

塔里木油气地质(6)

塔里木 古地温与油气

范善发 周中毅 主编

科学出版社



数据加载失败，请稍后重试！

052470



00313773

塔里木油气地质 (6)



200305516

塔里木古地温与油气

范善发 周中毅 主编

作者: 范善发 周中毅 潘长春

韩 林 朱扬明

国家自然科学基金资助项目



052470



科学出版社

1990

内 容 简 介

《塔里木油气地质》系列专著共分7卷,内容丰富,资料翔实,阐述充分,为在塔里木寻找大油气田提供科学依据。

本书是该系列专著第6卷。书中通过磷灰石裂变径迹和矿物气液包裹体的研究,探讨了古生代地层的古地温,同时采用多种方法研究了生油层的成熟度,并进行了油源对比;指出塔里木盆地古地温梯度偏低是导致各时代生油层成熟度偏低的主要原因,为深部找油找气提供了科学依据。

本书可供石油地质勘探人员、科研人员及有关高等院校师生参考。

塔里木油气地质 (6) 塔里木古地温与油气

范善发 周中毅 主编

责任编辑 吴寅泰

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100707

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1990年12月第一版 开本:787×1092 1/16

1990年12月第一次印刷 印张:5 3/8 插页:2

印数:0001—1 000 字数:114 000

ISBN 7-03-002191-6/P·441

定价: 7.00 元

《塔里木油气地质》序

SY14/15

塔里木盆地是我国最大的沉积盆地,经过多年的艰辛勘探和科学研究表明,它是一个含油气十分丰富的盆地。随着我国石油和天然气的开发,它将成为我国一个重要的油气资源基地,为我国社会主义经济建设发挥巨大的作用。

我国第七个五年计划期间(1986—1990),国家把研究塔里木盆地油气资源列为攻关课题,中国科学院兰州地质研究所、南京地质古生物研究所、地球化学研究所广州分部和地球物理研究所统一协调、联合攻关,先后组织了百余名研究人员对塔里木盆地开展了野外考察,取得了大量的实际地质资料,并进行实验室分析。研究人员从地球物理学、构造地质学、生物地层学、沉积学和地球化学等学科入手,对塔里木盆地油气形成演化进行了系统的综合研究。即将出版的《塔里木油气地质》7卷研究系列专著,就是全体人员辛勤劳动的智慧结晶。

《塔里木油气地质》研究系列专著,资料翔实、内容丰富、结构严谨、论证充分、结论明确。各部论著紧紧围绕塔里木盆地形成演化与油气形成以及含油气远景预测等方面作了比较全面系统的综合分析,并有新的认识、新的发现和新的进展。

这套专著中所提出的论点对塔里木盆地的油气资源开发具有重要的指导意义和应用价值;对科学研究具有重要的理论意义。我相信,该系列专著的出版对推动我国沉积盆地油气地质科学的研究,必将发挥重要的理论指导作用。

叶 连 俊

1990年5月

塔里木盆地是我国最大的内陆盆地。1984年9月,地质矿产部在塔北沙参2井获得高产油气流,打开了塔里木盆地油气勘探的新局面。塔里木盆地油气勘探对扩大我国油气资源将起到重要作用。由于自然地理条件较差,本区石油地质研究程度较低。为此,国家在“七·五”攻关项目中设立了有关塔里木石油地质的专题研究。本项研究是其中的一个二级课题。本项目还得到了有机地球化学国家重点实验室和国家自然科学基金的资助。

1983年8月,我们通过研究巴楚及和田河等地区的古地温,结合塔里木地质特征,提出塔里木盆地古地温梯度偏低,能够在5000—6000m深部找油的观点(周中毅等,1983a)。1986年初,在配合石油工业部塔里木研究联队对塔里木盆地进行全面油气资源评价和预测时,我们提出了一整套古地温梯度模式,用于推测盆地深部生油层成熟度和生油期。近几年的勘探结果与当时的推测基本相符。

本项研究是在以往的工作基础上进行的,侧重于塔里木盆地油气评价中的一些特殊问题。塔里木盆地地温梯度偏低是油气评价中十分独特的问题,我们采用了新技术新方法,加深了古地温研究,系统分析了磷灰石裂变径迹,用径迹退火带来确定中新世界的古地温。通过测定碳酸盐岩中气液包裹体均一化温度,恢复古生代海相地层的古地温。由于下古生界中缺少镜质组,探讨了干酪根中无定形有机质的反射率及固体沥青反射率用于判断生油层的成熟度。恢复了热历史之后,推算了塔北、塔中及满加尔凹陷主要生油层生油生气时期,塔北隆起及塔中背斜可以储集到寒武、奥陶系在地质历史时期生成的油气。

本项研究的第二部分为油气源有机地球化学研究,包括以下几方面的内容。其一,对主要生油层的有机质类型、丰度及生油能力做了系统的分析和评价,提出下古生界生油层成熟度划分标准。其二,对主要生油层的生物标记化合物作了深入的分析,提出下古生界生油层具有藻类和微生物输入的特征,为本区油源对比提供了基础;对塔北油源进行初步对比之后,认为本区是多油源,早古生代海相地层是主要油源。其三,针对本区的油源岩特征,开展了两个新的生油评价侧面的探索性研究,一个侧面是与矿物结合的可溶有机质的性质及其对油气的可能贡献;另一个侧面是压力对有机质向油气转化的影响,由于本区主要油源层埋深在5000m以下,地层压力较大,对烃类的形成有一定的抑制作用,有利于在深部保存液态烃。这两个侧面的探索对塔里木油气评价可能具有重要意义。

贾蓉芬、裴存民、袁新友、邵文兰参加了本项研究的部分工作。

王秋明、傅家谟、罗春煦、严剑洲、周棣康、黄自林、范璞、马宝林等对本项工作给予了很大的支持和帮助,王庆隆测定了磷灰石裂变径迹,施继锡测定了包裹体温度,闵育顺、刘智春、向同寿、李正悦、叶继荪、柴平霞、王岩、张鸿斌等承担了部分分析测试,吕国英绘制了全部插图,作者向他们谨表谢意。

《塔里木油气地质》序

前言

1	地质背景	1
	(一) 柯坪地区下古生界	1
	(二) 库鲁克塔格地区下古生界	2
	(三) KN1 井地层	3
	(四) LN1 井地层	3
2	塔北地区古地温演化	5
	(一) 现地温	5
	(二) 裂变径迹研究	6
	(三) 流体包裹体研究	10
3	塔里木盆地热历史与油气形成演化	13
	(一) 古地温及古地温梯度的计算	13
	(二) 满加尔凹陷生油层热历史和生油期	16
	(三) 塔北隆起区生油层热历史和生油期	20
	(四) 塔中隆起区生油层热历史和生油期	22
4	塔里木盆地下古生界生油评价	23
	(一) 生油岩的有机质丰度	23
	(二) 生油岩的成熟度	28
	(三) 生油岩干酪根特征	32
	(四) 塔里木盆地北缘下古生界生油潜力	34
5	塔里木盆地中生界和下古生界生物标记化合物分布	36
	(一) 正构烷烃	36
	(二) 类异戊二烯烷烃	39

(三) 甾烷	41
(四) 萜烷	45
(五) 烷基环己烷	50
(六) 胡萝卜烷	52
(七) 芳香烃	52
6 岩石矿物对沉积有机质的作用	56
(一) 矿物有机质的类型	56
(二) 矿物有机质的存在状态	56
(三) 矿物有机质的有机地球化学特征	57
(四) 矿物有机质的热演化及其生油意义	59
7 LN1 井油源对比	61
(一) LN1 (T—J) 原油与三叠—侏罗系页岩对比	61
(二) LN1 (T—J) 原油与下古生界生油岩对比	65
(三) LN1 (O) 原油与 LN1 (T—J) 原油对比	66
(四) LN1 井原油与 LN1 井奥陶系灰岩对比	66
(五) LN1 井原油是生物降解原油和正常原油的混合物	67
8 压力对油气生成和保存条件的实验研究	69
(一) 样品的选取	69
(二) 模拟实验条件	70
(三) 热压模拟实验结果	70
参考文献	75

地质背景

塔里木盆地位于天山和昆仑山之间,面积约为 560 000 km²,是在古地台上发育起来的叠加盆地。盆地成盆前后有三套地质结构,即刚性的前震旦系结晶变质基底,广泛发育的震旦系—古生界盆地基础和巨厚的中、新生界上叠盖层。盆地在地台阶段经历了震旦纪—志留纪和石炭纪—早二叠世两期大的海侵—海退沉积。其中寒武—奥陶纪为海侵高潮,水域最大,生物繁盛;志留纪则为海退时期。之后的海西运动使地台形成三隆四拗的构造格局,为后来的盆地发育奠定了基础。盆地除东南断块以外,全区寒武—奥陶系广泛分布,发育齐全,由东北向西南减薄,总厚 1000—4000m,以海相碳酸盐岩为主,夹有碎屑岩。志留纪在沙雅隆起区和东南断块区缺失,分布范围比寒武—奥陶系显著减小,多为海退相的绿色砂页岩夹泥灰岩。大致有两种类型的剖面可作为塔里木地台的标准剖面。一是柯坪东部坎岑—印干的混合相生物地层剖面,发育浅海台地碳酸盐沉积,头足类、三叶虫、笔石、腕足类等生物繁盛;二是库鲁克塔格却尔却克—元宝山的深水笔石相生物地层剖面,发育深水浊流相砂泥岩沉积,以笔石最为发育。

(一) 柯坪地区下古生界

柯坪地区位于塔里木盆地西北缘的柯坪、阿克苏和乌什三县之间(图 1-1)。该地区寒武系假整合于震旦纪奇格布拉克组之上,主要为陆表浅水浅海—滨海碳酸盐岩沉积,总厚千余米,底部有磷矿层,生物以底栖型三叶虫为主,藻类生长繁茂。奥陶系是继寒武系之后连续沉积的一套碳酸盐岩和泥页岩。志留系为一套假整合于奥陶系之上的巨厚陆源硅质碎屑岩。在早志留世柯坪塔格组内有一沥青砂岩层。

本区主要地层有:

印干组 (O₂): 厚 34.4m, 岩性主要为黑色块状钙质泥岩,属陆架边缘盆地及盆地边缘相沉积。

相沉积。在不同的地带有明显的相变。志留系为一套假整合或不整合于奥陶系之上的陆源碎屑岩沉积。

本区主要地层有:

元宝山组 (O_3): 总厚 453.2m, 上段为长石粉砂岩和杂色粉砂质泥岩韵律层, 属海底扇边缘—深海平原相沉积; 下段为长石粉砂岩与灰黑色砂质泥岩及泥质砂岩韵律层, 含孔洞沥青, 微裂隙充填碳质沥青, 为一个大的海底扇沉积序列。

上却尔却克组 (O_2): 厚 1103.1 m, 上段为杂色泥岩和粉砂岩、泥灰质岩及硅质岩透镜体, 偶见板状珊瑚, 为陆架斜坡生物礁沉积; 中段为灰绿、灰黄色细—粉砂岩、粉砂质泥岩和泥岩互层, 夹深灰、灰黑色薄层泥灰岩、砂屑灰岩, 生物稀少; 下段为深灰、灰绿色粉—中砂岩、粉砂质泥岩和砂质灰岩、灰岩及粉砂岩, 下部笔石丰富。所夹泥晶灰岩晶洞内见粉末状沥青, 属斜坡—陆架沉积。

下却尔却克组 (O_1): 厚 227.1m, 钙质粉—中砂岩夹杂色和黑色薄层泥页岩、砂质灰岩。中下部笔石丰富, 属海底盆地相海底浊积扇沉积。

巷古勒塔格组 (O_1): 厚 13.9 m, 上部为黑色薄层纹状泥质微晶放射虫硅质岩夹黑色页岩; 下部为黑色、灰绿色粉砂质页岩, 属深海槽盆相沉积。

突尔沙克塔克组 (ϵ_3): 厚 254.8m, 上段为深灰色厚层砾屑灰岩、砂屑灰岩、薄层微晶灰岩韵律层, 含生物碎屑, 属浅海斜坡重力流——钙质碎屑流、浊流沉积, 以及陆架原地沉积; 下段为灰色、深灰色中—厚层夹薄层状泥质微晶灰岩, 下部夹数层泥灰岩, 属深水陆架相沉积。

莫合尔山组 (ϵ_2): 厚 183.2 m, 岩性为灰色、深灰色厚层夹中薄层状微晶灰岩和亮晶砂屑灰岩, 微细水平层理发育, 属浅水陆架间夹风暴浪底流及钙屑浊流相沉积。

(三) KN1 井 地 层

KN1 井位于塔北隆起的一个构造带上, 钻遇的地层有库车组 (N_2)、康村组 (N_{1-2})、吉迪克组 (N_1), 下第三系, 白垩系, 三叠—侏罗系, 奥陶系和寒武系。

三叠—侏罗系总厚为 297m。中、上部为灰绿色泥岩、粉砂岩和砂砾岩; 下部为褐色、灰黑色泥岩和灰绿色泥岩夹砂岩, 底部含砂砾岩。

下古生界有奥陶系和寒武系。奥陶系主要为灰岩夹少量灰黑色页岩, 寒武系为灰黑色灰岩夹板状黑色页岩。寒武—奥陶系的沉积环境类似库鲁克塔克的西大山剖面, 即奥陶系为开阔台地和半深水陆架相沉积, 寒武系为盆地边缘及盆地相沉积。

(四) LN1 井 地 层

LN1 井位于塔北隆起的一个构造上, 钻遇的地层有第四系, 库车组 (N_2)、康村组

(N₁₋₂)、吉迪克组 (N₁)、苏维依组 (E)，白垩系，三叠—侏罗系和奥陶系。

三叠—侏罗系位于井深 4276—5000 m，上部为深暗紫红色页岩，中部为灰色页岩和砂岩，下部为灰黑色页岩和灰色砂岩。4772—4788m 砂岩有油显示。

奥陶系与三叠—侏罗系呈不整合接触，在 5038—5042m 和 5047—5052m 碳酸盐岩风化壳中试出原油和天然气。

塔北地区古地温演化

(一) 现 地 温

表 2-1 为塔北地区及 TZ1 井的测井资料。

表 2-1 塔北及 TZ1 井地温及地温梯度

井 号	井深(m)	井温(℃)	地温梯度 (℃/100m)
LN 1 井	5706	130	1.97
LN 2 井	5221	120	1.95
LN 3 井	5412.5	118	1.84
LN 5 井	5160	112	1.82
LN 8 井	5265	120	1.94
LN 10 井	4626.5	98	1.73
KN 1 井	4120.8	103	2.00
MX 1 井	4719.8	98	1.69
NK 1 井	4779.5	96	1.51
YM 1 井	5410	111	1.72
W 1 井	4002	106	1.90
TZ 1 井	2977.5	79	2.05

表 2-1 中 12 口井的井温数据表明,除 KN 1 井 (地温梯度为 $2.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) 和 TZ 1 井 (地温梯度为 $2.05^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) 外,其它 10 口井的现地温梯度均低于 $2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,地温梯度最低的 NK 1 井仅为 $1.51^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。因此,塔里木盆地的现地温梯度是明显偏低的。

以上讨论的是全井平均现地温梯度,下面以 LN 1 井为例讨论现地温梯度与井深的关系。

从表 2-2 可知, LN 1 井井深 0—1000m 之间的地温梯度为 $2.1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,井深 1000—2000m 之间的地温梯度为 $2.03^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,井深 2000—3000m 之间的地温梯度为 $1.93^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,井深 3000—4000m 之间的地温梯度为 $1.74^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,井深 4000—5000m 之间为 $1.93^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,井深 5070—5706m 之间的地温梯度为 $1.46^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。该井 0—2000m 之

表 2-2 LN 1 井井温数据表

深度(m)	温度(°C)	深度(m)	温度(°C)
0	18.0	3500	88.4
500	29.0	4000	96.0
1000	39.0	4500	105.3
1500	49.3	5000	115.3
2000	59.3	5070	121.0
2500	68.8	5223	122.5
3000	78.6	5560	127.7
		5706	130.3

间的地温梯度较高, 高于 $2.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。地温梯度最低的井段 5070—5706m, 仅 $1.46^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。该井段为奥陶系灰岩, 因此可推测, 塔里木盆地寒武—奥陶系岩性以灰岩为主是该盆地(古)地温梯度偏低的重要原因之一。

(二) 裂变径迹研究

裂变径迹测定年龄已有二十多年的历史, 近年来裂变径迹地质退火作用引起了国内外学者的高度重视。通过研究矿物裂变径迹退火带及年龄来确定沉积盆地及其他地质体的热历史, 尤其是磷灰石裂变径迹退火带与石油形成的主要阶段一致, 为研究石油地质及地球化学提供了一个新方法 (Gleadow and Duddy, 1981)。

裂变径迹是由含铀矿物中的铀裂变产生的高能量碎片使矿物晶格产生辐射损伤, 从而留下裂变的痕迹。通过适当的化学试剂(刻蚀剂), 这种辐射损伤区域可以被优先溶解, 这样便能用普通光学显微镜直接观察到裂变径迹。

裂变径迹分自发裂变径迹和诱发裂变径迹两种, ^{238}U 在自发裂变过程中形成的径迹为自发裂变径迹, 而在原子反应堆中由热中子诱发 ^{235}U 裂变而形成的径迹称为诱发裂变径迹。

在含铀矿物中, 自发裂变径迹的数目与径迹积累的时间和矿物中铀的含量成正比。若已知铀的含量、 ^{238}U 自发裂变的速率和自发裂变径迹的密度, 就可计算出其地质年龄。

裂变径迹年龄的公式为

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \ln \left(1 + \frac{\lambda_D}{\lambda_f} \cdot \frac{\rho_s}{\rho_i} \cdot \delta \cdot \Phi \cdot I \right)$$

式中, λ_D 为 ^{238}U 衰变的总衰变常数, $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10}\text{a}^{-1}$; λ_f 为 ^{238}U 自发裂变衰变常数, $\lambda_f = 6.9 \times 10^{-17}\text{a}^{-1}$; δ 为 ^{235}U 热中子诱发裂变截面, $\delta = 562 \times 10^{-24}\text{cm}^2$; $I = ^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 7.25 \times 10^{-3}$; Φ 为通过样品的每平方厘米热中子数 (中子通量); ρ_s 为自发裂变径迹密度; ρ_i 为诱发裂变径迹密度。裂变径迹并不是稳定不变的, 随着温度的增高, 径迹逐渐缩短减少, 直至消失, 这个过程称为“退火作用”。裂变径迹开始退火的温度可称为

“退火上限温度”，裂变径迹完全退火、消失的温度称为“退火下限温度”。退火上下限之间可称为“退火带”或“退火区间”。目前以磷灰石的裂变径迹退火作用研究最为详细，已有许多资料报道了地质深钻井磷灰石裂变径迹退火作用(表 2-3)。

表 2-3 地质深钻井磷灰石裂变径迹退火作用

井 号	退火温度区间(°C)	受热时间 (a)	资料来源
US-1 井	?—105	10^8	Naeser, 1980
US-2 井	95—117	10^7	Naeser, 1980
US-3 井	?—135	10^6	Naeser, 1980
US-4 井	120—150	10^7	Naeser, 1980
Flaxmans-1 井	70—125	4×10^7	Gleadow et al., 1983
Eumeralla-1 井	50—110	4×10^7	Gleadow et al., 1983
艾参 1 井	65—110	约 10^8	潘长春等, 1989

US-1 井是外推获得的退火下限温度，US-2 井是由一系列井综合的数据。US-1 井、Eumeralla-1 井和艾参 1 井的地层曾发生过抬升剥蚀，或由于古地温梯度降低的作用，目前的地温低于最高古地温。其它井地层的地温一直是升高的，现地温为地层经历的最高地温。因此 US-1 井、Eumeralla-1 井和艾参 1 井退火温度要比其它井低一些。

1. LN1 井磷灰石裂变径迹

为了研究恢复塔北地区生油层古地温热历史和构造演化史，我们采集了 LN1 井系列样品，同时采集了柯坪、雅尔当山和元宝山几个剖面早古生代地层样品作裂变径迹分析，分析结果见表 2-4。

表 2-4 塔里木盆地裂变径迹数据表*

地区	样号	层位	取样深度 (m)	自发径迹密度 ρ_s (10^7cm^{-2})	诱发径迹密度 ρ_i (10^7cm^{-2})	ρ_s/ρ_i	中子通量 Φ (10^{16}cm^{-2})	裂变径迹年龄 (Ma)
LN1 井	X 286	N ₁₋₂	2590—2695	0.064(190/9)	0.66(3906/9)	0.097	3.1583	178
LN1 井	X 287	N ₁₋₂	3022—3024	0.137(115/3)	1.24(1527/3)	0.11	3.1583	202
LN1 井	X 303	N ₁	3076—3083	0.088(6/1)	0.685(290/1)	0.128	2.86975	214
LN1 井	X 288	N ₁	3216—3220	0.064(25/2)	0.68(582/2)	0.094	2.86975	157
LN1 井	X 304	E ₃ —N ₁	3517—3525	0.064(514/2)	0.72(5824/19)	0.088	3.1583	163
LN1 井	X 292	K	3972—3975	0.056(164/9)	1.1(6006/9)	0.051	3.1583	94
LN1 井	X 293	K	4272—4276	0.047(172/13)	0.92(4094/12)	0.051	2.86975	86
LN1 井	X 306	T—J	4772—4781	0.021(111/14)	0.77(4582/14)	0.027	2.86975	45.5
柯坪	X 66-2	S	地表	0.034(191/12)	0.799(4058/12)	0.042	3.1583	77.8
雅尔当山	X 222	O ₂	地表	0.016(11/3)	0.32(408/3)	0.05	3.1583	92.5
雅尔当山	X 241	O ₃	地表	0.021(74/11)	0.4(1876/11)	0.053	3.1583	96
元宝山	X 245	O ₃	地表	0.023(151/20)	0.36(1974/20)	0.063	3.1583	118

* 裂变径迹分析由王庆隆完成；表中括号内的数字表示：统计的径迹条数/统计的颗粒数。

据表 2-4, 样品 X 286, X 287, X 303, X 288 和 X 304 的裂变径迹年龄变化不规则, 波动比较大, 很难确定裂变径迹退火带的上限, 加上退火带上限的确定本身就很难找到客观的标准, 因为在退火作用不明显的时候, 裂变径迹年龄及其特征受磷灰石碎屑母源的影响比较大。从年龄数据分析, 样品 X 303 至 X 288 层段的裂变径迹年龄有大幅度的降低, 故可以推测 X 303 为退火上限, 即深度为 3080m, 现地温为 80℃ 左右 (据井温曲线)。最深的样品 X 306 裂变径迹年龄为 45.5 Ma, 未达到退火下限, 其退火程度约为 75%。X 306 的现地温约为 110℃。将裂变径迹年龄-井深作图得到裂变径迹年龄随井深的变化曲线 (图 2-1)。曲线清楚表明, 从样品 X 303 起, 裂变径迹年龄随深度增大而明显减小, 将曲线由样品 X 306 延伸至裂变径迹年龄为零, 其深度为 5500m。假如 LN1 井 5000—5500m 仍为侏罗—三叠系 (实际上为奥陶系), 裂变径迹退火下限为 5500m, 这样我们可以得出 LN1 井中、新生代地层磷灰石裂变径迹退火带为 3080—5500m, 退火带温度为 80—125℃ (实测井温)。

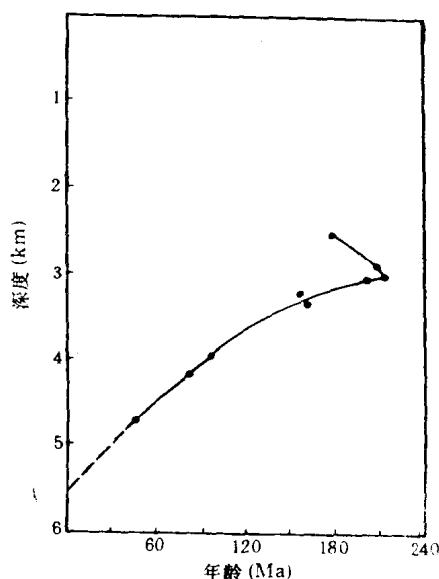


图 2-1 LN1 井裂变径迹年龄-井深图

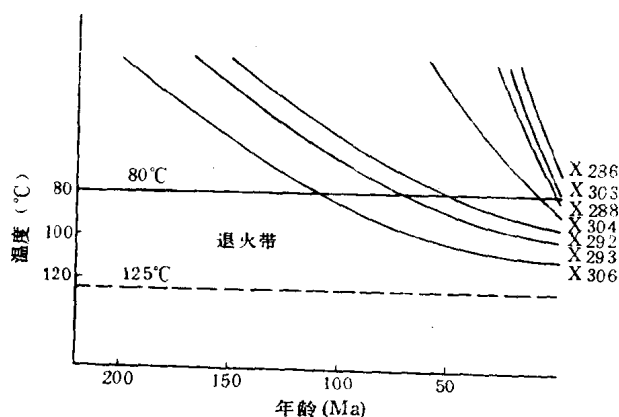


图 2-2 LN1 井裂变径迹样品受热历史图

和其他地质深钻井磷灰石裂变径迹退火带比较, LN1 井退火温度与澳大利亚 Otway 盆地 Flaxmans-1 井相近。两井地层经历的热历史过程是一致的, 都属于连续沉积增温的过程, 地层现地温为其经历的最高地温 (LN1 井指的是中、新生代地层)。Flaxmans-1 井样品均来自白垩系, LN1 井 X 286, X 287, X 303 和 X 288 来自第三系, 并且在很晚才埋藏于深部, 有效受热时间短, 相应地退火上限温度要稍高一些。事实上, Flaxmans-1 井裂变径迹退火上限温度也是有争议的, Gleadow 等 (1983) 认为该井退火上限为 70℃, 而 Duddy 等 (1984) 认为是 75℃。LN1 井下部的地层为侏罗系和三叠系, 虽然比 Flaxmans-1 井地层老, 但 LN1 井主要在新世代以后才埋深进入高地温状态, 而