

地质工作参考资料（第廿五辑）

地热专辑

（地温测量法及地球化学探测法译文集）



福建省地质局科技情报室

目 录

一、浅层密集地温测量

- 1、在内华达地热勘探中一米测温的应用..... F.H.奥尔姆斯蒂 (1)
- 2、地温测定..... 日本浦上晃一 (23)
- 3、测温法..... (32)
- 4、地温探测法..... 日本汤原浩三 (38)
- 5、全国地热基础调查中的自然放热量调查..... 日本川村政和、高木慎一郎 (49)
- 6、用红外线辐射计测定地面温度..... 日本冈光满 (61)

二、热流值、热导率的测定

- 1、现场热流量的测定..... 日本冈冈 (71)
- 2、地表测定热流的方法——地温波动恢复法..... (76)
- 3、海洋地热流直接测量技术..... (85)
- 4、热流数据分析——原位导热率测量.....
..... A.E.Beek, F.M.Anglin, J.H.Sass (89)
- 5、现场热导率测定..... 日本浦上晃一 (109)

三、钻孔测温及测温工具

- 1、在非固结沉积层中热流量的原位测定..... J.H.Sass等 (116)
- 2、钻孔的温度稳态..... Y.Lebeanc (128)
- 3、高精度石英晶体井下温度计..... 日本Hidere等 (132)

四、地球化学探测法

- 1、地球化学在地热资源勘查与生产中的应用..... R.O.福尼埃 (145)
- 2、地热探测的地球化学方法..... 日本古贺昭人 (156)
- 3、用一种新的气体地热温标估算水热系统的深部温度
..... 意大利比萨 (168)

在内华达地热勘探中一米测温的应用

F. H. 奥尔姆斯蒂

摘 要

在内华达西部Carson沙漠的Soda湖和Upsal山地区的一米测温已不同程度上成功地指出深部地温和地热流异常。在Sode湖地区靠近一个喷气孔和废井旁一块小面积内进行的详细测温取得了最佳结果。这里蒸气发生在地下水位之上,而且非承压水仅在几米深处即达沸点温度;温度和热流值也比背景值高很多。但是范围扩大一些时,1米测温的结果不理想,一方面是1米测温值低于紧靠蒸气井地区,另一方面局部地区地质地形、水文和其它与地热流无直接关系的因素引起的温度干扰却相当大。在Upsal山区测量得到的结果最差,在这里渗入浅层含水层的热水温度比Soda湖区温度低得多,一米地温幅度相当小,地质、地形和地下水位深度的变化及其他干扰因素比Soda湖区大。

引 言

原则上,假定外界因素引起的温差尚不足以掩盖地热流变化所引起的温差时,一米或两米测温可以被采用来指示深部热异常或高热流区。这里影响浅层温度的外界因素是指近地表物质性质和湿度的局部变化,地形、地下水位深度、植被、土地利用和微气候的变化,浅层测温比深层测温的主要优点是花钱少,时间快。

以往的研究者在地热勘探中采用浅层测温的成功与失败均有报导。在总结由氧化矿体所引起的高热流异常区进行浅层地温梯度的研究工作时(Lovering及Goode 1963)得出结论是:1米或2米测温在发现深部地温梯度异常方面是无用的。Kappelmeyer(1957)也认为无法利用浅层测温探测隐伏隆起、盐丘或放射性物质局部富集带。

虽然他相信在原则上可能圈出经裂隙输送的热水上升到浅层地下水系统的掩埋区。事实上Kintzinger(1956)报导了用1米测温成功地圈出在新墨西哥州Lordsburg附近地下热水区,该地钻孔仅在20—25米深处就见到了热水。

本文将:①扼要地回顾1米测温在研究地热流的理论困难和局限;

②提出在内华达中西部两个地热异常区采用这个方法的野外试验结果,在这里取得的十分丰富的对比温度资料表明在避开太阳影响的深度内的资料是有效的;

③评价这种方法在类似地质、水文和气候条件下的广泛适用性。

理 论 研 究

假定气候不变且地热向地表以传导方式传输, 如果可能对地面和 1 米深处平均年温度进行充分观测, 将发现 1 米温度大于地面温度。在水平均一层中的温度差可表示为

$$\Delta T_{0-1} = \frac{Q}{10K}$$

式中: ΔT_{0-1} 为地面至 1 米深处温差 ($^{\circ}\text{C}$),

Q 为地热流 (热流密度), 单位 $\mu\text{calcm}^{-2}\text{s}^{-1}$ (HFU),

K 为地层导热率, 单位 $\text{mcalcm}^{-1}\text{C}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ (TCU)。

在所谓“正常”地热流区热流值约 $1\mu\text{calcm}^{-2}\text{s}^{-1}$ (或 1 HFU), 导热率为 $2\text{mcalcm}^{-1}\text{C}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ (或 2 TCU) 时只有 0.05°C 温差, 这正好在普通温度测量仪器的分辨率范围内。

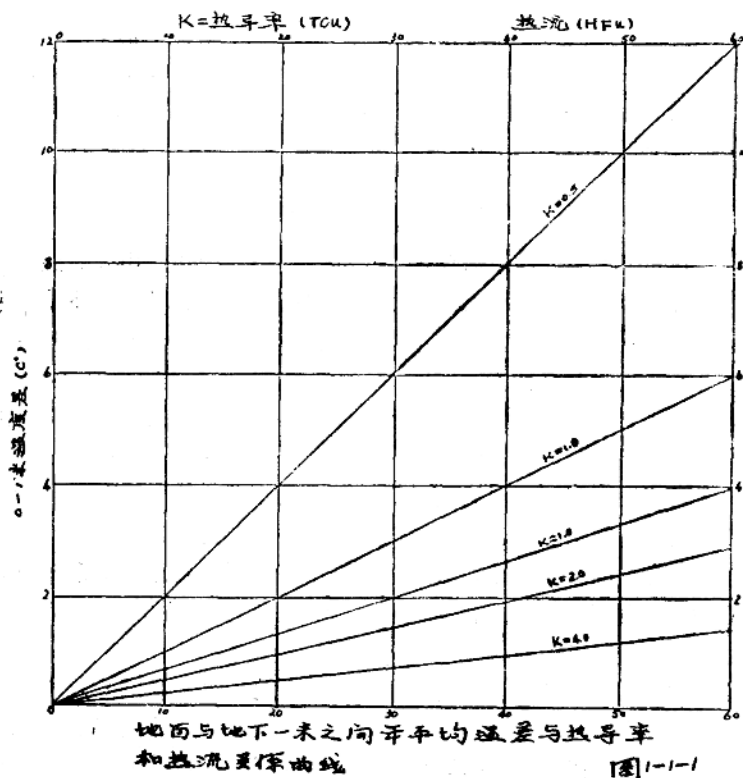


图 1—1—1 反映内华达中西部地热区所代表的地热流和热导率值的地面和 1 米之间的温差, $K=0.5\text{TCU}$ 为典型的干粉砂或细砂, $K=4\text{TCU}$ 则为典型的湿粗砂, 热导率大的地方

0—1米温差小，即使在热流值为“正常”值100倍的地方也是如此。另一方面，热导率小的地方温差大。（图1—1—1）

对于上述简单情形，如果能对1米的年平均温度进行充分观测，则1米温度与地热流关系的唯一问题是热导率随时间和地点的变化以及地面的年平均温度的地区性变化，在植被地区近地表物质不均匀性的地方热导率的变化是很复杂的。在地形切割和植被不同的地方年平均温度的变化是很难处理的。如图1—1—1所示，在热导率有一定变化或者地面平均温差约几度（°C）的地区，热流变化即使达到几十个热流单位也可能显示不出来。

尽管有这个潜在问题，如果所选择的研究地区十分平坦，在土壤、植被和土地利用类型方面很一致，那么1米年平均温度测量可以成为地热勘探的有力工具。

精确测定1米年平均温度要求在一年内进行几次重复观测（如按月观测），但是，正因为有这个要求与深部少量地点测温相比，一米测温的许多优点就会丧失掉，因此应当分析单次一米测温的优点和缺点。

单次测量的要求优点是：时间快，花钱少，并且可以迅速提交成果以供解释和对下一步勘探作决定。在进行单次测量时，主要缺点是带来以下一个问题：不同地区土壤受太阳能的周期性和非周期性影响引起土壤温差是不同的。

虽然在大多数气候和地质条件下，日温度变化的波动幅度对一米测温几乎没有影响，而长周期的年变化则是一米测温的主要干扰。在单一均匀半无限空间土壤或地层的简单条件下，地面地层受温度周期性（正弦波动）影响可由以下二式表示：

$$A_x = A_0 e^{-x/\sqrt{\frac{\pi}{\alpha x P}}} \dots\dots\dots (1)$$

$$t_x - t_0 = \frac{x}{2} \sqrt{\frac{P}{\pi \alpha x}} \dots\dots\dots (2)$$

式中：\$A_x\$ ——地层底部 \$x\$ 处温度波动幅度（°C）

\$A_0\$ ——地面温度波动幅度（°C）

\$x\$ ——地层 \$x\$ 的厚度（Cm）

\$\alpha x\$ ——地层 \$x\$ 的热扩散系数（Cm·s⁻¹）

\$P\$ ——温度波动的周期（S）

\$t_x - t_0\$ ——地面和地层 \$x\$ 底部温度波动的滞后时间（S）。

如方程（1）和（2）所示，温度波动的幅度随深度的线性增加而指数降低，而时间滞后却随深度的线性增加而增加，地面波动的周期越长则某一深度的波动幅度越大。

一般地讲，由太阳能引起的地面温度波动按周期可分为三类：1、日变；2、天气变化；3、年变化（或季度变化）的波动。第1、3类周期正如名称所表示的是规则的。第二类波动周期是不规则的，并受不同气象条件的空气流通所影响。

表1 西Carson沙漠1米温度波动的典型特征

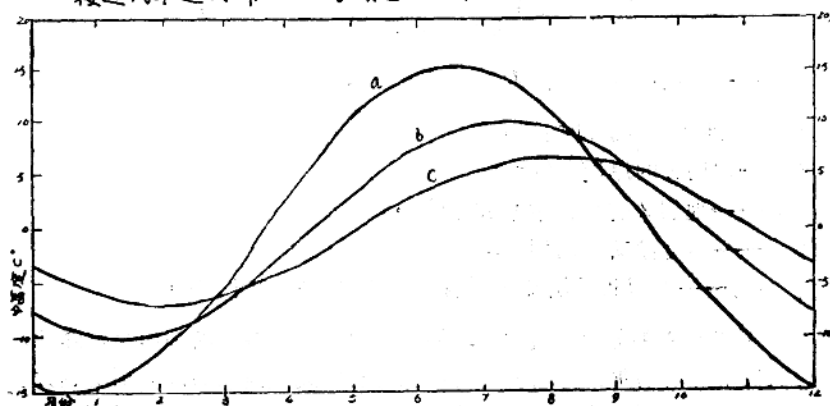
波动类别	周期(天)	地面幅度(°C)	一米幅度(°C)		延迟(天)	
			$\alpha = 1.5 \times 10^{-3} \text{ Cm}^2 \text{ S}^{-1}$	$\alpha = 6.0 \times 10^{-3} \text{ Cm}^2 \text{ S}^{-1}$	$\alpha = 1.5 \times 10^{-3} \text{ Cm}^2 \text{ S}^{-1}$	$\alpha = 6.0 \times 10^{-3} \text{ Cm}^2 \text{ S}^{-1}$
日变	1	15	2.6×10^{-6}	6.2×10^{-3}	2.46	1.23
气候变	10	4	0.029	0.34	7.8	3.9
季变	365	15	6.65	9.98	47.4	23.7

在内华达中西部研究地区有三种波动,每一种典型特征列于表1。它是假定半无限均匀介质中传导所引起的温度波动是简单的理论谐波情形,表中所列热扩散率的个两值代表研究地区测得数据近似上限和近似下限。这种地面波动的周期和幅度在内华达中西部的条件下是典型的。

近地表物质的层状结构和均匀结构对温度波动所产生的影响有本质的区别, Lachenbruch (1959) 和 Van Wizek 及 Derksen (1966) 已表明: 温度一定, 多层介质的温度波动幅度比单层的幅度从小好几倍到好几倍, 这取决于地层的有关热物理性质特别是热惯量(接触系数)。

正如前所述, 在研究地区这种条件下, 温度日变化幅度太小而测不出, 虽然气候波动幅度可以用普通温度计测得出来, 但仍不足以成为干扰因素。主要的影响还是年温度波动, 它使扩散率不同的地区相位延迟差好几周, 幅度变化超过 2°C 。(见表1和图1-1-2), 由于幅度和延迟的差别的综合影响, 隆冬和盛夏时不同地方的一米温度变化超过 4°C (图1-1-2), 前面已说过, 层状结构可能会引起更大差别, 如图1-1-2所示, 在四月初和十月初进行地温测量, 这个差别可以降到最低。

接近内华达西部 Carson 沙漠区地面和地下1米温度理论年变化



- a. 地面温度, 波动幅度=15°C
 b. 1米温度, 热扩散率 $6.0 \times 10^{-3} \text{ Cm}^2 \cdot \text{S}^{-1}$
 波动幅度=6.6°C 延迟237天
 c. 1米温度, 热扩散率 $1.5 \times 10^{-3} \text{ Cm}^2 \cdot \text{S}^{-1}$
 波动幅度=6.6°C 延迟474天

图1-1-2

虽然上述困难是不可忽视的，然而这只是全部问题的一部分，引起一米测温变化与地热流无关的其它重要因素包括：水、蒸汽和空气的对流热传输和太阳——空气——地球热平衡的地区变化，例如地形、反照率、地面发射率，凡和植被的变化这些因素引起的干扰与热扩散率和层状结构引起的地区变化同样大。除了这些因素外，近地表物质由于降雨和其它气候因素而引起湿度变化会使扩散率随时间变化，显然要成功地应用一米测温系统来确定地热流或太阳能影响深度以下的温度异常是有相当困难的，但是虽然有这些困难，技术方法的实际试验相信是正确的。

仪器和工作方法

温度测量是用装在一米长铝管顶端双珠热敏电阻器，它们用三芯电缆与一个固体电路的惠斯登电桥和数字读出装置相联，温度读出分辨率约 0.01°C ，经常用水银温度计作标准检查，表明测量精度约 $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ 。

在软介质中（如湿土和粘土）测温孔用手持轻便钢钻打，在砂层的大多数孔则用直径57mm的土壤麻花钻，每眼井都要记录介质的岩性和湿度。

将温度探头插入孔底的介质中后，隔规定时间读数，平衡温度用Parasnis（1971）所述外插无限时间法进行计算。

在Soda湖区的地热田应用

为野外试验一米测温的效果而选择的第一个已知地温异常在Soda湖北东（Carson沙漠的中西部），约距内华达Fallon北西12公里（图1-1-3）。

已有资料包括地下水位、浅层地下水化学分析和全部20—50m深试验井（由美国地调所和美国农垦局1972和1973年施工的）地温梯度测量都对研究工作有用。辅助资料还包括地质研究（Morrison 1964），重力资料（Wahl 1965）和航磁资料（美国地调所1972年）。自然条件：Soda湖位于Carson沙漠之中，是内华达西部的缺雨的大盆地。常年平均雨量小于100mm，其中一小部分为冬雪。Fallon地区长期的月平均气温一月为 -0.3°C ，七月为 22.8°C 。严重的干旱，盛夏酷热和普遍的砂土含水量低，使得植被仅限于多年生的灌木，并只有在不同年分春季和初夏暴雨之后、土壤湿度过大时才生长。

Carson沙漠在地形和地质上都是一个盆地，它在晚更新世和早全新世期间曾经是Lahontan间歇湖，Soda湖热异常位于两个晚第四纪玄武喷发岩之间，西南为Soda湖，东北为Upsal山（图1-1-3）。地热区被未固结的粘土，湿土和湖积砂所复盖，并由河流相、沼泽相、洼地沉积和风成砂构成三层。现在的地形是一片积水洼地，并由砂质平地 and 砂丘所隔开，它们大多是早全新世的风蚀产物，局部地形起伏从风蚀洼地的底部到附近砂丘顶约达10米。地面总的向北北东倾斜，测温地区的高程在平均海平面之上1206—1226米之间，砂和粉砂主要由风蚀而成，其埋深在0—1米范围内，很少有河流沉积的砂卵石和粘土质粉砂到粉砂质粘土的大片沉积，这反映了Lahontan湖底沉积（图1-1-4），细粒状沉积暴露于风蚀洼地的边缘和底部。

和1975年7月浅层地下水运动方向

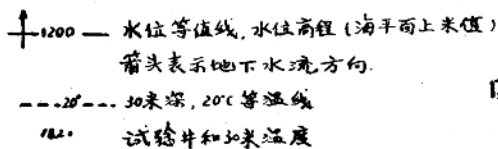


图1-4-3

从十九世纪初南部地区开始灌溉时起，测区内地下水位已经抬升。根据报告水位已抬升10—15米，而Soda湖在1906—1930年间抬升18米。地下水位深度在砂质平地为4—7米，在洼地不超过2米（图1-1-4）1975年7月水位如图（图1-1-3），本区浅层地下水总的向东北流动。

热水从大约几千米的深处沿断层通道向上运移，有一个通道蒸气冒出地面并使深度18米的浅井内仅几米深的地下水沸腾（图1-1-3）。热水进入砂含水层，某些地方距地面不到10米；通过井向东北方向作侧向移动。因此所产生的温度异常向东北方向伸展（图1-1-3）

Soda湖区—索察介质特性和1975年12月浅试验井地下水位深度

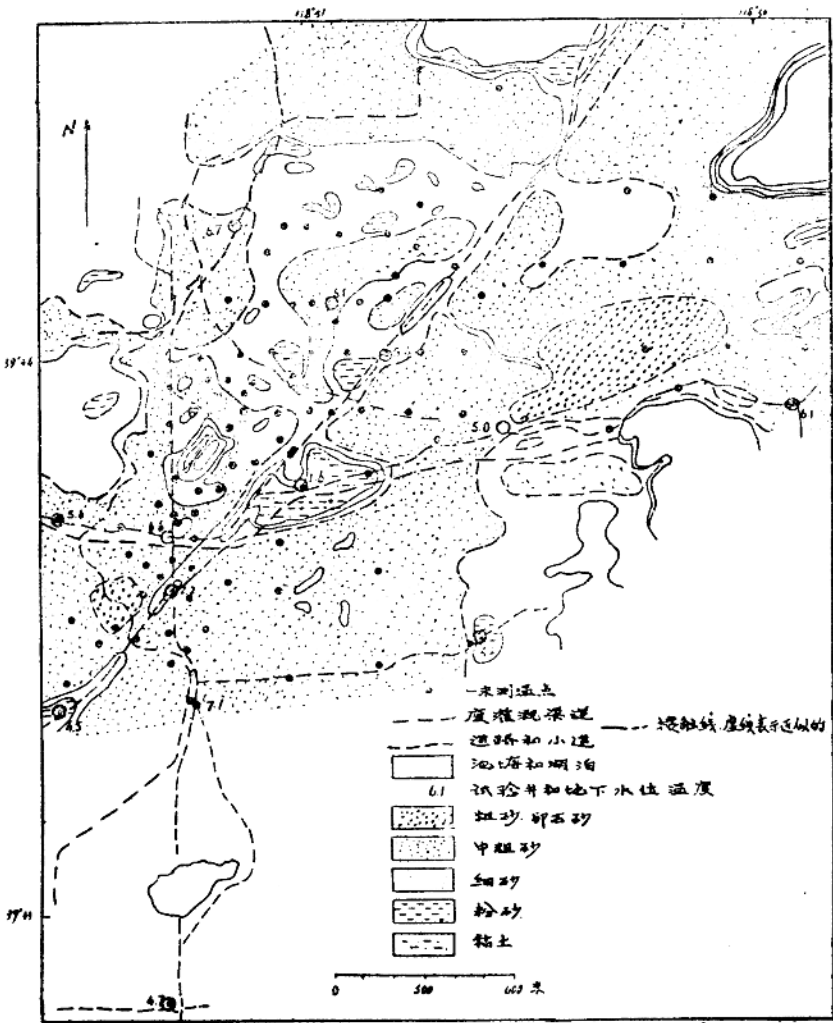


图1-1-4

蒸气井附近的温度测量

第一次1米测温是1977年11月在一口报废井附近进行的。这口废井位置如图1-1-3，井深18米。选择这个位置是因为推测这里有近地表的高温。浅层热异常的证据就是风成砂质沉积物热水蚀变成为高岭土和铁的氢氧化物和氧化物，从老井和附近喷气孔冒出蒸汽并观测到快速溶雪区与热水蚀变矿物出露范围一致。温度测量的两翼范围从距喷气孔和蒸气井附近的高温带5米处到100米处，该处为地温异常区的边缘，1米测温低于 30°C ，如图1-3-5。

1米测温值从低于 30°C 开始到 90°C 以上，异常区以喷气孔为中心，呈北东向线形带(图1-1-5)最高温度与最强热水蚀变区相应，并一般地指出近地表蒸气的存在。温度图形指出热水沿北东向线形通道(可能受断层控制)上升，温度图形仅反映出蒸气井东北30—50米的地方可能存在一个与地热走向大致垂直的线形地带。

高温大半可能是由沸水面上升的蒸气的热传导，而主要不是水面以上蚀变粘土沉积物的热传导。图1-1-5所示，地区的水位深度还没有测量，但是，试验井附近测量指出在热异常中心部位外围大约深5—7米。

1973年11月23日蒸气井旁一米测温

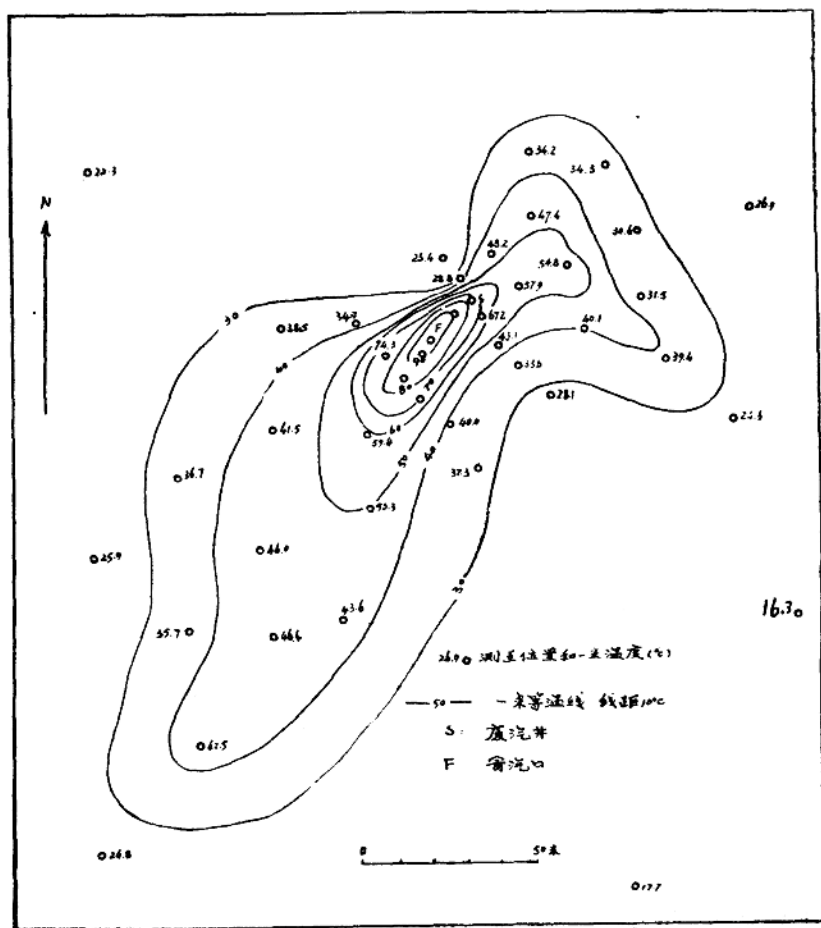
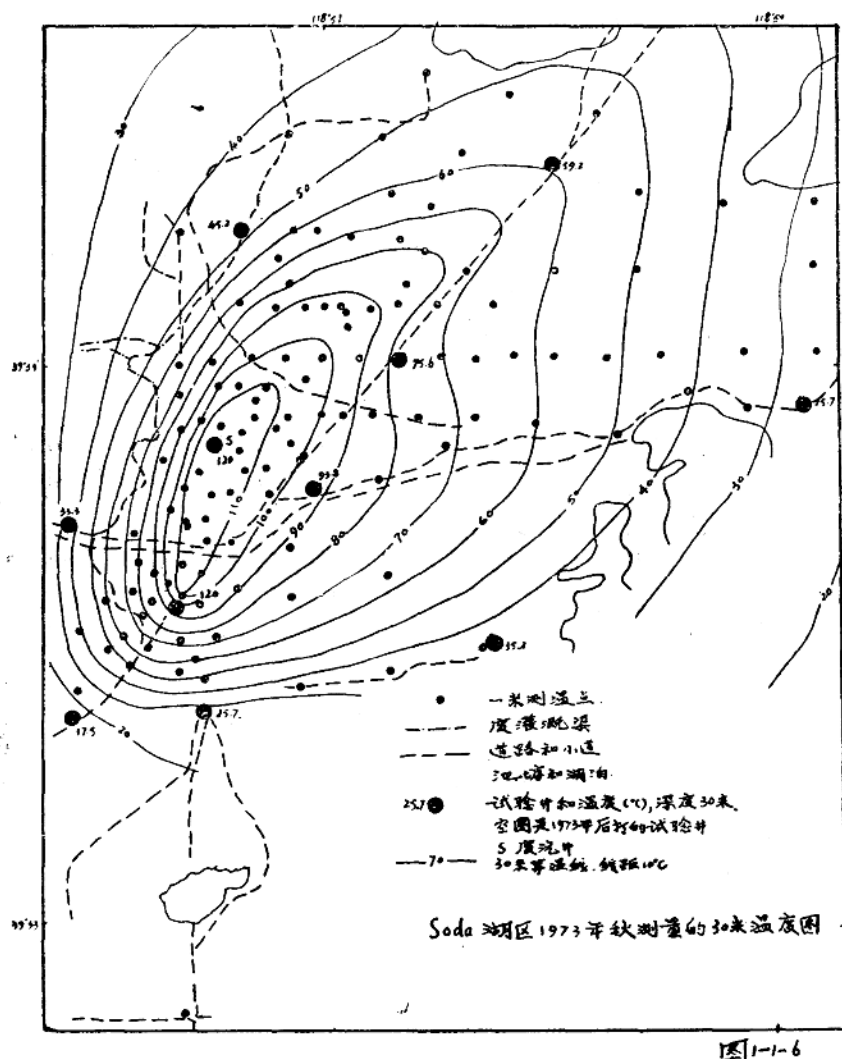


图1-1-5

1973年11月的温度测量

老蒸汽井附近一个小面积的地温测量的同时，还在更大范围内进行温度测量。以往在试验井深度9—44米取得的资料仅反映出一个不对称的北东向热异常，中心大致在蒸汽井附近（图1-1-6），30米测温幅度：蒸汽井附近温度超过 120°C （静水压下的沸点），异常边缘低于 20°C ，南西方向的水平温度梯度比北东方向水平温度梯度大，而且沿北西方向边缘的温度梯度也比南东方向边缘的温度梯度大。



因为30米温度幅度超过 100°C ，可以预料1米温度图形将反映深部的温度，而且随着测点密度加大，1米温度图形虽然与30米温度图形形状不一致，但还是反映了30米温度图形的特征（图1-1-6）。

因为与其它工作同时开展，所以不可能按要求的那样在几天之内完成100个点的测量。实际上，测量从1973年11月11日到12月7日进行将近一个月。因为1米温度在这个期间显著变化，根据几个点的重复观测，把每个点上的温度换算到11月23日的中间日期的数据，在测量期间假定温度变化是线性的，在所有测点上使用了同样的变化率。分析Fallon附近气象站的气温数据指出，鉴于以往气候变化规律，地表温度的实际变化可能是不规则的变化规律，按线性规律作改正，这在前面已经说过了。但是，所用的内插温度与实际值之差肯定是很小的。在大多数点上大约十分之几度（ $^{\circ}\text{C}$ ）。

温度测量结果示于图1-1-7，据推断异常边缘区，地热流是正常的，或接近正常的，该处的温度约 12°C ；异常的最高温度超过 90°C （靠近蒸汽井）而在蒸汽井南500米另一个热异常中心处温度为 30°C ，长轴刚好为北东向，异常不对称与30米温度图形相似（对比图1-1-6和图1-1-7），但是1米测温加密后反映了重要区别；1米温度图形不再是一个以蒸汽井为中心的地温异常区，而是有二个以低温区隔开的雁形状长形地温异常，总走向为北东，蒸汽井北东方向高温区从井向北东方向延伸了200米，温度还超过 20°C ，事实说明，线形热水通道或通道系统至少可以延伸到蒸汽井北东方向更远的地方。

1米温度与溶雪区的关系

1974年1月上旬，一场约50mm的小雪之后，在蒸汽井附近的一次非正式的航空摄影是美国海军用直升飞机低飞进行的，降雪停止后24小时内，地面温度和从地面来的相应热传输很高，以致使三小块地方的雪完全融化了（图1-1-7）。

两个溶雪区与1973年11月23日的1米温度图的最高温度区清楚地相符，在主要热异常东南翼的第三个溶雪区似乎与温度图无直接关系，但是与近地表的岩性和水位深度（图1-1-4）对比说明第三个溶雪区是一个低温区，位于风蚀洼地，而洼地近地表沉积物主要是粘土和粉砂，它们的热扩散率比周围湿砂的热扩散率低，但是在洼地热水面深度小于2米，而在周围湿砂高地水位深度为5米。

1米温度与俄罗斯野蓟生长区的关系

1974年2月进行了竖直航空摄影，航片上褐色图形与1973年11月的1米温度图（图1-1-8）的极大区相符，以后进行的地面检查指出褐色图形是由干枯的俄罗斯野蓟稠密区所致。野蓟在砂土地容易生长，野蓟的繁茂程度与地温有直接关系（图1-1-8）。

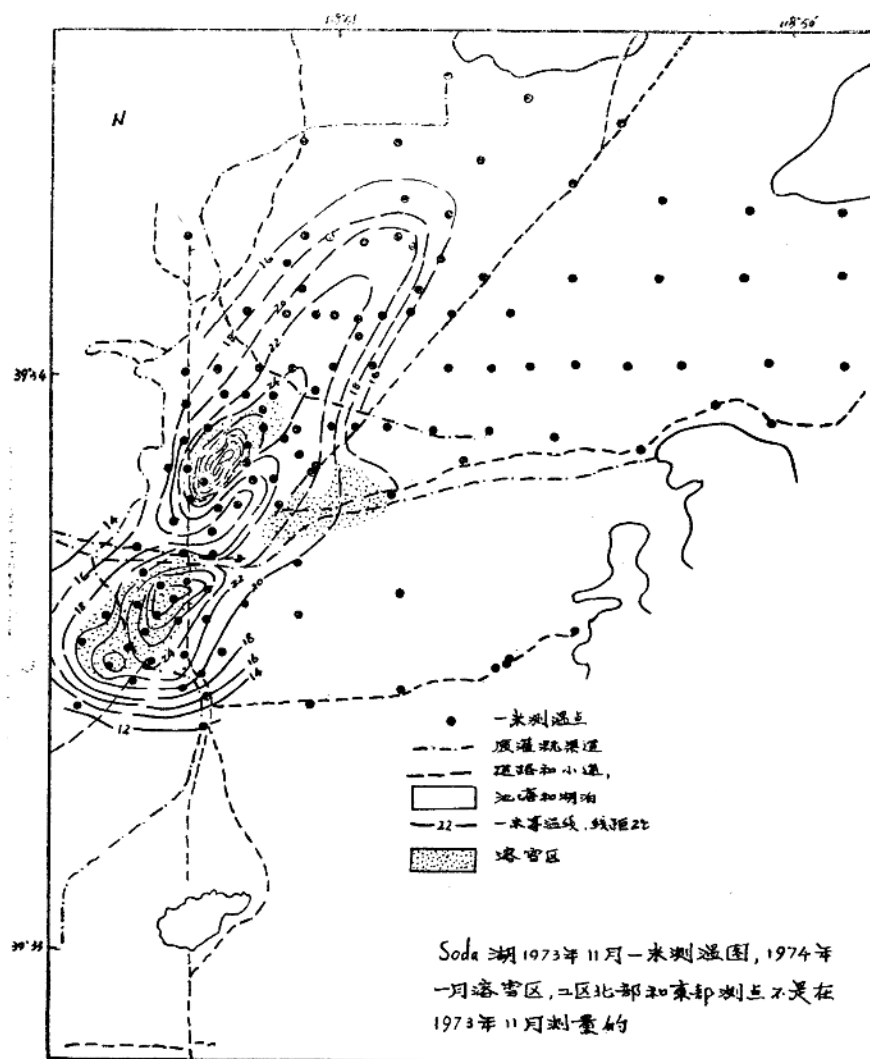
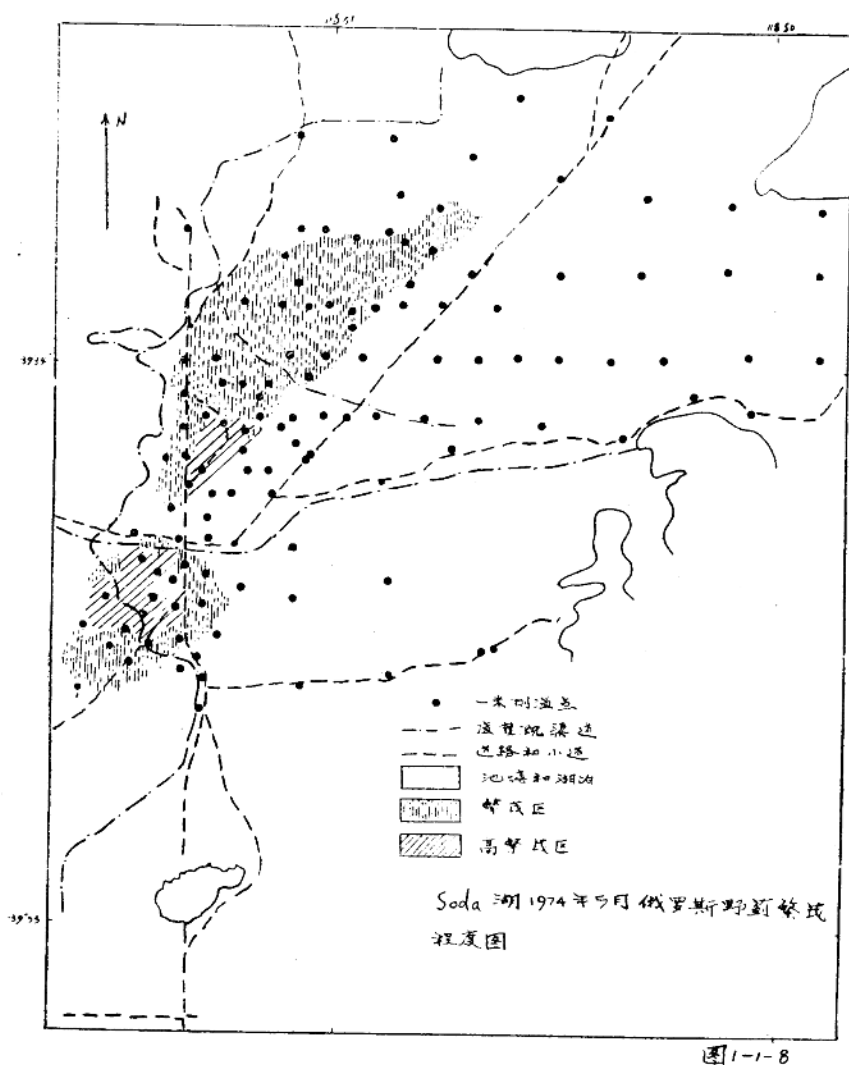


图 1-1-7



1974年6月和9月的温度测量

为了确定1米温度异常的形态和延伸范围是否随时间而变, 1974年6月在蒸汽井东北进行一次温度测量, 测量范围超出1973年11月的测区, 而1974年9月又主要向北和东北方向进行测量。

6月测量结果反映的图形与1973年11月图形相似, 但有微小差异, 可能是因为浅层物质热扩散率的局部变化(对比图1-1-7和图1-1-9), 1974年9月的测量结果表明1米热异常在1973年11月异常中心向东和东北方向延伸2公里多, 根据1974年10月钻探的20米深试验中, 测量结果所得的温度梯度向外插值就可以得到30米深处的温度值, 由此得到的30米温度图形与1米温度图形相似。

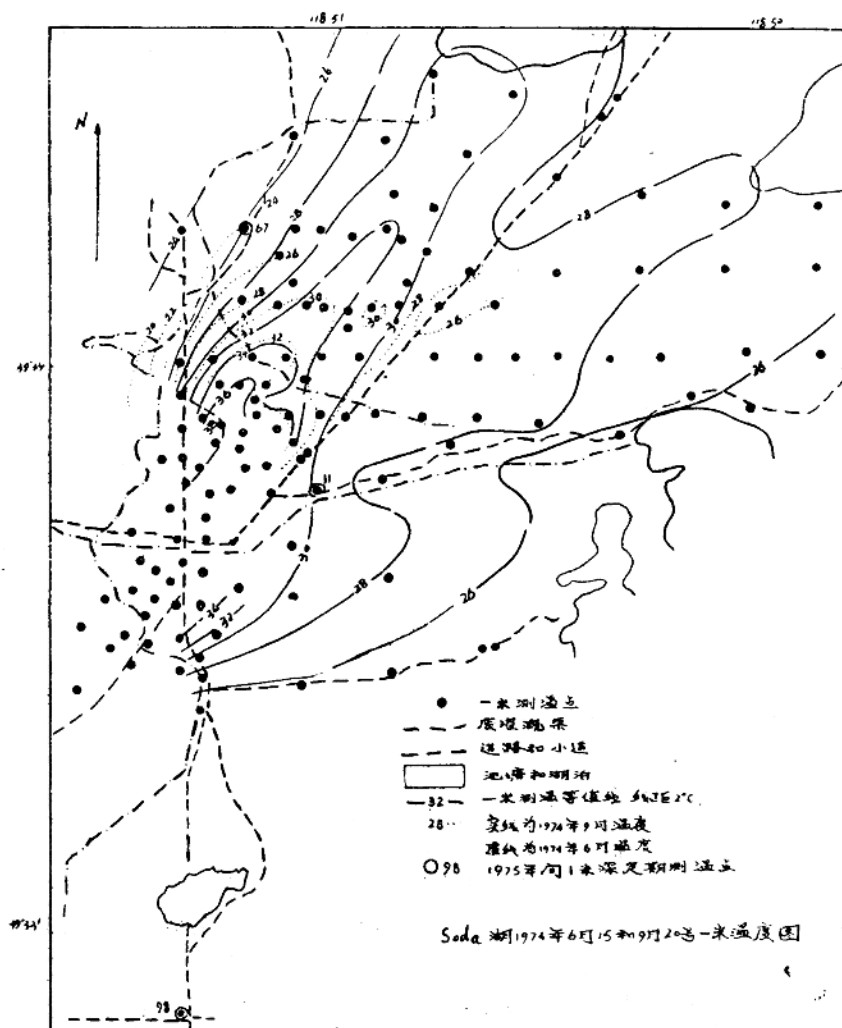
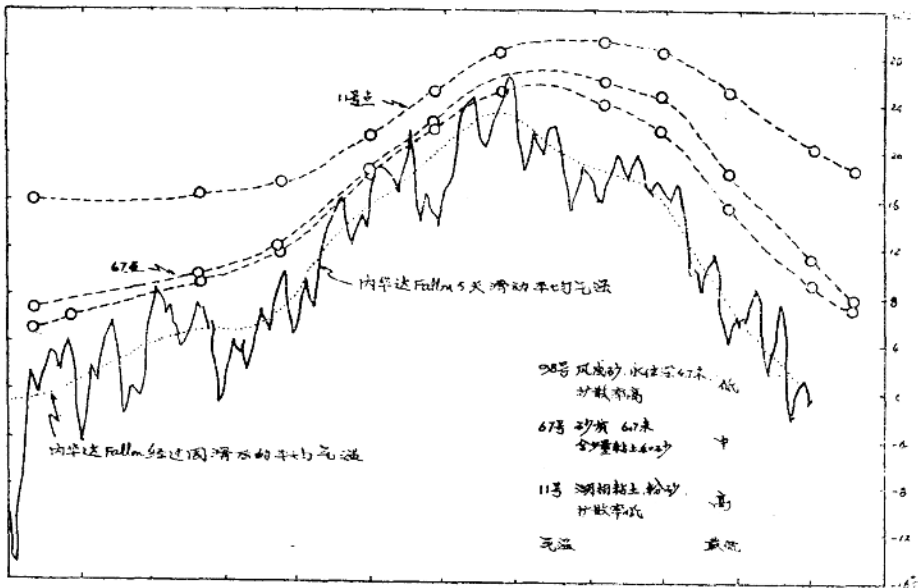


图1-1-9

三个测点上温度年变化

1975年在三个点上进行逐月温度测量是为了确定在这三个不同岩性和热环境下的温度年变化性质。所选择的这些测点反映了全测区的温度变化的大致范围,第98号点位于热异常的南部主要是风成原生砂,水位深度1975年平均为4.7米;第67点位于异常西北翼,主要也是砂质沉积物,但与98号点相比含少量粘土和粉砂,1975年水位深度平均为6.7米;第11号点大致在蒸汽井南东380米,靠近洼地北端。这里在1974年1月看到了前面所描述过的雪溶,11号点的沉积物是湖相粘土和粉砂,湿度超过其它两个点。

如图1-1-10所示,三个点上的温度,都高于Fellon气象站的圆滑过的平均温度值,三个点上的温度年变化幅度比气象站的变化小,三个土壤中的测点的年温度变化滞后于Fellon气温年变化与理论分析相符。



Sala湖区1975年三个测点(米)温度变化与Fellon气象站气温变化对比图

图1-1-10

由图1-1-10可见,三个测点之间的差别很明显,11号点(温度最高)与98号点(温度最低)之间的温差:早春为 3°C ,初冬为 11°C ,而67号和98号之间的温差,春季小于 0.5°C ,秋季为 3°C ,温度差大半是由于三个测点上热扩散率不同所致,但是也与地表条件和11号点水位较浅有关。一年中的大半时间,11号点的湿粘土和粉砂的热扩散率小于其它两个点的砂质物质的热扩散率,这就是11号点上年温度变化幅度较小的原因。11号点变化幅度小的原因还可能由层状结构和沿热的浅层地下水位的热滤效应所引起的。一年中三个测点温差幅度说明在年温度变化周期内只进行一次简单测量就企图判断与地热流变化有关的温度图形是危险的。

1 米和20米温度图的相关性

前面讨论的事实说明在Soda湖区1米测温可以提供更深处（超过气温年变化影响的深度），地热异常的规模和图形完全可靠的标志。1米测温可靠性的简单试验是对1米温度图与试验井的20米温度图进行相关分析。试验井20米的温度资料是有效的（图1-1-11），最小二乘线性回归方程为：

$$T_{20} = 8.43T_1 - 180.7$$

式中 T_{20} 为20米温度（1974年9月）

T_1 为1米温度（1974年9月）

确定系数 r^2 （一种变化的尺度）为0.95，说明从 100°C （20米）到 11°C （1米）之间的温度最小二乘线性回归拟合十分成功。但是低于 40°C （20米）数据离散，说明在这个温度范围内相关性很差。

20米温度和1974年9月1米温度相关图

