счет присутствия в них глинистых, илистых и торфяных частиц, растительных остатков, незамерзшей воды и солей, тем сильнее затухает поле ВВМД. В рассматриваемом случае в глинистых грунтах первого ключевого участка поле ВВМД затухает быстрее (график 1, $G_1 = 3{,}2$ м$^{-1}$) по сравнению с песчаными грунтами второго ключевого участка (график 2, $G_2 = 2{,}6$). Именно поэтому дальнейшее изучение корреляционной и регрессионной связи значений параметра G со значениями объемной льдистости выполняли не по общей совокупности фактического материала, а в частных его выборках в пределах обозначенных ключевых участков, т. е. с учетом состава мерзлых дисперсных грунтов. В противном случае связь между исследуемыми геолого-геофизическими характеристиками могла бы уменьшиться или оказалась бы полностью подавленной влиянием фактора дисперсности мерзлых грунтов.

Таблица 1. **Фактический материал исследований. Глинистые грунты**
Table 1. **Measured data, silts**

Номер пикета трассы	Параметр *G* до 10 м, м$^{-1}$	Объемная льдистость		Ошибка расчета льдистости, д. ед.
		Лабораторные данные, д. ед.	Метод индукции, д. ед.	
7056	4,25	0,308	0,349	-0,041
7049.3	4,06	0,315	0,360	-0,045
7057	4,04	0,325	0,361	-0,036
6994.5	3,98	0,330	0,364	-0,034
7055.53	4,02	0,335	0,362	-0,027
7013.7	3,74	0,340	0,378	-0,038
7003	4,21	0,350	0,351	-0,001
7023	4,18	0,390	0,353	0,037
7024	4,101	0,400	0,357	0,043
7055	3,67	0,413	0,382	0,031
7048	3,54	0,420	0,391	0,029
7068	3,41	0,420	0,399	0,021
7034.75	3,54	0,430	0,391	0,039
7045	3,51	0,430	0,393	0,037
7044	3,47	0,430	0,395	0,035
7064.45	3,42	0,430	0,399	0,031
7065.5	2,95	0,435	0,433	0,002
7066	3,34	0,440	0,404	0,036
7064	3,25	0,440	0,411	0,029
7032	2,68	0,440	0,456	-0,016
7051	3,54	0,450	0,391	0,059
7060	3,32	0,450	0,406	0,044
7052	2,87	0,450	0,440	0,010
7067	2,58	0,450	0,465	-0,015
7050	2,08	0,460	0,516	-0,056
7062.5	2,41	0,465	0,481	-0,016
7064.45	2,74	0,470	0,451	0,019
7061	2,35	0,470	0,487	-0,017
7062	2,17	0,470	0,506	-0,036
7054.5	2,36	0,475	0,486	-0,011
7041	2,5	0,480	0,473	0,007
7047	2,31	0,480	0,491	-0,011
7037	2,02	0,485	0,523	-0,038
7063	1,87	0,495	0,541	-0,046
7065	2,07	0,500	0,517	-0,017
7001.5	1,47	0,505	0,595	-0,090
7059	1,58	0,510	0,579	-0,069
7061.5	1,17	0,510	0,643	-0,133
7002.56	1,03	0,525	0,668	-0,143
7002	1,63	0,538	0,572	-0,034
7054	1,24	0,540	0,632	-0,092
7053	1,35	0,550	0,614	-0,064
7001.5	1,82	0,590	0,547	0,043
7002.56	1,51	0,590	0,589	0,001
7058	1,41	0,613	0,604	0,009
7057.59	1,71	0,630	0,561	0,069

Таблица 2. **Фактический материал исследований. Песчаные грунты**
Table 2. **Measured data, sands**

Номер пикета трассы	Параметр G до 10 м, $м^{-1}$	Объемная льдистость		Ошибка расчета льдистости, д. ед.
		Лабораторные данные, д. ед.	Метод индукции, д. ед.	
7317	2,84	0,310	0,379	-0,069
7318.5	2,32	0,320	0,411	-0,091
7271	2,55	0,370	0,396	-0,026
7268	2,74	0,380	0,385	-0,005
7252	2,62	0,385	0,392	-0,007
7312	2,45	0,390	0,403	-0,013
7284	3,03	0,400	0,369	0,031
7308	2,56	0,400	0,396	0,004
7253	2,32	0,410	0,411	-0,001
7260	2,02	0,410	0,432	-0,022
7275.2	2,62	0,415	0,392	0,023
7258	2,18	0,430	0,420	0,010
7259	2,07	0,440	0,428	0,012
7261	2,02	0,440	0,432	0,008
7304	2,92	0,440	0,375	0,065
7306	1,81	0,440	0,448	-0,008
7263	1,51	0,460	0,472	-0,012
7277	1,11	0,460	0,510	-0,050
7298.2	1,41	0,460	0,481	-0,021
7264	1,62	0,465	0,463	0,002
7265	1,61	0,470	0,464	0,006
7279	1,46	0,470	0,477	-0,007
7283	1,54	0,485	0,470	0,015
7272	2,28	0,488	0,414	0,074
7286	2,02	0,490	0,432	0,058
7255	1,32	0,500	0,490	0,010
7267.2	1,27	0,505	0,494	0,011
7278	1,54	0,520	0,470	0,050
7276	1,18	0,560	0,503	0,057

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты исследований представлены двумя эмпирическими статистическими моделями: корреляционной (рис. 2,*а*) и регрессионной (рис. 2,*б*). Первая модель отображает результат решения прямой петрофизической задачи в виде зависимости значений параметра G от значений объемной льдистости, а вторая – результат решения обратной петрофизической задачи в виде формальной математической зависимости объемной льдистости от параметра G. Не надо удивляться тому, что графики этих зависимостей для одних и тех же геолого-геофизических переменных имеют разную форму и описываются разными уравнениями математических функций. Происходит это потому, что перестановка мест переменных в уравнениях статистической связи всегда сопровождается нелинейными преобразованиями (Кулаичев, 2006).

Интерес, конечно же, представляет рис. 2,*а*, иллюстрируя нелинейную зависимость параметра G от объемной льдистости, описываемую уравнением логистической функции. Общим свойством этой функции является корректное отображение преемственного промежуточного поведения (вероятностного, детерминированного или смешанного вероятностно-детерминированного) природно-технических систем между двумя крайними состояниями: начальным и конечным. Применительно к рассматриваемому случаю график логистической функции отображает по параметру G поведение поля ВВМД между сравнительно высоким затуханием в мерзлых нельдистых или слабольдистых грунтах ($W^{ob} \leq 0{,}37$ д. ед.) и низким затуханием в льдистых грунтовых разностях с залежами льдов ПЖЛ ($W^{ob} \geq 0{,}55$ д. ед.). При изменении объемной льдистости в пределах этих крайних криогенных состояний наблюдает-

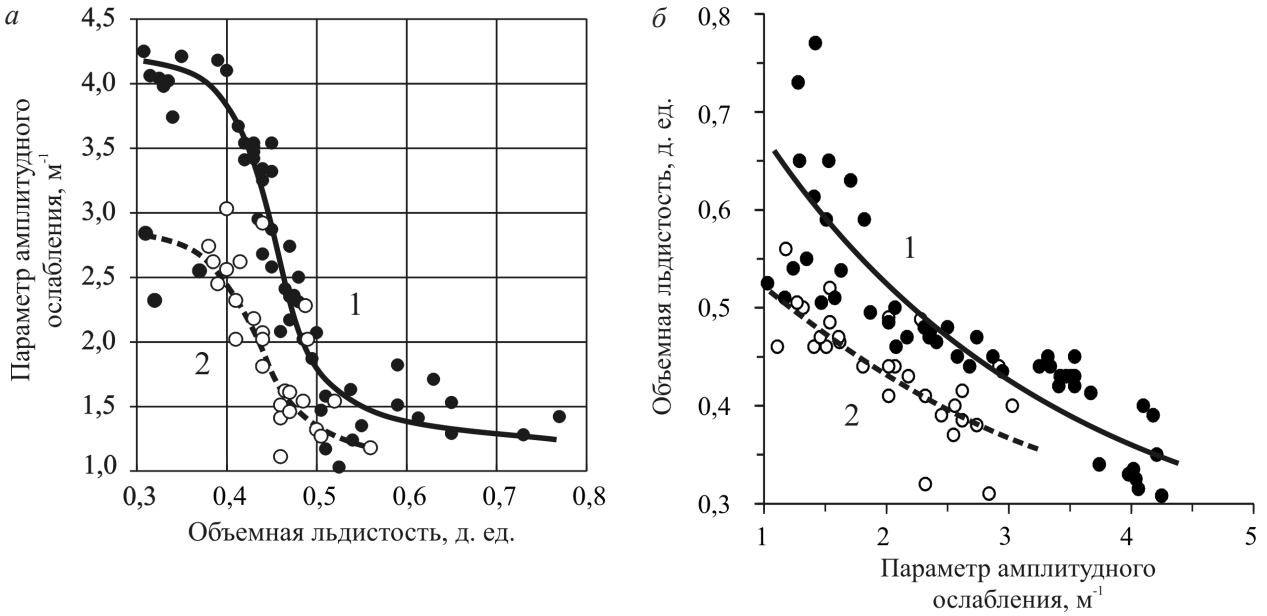

Рис. 2. Статистическая модель корреляционной зависимости параметра амплитудного ослабления поля ВВМД от средней объемной льдистости мерзлых грунтов Лено-Амгинского междуречья в слое годовых теплооборотов до глубины 10 м (*а*) и статистическая регрессионная модель зависимости расчетной средней объемной льдистости мерзлых грунтов Лено-Амгинского междуречья в слое годовых теплооборотов до глубины 10 м от параметра амплитудного ослабления поля ВВМД (*б*): 1 – льдистые глинистые грунты с залежами подземных льдов (ПК6990–ПК7100); 2 – менее льдистые песчаные грунты (ПК7250–ПК7360) без залежей подземных льдов за пределами ледового комплекса

Fig. 2. Statistical model correlating the high-frequency VMD attenuation amplitude parameter and average volumetric ice content within the upper 10 m of permafrost (*a*) and statistical regression model relating the calculated average volumetric ice content of the upper 10 m of permafrost in the Lena-Amga watershed to the high-frequency VMD amplitude attenuation parameter, Lena-Amga watershed (*б*): 1 – ice-rich silts with ice wedges (KM6990-KM7100); 2 – sands with lower ice contents (KM7250-KM7360) containing no ice wedges outside the ice complex

ся слабая изменчивость затухания поля ВВМД, тогда как между этими состояниями темп его изменчивости максимален. Такая динамика сохраняется как в глинистых, так и песчаных грунтах, что создает благоприятные физические предпосылки для уверенного картирования методом ДЗ границ распространения по площади мерзлых дисперсных грунтов с высокой и низкой льдистостью. Однако решать эту задачу надо с учетом разных фоновых значений параметра G, соответствующих глинистым и песчаным грунтам, слагающим разрез разных ключевых участков. Поэтому и коэффициенты уравнений для вычисления объемной льдистости грунтов нужно находить в пределах границ ключевых участков, что и было сделано.

Перебор вариантов решения регрессионной задачи в библиотеке функций программы «Stadia» (Кулаичев, 2006) показал, что наиболее точно вычисление важнейшего показателя физических свойств мерзлых грунтов выполняется по уравнениям оптимальной функции (графики функции показаны на рис. 2,*б*):

$$W^{ob} = G/(0{,}0155 + 1{,}04 \cdot G + 0{,}428 \cdot G^2); \qquad (2)$$

$$W^{ob} = G/(-0{,}00338 + 1{,}53 \cdot G + 0{,}390 \cdot G^2), \qquad (3)$$

где W^{ob} – средневзвешенные значения объемной льдистости мерзлых грунтов в слое годовых теплооборотов до глубины 10 м (в д. ед.); усредненное по измерениям в четырех азимутах значение параметра G в этом же слое (в $м^{-1}$).

Забегая вперед, скажем, что уравнения (2) и (3) по точности вычисления W^{ob} мерзлых дисперсных грунтов соответственно глинистого и песчаного состава применимы для решения изыскательских задач. Однако применять их нужно на Лено-Амгинском междуречье по летне-осенним значениям G, но не по эксплуатируемой трассе ж/д, а в полосе местности, примыкающей к ней. Это позволяет при необходимости дальнейшего обустройства инфраструктуры ж/д последовательно решать методом ДЗ две задачи: во-первых, без дополнительной организации дорогостоящих буровых, лабораторных и других сопутствующих работ с заданной детальностью диагностировать изменчивость объемной льдистости по поперечным и продольным осям трассы ж/д, прилегающего к ней бокового массива мерзлых грунтов, в разной степени затронутого строительными работами; во-вторых,

в этой же сети геофизических наблюдений осуществлять в межгодовых или месячных циклах мониторинг изменчивости объемной льдистости массива мерзлых грунтов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обсуждение касается точности количественной оценки W^{ob} по параметру G и выполняется на примере изучения мерзлых дисперсных грунтов песчано-глинистого состава, слагающих слой годовых теплооборотов в основании трассы ж/д на ледовом комплексе Лено-Амгинского междуречья. Ради наглядности его строения на рис. 3 показан фрагмент редко наблюдаемой в природных условиях протяженной полосы обнажения древних залежей ПЖЛ с очень сложными условиями залегания и всегда неповторимой конфигурацией границ. Эти залежи всегда содержат в том или ином количестве примеси вмещающего грунта, ила, торфа и останки древней фауны в виде органических веществ и детритов. Вмещающей средой залежей ПЖЛ служат серые лессовидные льдистые суглинки с высоким содержанием сегрегационного льда слоисто-сетчатых криогенных текстур. Загрязненность льдов примесями, а также высокая дисперсность и природная засоленность вмещающих грунтов обусловливает высокие фоновые значения G ледового комплекса (не ниже 3,0 $м^{-1}$) в сравнении с теми местами, где он сложен преимущественно менее льдистыми песчаными грунтами с массивной криогенной текстурой и редкими залежами ПЖЛ. Этим фактом подчеркивается известная преобладающая роль дисперсного фактора над всеми остальными мерзлотно-грунтовыми факторами, влияющими на электросопротивление и диэлектрическую проницаемость мерзлых грунтов, от которых, как уже говорилось, зависит параметр G.

Высокая энергетическая значимость фактора дисперсности и связанного с ним параметра удельной поверхности минеральных частиц требуют, как уже упоминалось, при проведении работ методом ДЗ в обязательном порядке учитывать состав мерзлых грунтов. И только предварительно выполнив это условие, в пределах отдельных литотипов грунтов с соответствующим фоном значений G можно приступать к изучению локальных его вариаций, связанных с изменчивостью объемной льдистости и других по-

Рис. 3. Фрагмент обнажения строительными работами верхней части ледового комплекса на участке реконструкции автомагистрали г. Якутск – г. Тында в районе 130-го км. В средней части находятся две залежи льдов повторно-жильного генезиса с полосчатыми включениями вмещающего грунта (фото Л. Г. Нерадовского)

Fig. 3. Fragment of the upper ice-rich permafrost exposed at km 130 of the Yakutsk – Tynda road under reconstruction. In the middle part, there are two deposits of wedge ice with stripe insets of the host ground (Photo by L. G. Neradovskii)

казателей состояния и свойств мерзлых грунтов. В противном случае исследователь рискует столкнуться с частичным или полным подавлением фактором дисперсности фактора льдистости в части его влияния на параметр *G*. Конечно, необходимость предварительного знания состава грунтов усложняет технологию работ методом ДЗ. Однако не настолько, чтобы сделать его применение бессмысленным. Для этого давно разработана методика применения методов мерзлотной съемки и инженерно-геологического районирования по системе микро- и макроключевых участков (Кудрявцев и др., 1979). Главным элементом этих методов как раз и является установление и прогнозирование не хаотического, а закономерного изменения по площади и во времени состояния и свойств мерзлых грунтов в зависимости от их возрастно-генетических и петрографических особенностей, напрямую связанных с ландшафтом и геоморфологией местности. Поэтому и результат применения метода ДЗ в решении обозначенной задачи будет зависеть от того, насколько вовремя и грамотно геофизик воспользуется имеющимися картами мерзлотного и инженерно-геологического районирования.

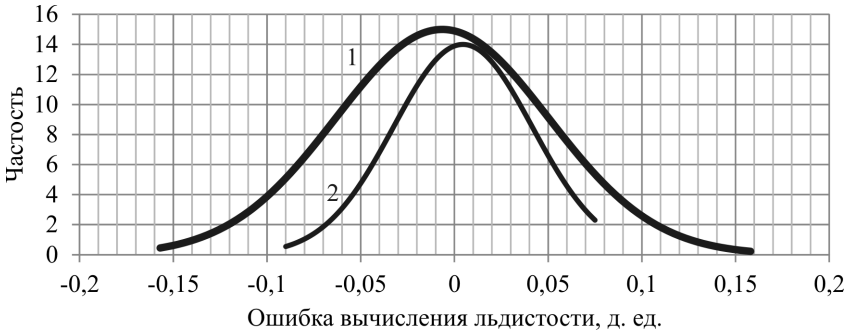

Рис. 4. Вариограммы ошибок вычисления по параметру *G* средних значений объемной льдистости мерзлых грунтов Лено-Амгинского междуречья до глубины 10 м: 1 – участок трассы ж/д ПК 6990–ПК7100. Лессовидные суглинки; 2 – участок трассы ж/д ПК7250–ПК7360. Пески Бестяхской террасы и других низковысотных террас долины р. Лена

Fig. 4. Error variograms for volumetric ice content of permafrost estimated from parameter G: 1 – railroad section between KM 6990 and KM7100. Loess-like silts; 2 – railroad section between KM7250 and KM7360. Sands of the Bestyakh and other low terraces of the Lena River valley

Перейдем к обсуждению результатов вероятностно-статистического анализа ошибок вычисления показателя средней объемной льдистости по уравнениям (2) и (3). Проверка гипотез о соответствии фактического материала законам вероятностных распределений, сделанная с помощью программы «Stadia» (Кулаичев, 2006) по критериям Колмогорова, омега-квадрат и хи-квадрат, показала, что ошибки распределены по нормальному вероятностному закону или закону Гаусса. На графиках проявления этого закона ошибки в менее льдистых песчаных грунтах имеют меньший разброс, нежели в льдистых глинистых грунтах с залежами подземных льдов (рис. 4).

Следовательно, в вероятностном отношении результат оценки объемной льдистости песчаных грунтов по параметру *G* будет более предсказуемым и более точным.

Результат описательного анализа по основным параметрическим статистикам представлен в табл. 3.

Таблица 3. **Основные статистики ошибок вычисления объемной льдистости**
Table 3. **Main statistics of calculation errors for the volumetric ice content**

Параметры	1-й участок	2-й участок	Оба участка
Среднее арифметическое	-0,0065	0,0045	-0,0025
Среднее медианное	-0,0044	0,0051	0,0000
Стандартное отклонение	0,0568	0,0371	0,0505
Минимальное значение	-0,1573	-0,0901	-0,1573
Максимальное значение	0,1578	0,0753	0,1578
Количество скважин	46	29	75

Из нее следует, что ошибка вычисления по уравнениям (1) и (2) значений W^{ob} глинистых (1-й участок трассы ж/д, ПК6990–ПК7100) и песчаных (участок 2, ПК7250–ПК7360) грунтов в среднем равна нулю. Разброс максимальных ошибок, соответствующих занижению и завышению W^{ob} по отношению к лабораторным данным, в целом одинаков и составляет ±0,16 д. ед.

Разброс частных ошибок в 70% случаев не превышает ±0,06 д. ед. При этом уровне доверительной вероятности, принятом в геологоразведке за норму для наземных методов геофизики, разброс минимальных и максимальных ошибок в относительной метрике составляет 9–19%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фактический материал исследований, полученный на федеральной трассе ж/д, служит примером успешного решения методом ДЗ одной из важнейших задач инженерной геокриологии и изысканий, а именно количественной оценки объемной льдистости мерзлых дисперсных грунтов в слое годовых теплооборотов. Этот верхний слой криолитозоны со сложной динамикой протекания механических и физико-химических процессов наиболее важен в строительном отношении.

Относительная погрешность вычисления по уравнениям регрессии показателя средней объемной льдистости по параметру G с учетом состава грунтов в 70% случаев не превышает 20%. Такой не низкий уровень точности вполне удовлетворяет решению практических задач в целях быстрого, экономичного и экологически чистого районирования застраиваемых территорий по категории льдистости мерзлых грунтов. Остается надеяться, что эта точность не снизится и будет приемлема для применения метода ДЗ в составе не только проектно-изыскательских, но и геологоразведочных, горнодобывающих работ как в Республике Саха (Якутия), так и в Чукотском автономном округе и Магаданской области.

Поступила в редакцию 11.05.2017 г.

ЛИТЕРАТУРА

Вотяков И. Н. Физико-механические свойства мерзлых и оттаивающих грунтов Якутии. – Новосибирск : Наука, 1975. – 175 с.

Иголкин В. И., Шайдуров Г. Я., Тронин О. А., Хохлов М. Ф. Методы и аппаратура электроразведки на переменном токе. – Красноярск : Изд-во СФУ, 2016. – 272 с.

Ковтун А. А. История развития геоэлектрики в Санкт-Петербургском университете // Вопр. геофизики. – 2014. – Вып. 47. – С. 42–61. – (Ученые записки СПбГУ; № 447).

Комплекс СЭМЗ (среднечастотного электромагнитного зондирования). Техническое описание. – Красноярск : Изд-во НПО «Сибцветметавтоматика», 1991. – 30 с.

Кудрявцев В. А., Гарагуля Л. С., Кондратьева К. А. и др. Методика мерзлотной съемки. – М. : Изд-во МГУ, 1979. – 358 с.

Кулаичев А. П. Методы и средства комплексного анализа данных. – М. : Изд-во ФОРУМ : ИНФРА-М, 2006. – 512 с.

Нерадовский Л. Г. Научно-методические основы изучения мерзлых грунтов слоя годовых теплооборотов методами электромагнитных зондирований : дис. … д-ра техн. наук. – Якутск, 2016. – 378 с.

Соловьев П. А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. – М. : АН СССР, 1959. – 144 с.

Титлинов В. С., Журавлева Р. Б. Технология дистанционных индуктивных зондирований. – Екатеринбург : УИФ «Наука», 1995. – 56 с.

ACCURACY OF QUANTITATIVE ESTIMATION OF ICE CONTENTS IN NEAR-SURFACE PERMAFROST USING REMOTE INDUCTIVE SOUNDING

L. G. Neradovskii

The paper considers the problem of rapid, cost-efficient, and environmentally safe quantitative *in-situ* assessment of a physical characteristic of frozen soils – the volumetric ice content in the zone of interaction with engineering structures, which is one of the most important in engineering. To solve this important problem in the actual permafrost engineering and construction industry, a technologically simple method of remote electromagnetic sounding is proposed. Based on its application in the Berkakit – Tommot – Yakutsk Railroad corridor, this study has shown that the accuracy of calculating the average value of volumetric ice content in frozen ground within the layer of annual temperature fluctuations from the amplitude attenuation parameter of the high-frequency vertical magnetic dipole field is acceptable for solving the problem. The maximum efficiency of its solution is expected when setting up the proposed method of surface geoelectrics among a sparse network of reference boreholes drilled to a depth of 10–20 m with soil sampling for laboratory determination of physical-mechanical and chemical properties.

***Keywords*: frozen ground, layer of annual temperature fluctuations, volumetric ice content, amplitude attenuation parameter, induction method, errors.**