

吉林桦甸市夹皮沟本区金矿剥露历史和矿床保存变化

——来自磷灰石裂变径迹年代学证据

冯云磊,袁万明,郝娜娜,段宏伟,陈小宁,曹建辉

中国地质大学(北京)科学研究院,北京,100083

内容提要:有关吉林省桦甸市夹皮沟金矿区剥露历史的研究,至今尚不多见,然而成矿后的变化与保存是矿床学研究的一个重要领域,并且矿区剥露历史对于区内矿体保存状况具有重要的指示意义。裂变径迹是研究区域隆升剥露的一种有效手段,能提供剥蚀速率和剥蚀量的定量数据,本文应用裂变径迹技术研究夹皮沟金矿区内中生代成矿以来的剥露历史。使用磷灰石裂变径迹年龄数据进行热历史模拟,揭示其演变机理。实验中获得8个磷灰石裂变径迹测试结果,裂变径迹年龄可分为3组:(128~111Ma、86~64Ma和48~29Ma)。夹皮沟金矿区的剥露历史可分为3个阶段,分别为:第1阶段160Ma到 85 ± 10 Ma;第2阶段 85 ± 10 Ma到 28 ± 2 Ma;第3阶段 28 ± 2 Ma至今,相应的剥露深度为2.90km、0km和1.17km。根据剥露厚度及成矿深度推测,夹皮沟本区中下戏台、立山两矿区金矿床保存状况良好,下部仍有较大探矿潜力。

关键词:裂变径迹热年代学;剥蚀厚度;地质热历史;矿体保存

吉林桦甸市夹皮沟金矿区具有悠久的开采历史,是我国重要的黄金产区之一。自开始近代地质研究以来,已在诸如建立成矿动力系统、构造带分区、板块碰撞效应、金矿形成模式、地球化学特征等方面进行了深入研究,并获得相应的研究成果(孙忠实等,2000,2001;邓军等,2000),但对有关中生代成矿作用研究却相对薄弱,特别是对于中生代以来矿床变化与保存方面的研究,几近空白。然而,成矿后的变化与保存是矿床学研究的一个重要领域。对此,翟裕生等(2000)明确指出矿床学研究应兼顾矿床的形成过程(矿床成因)和矿床的改造—保存过程(矿床变化)两个方面,并对矿床变化与保存的研究方法提出了设想。矿床变化与保存具有诸多影响因素,而区域隆升与剥露又是其中最为重要的影响因素之一。裂变径迹是研究区域隆升的一种有效手段,能提供剥蚀速率和剥蚀量的定量数据,前人的诸多研究实践均证明了其有效性(王彦斌,1998;郑勇等,2009;宋友桂等,2013;张君等,2013)。因此,裂变径迹研究对于夹皮沟金矿区矿床保存条件、成矿

潜力评价以及深部找矿等,均有重要意义。

1 地质背景

夹皮沟金矿区位于华北地台北缘东段(图1),地处郯庐断裂北部分支辉发河断裂构造活动带上,受到古欧亚板块和太平洋板块的共同影响,区域构造活动十分强烈。辉发河断裂位于夹皮沟金矿区北西侧,呈NE向展布,为多期次构造活动剪切带,由一套塑性变形组构的糜棱岩组成,是华北地台不断增长并向北推覆的结果(万天丰等,1996)。中生代期间,辉发河断裂发生大规模左行平移,其南部夹皮沟区域的鞍山群老结晶基底发生退化变质,形成高绿片岩相糜棱岩类岩石。

夹皮沟地区岩浆岩以花岗岩为主,属过铝质、高钾钙碱性系列,为I型科迪勒拉花岗岩,形成环境为消减型活动板块边缘——板块碰撞前消减地区,具有活动大陆边缘环境岩浆特征。阜平期花岗岩以太古宙TTG花岗岩为主,呈不规则条带状围绕或侵入表壳岩中。华力西期—燕山期花岗岩以黄泥岭岩体

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号41172088,40872141),中国地质调查局地质调查工作项目(编号基2011-03-04-06)和青海省地质调查局项目(编号青地调勘2013-103)的成果。

收稿日期:2014-01-15;改回日期:2014-05-20;责任编辑:章雨旭。

作者简介:冯云磊,男,1988年生。博士研究生。矿物学、岩石学、矿床学专业。Email:yunlei_feng@126.com。通讯作者:袁万明,男,1956年生。博士,教授,博士生导师。主要从事岩浆—成矿及裂变径迹热年代学研究。Email:yuanwm@cugb.edu.cn。

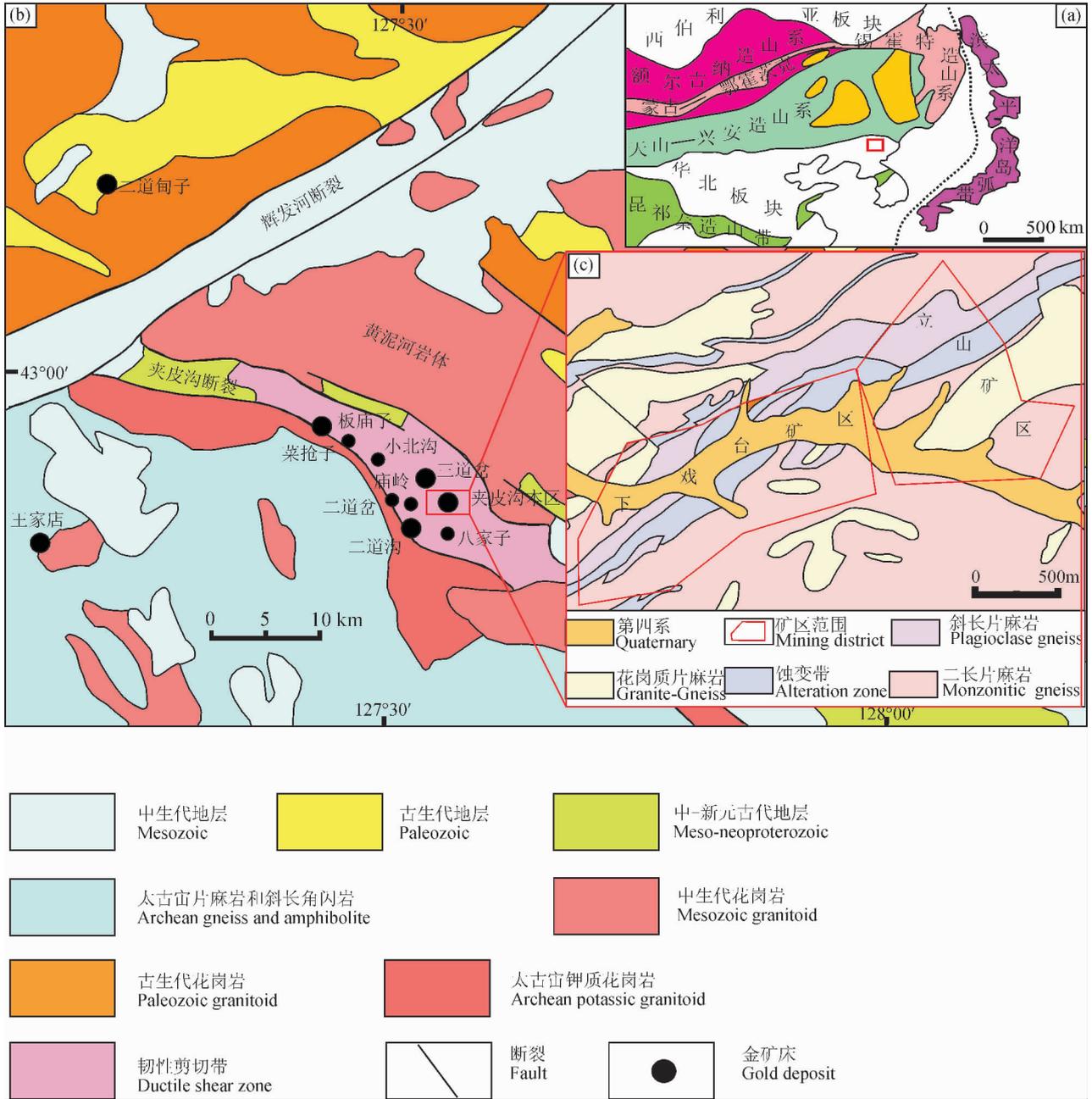


图1 夹皮沟矿田区域地质图及大地构造位置示意图

(a) 大地构造示意图; (b) 夹皮沟矿田区域地质图 (Deng Jun et al., 2009 经修编); (c) 研究矿区地质图

Fig. 1 Geological and tectonic map of the Jiapigou gold orefield

(a) tectonic sketch; (b) geological map of the Jiapigou gold orefield (modified after Deng Jun et al., 2009); (c) geological map of study area

和五道溜河岩体为主, 黄泥岭岩体出露于夹皮沟北缘, 岩性以花岗正长斑岩和黑云二长花岗岩为主, 五道溜河岩体出露于夹皮沟南部, 形成于燕山早期。

研究区内脉岩广泛发育, 种类繁多, 主要为辉绿岩、煌斑岩、闪长玢岩、正长斑岩、霏细岩等, 它们严格受构造控制, 大多数形成于中生代。闪长玢岩和

辉绿岩为准铝质、高钾钙碱性系列。

夹皮沟地区金成矿可划分为三期次: ① 太古一元古宙矿化期, 金初步富集; ② 海西矿化期, 产生超壳断裂和金矿化; ③ 中生代叠加构造岩浆成矿期, 金元素再次富集, 最终形成夹皮沟金矿床 (孙忠实, 2001)。

夹皮沟金矿区主要产出于夹皮沟花岗—绿岩带的南西侧,总体受 NW 向夹皮沟韧性剪切构造带控制,绵延 30 余千米,为夹皮沟矿区主要控矿断裂,构造断裂带经后期改造和继承,形成了在此基础上的一系列晚期次级脆性控矿构造带(邓军等, 2001; Deng Jun et al., 2011),区内大小十余个金矿床及百余个金矿化点均分布于此带内(图 1)。主要矿区有夹皮沟本区,三道岔、二道沟、庙岭、八家子、板庙子、小北沟、四道岔、大线沟、下戏台等。断裂带由一条主体逆断层构成,由于辉发河断裂和两江断裂均发生过左行平移,且辉发河断裂的平移距离较大,因而韧性剪切带总体呈反“S”状展布,断裂带的南端以二道溜河为起点,沿北西方向穿过夹皮沟、老牛沟,在经过板庙子处时,走向发生偏转,变为 NWW 向,至辉发河断裂处,走向已近于 EW 向,全长 90 余千米,宽 2~15km,倾向 NW,倾角 50°~70°。

本文采样位置位于下戏台矿区和立山矿区,两矿区同属于夹皮沟本区,大略位置如图 1 所示。夹皮沟本区是这一地区岩金开采最早的矿床,位于夹皮沟成矿带的东南部。区内出露 3 条剪切退变质带,主蚀变带为中带,规模最大。蚀变带内岩石主要包括斜长角闪质或角闪斜长质糜棱岩系,且糜棱叶理十分发育。含金石英脉在剪切退变质带内产出,倾角约为 20°~40°,与蚀变带产状基本一致。矿脉分段产出,呈群集中,从而组成了东坨腰子、立山、大猪圈、下戏台、万宝山、聚宝山、东青山和五道岔等矿体,各个矿体在形态、品位以及规模上存在差异,且变化较大。夹皮沟本区矿石中的金属矿物主要为方铅矿、黄铁矿、黄铜矿、自然金、黑钨矿、白钨矿、闪锌矿、磁铁矿以及菱铁矿等;而脉石矿物主要包括石英、方解石、绢云母和绿泥石等。围岩蚀变类型主要为硅化、钾化、绢云母化、绿泥石化、碳酸盐化和黄铁矿化,且围岩蚀变的类型与围岩的岩性存在一定关

表 1 样品位置和岩性

Table 1 The location and lithology of samples

样品号	位置	岩性
JP65-1	下戏台 60m 中段井口	石英脉
JP65-2	下戏台 60m 中段井口	绢英岩
JP65-4	下戏台 60m 中段井口	片麻岩
JP68	下戏台 240~270m 井口	花岗岩(与石英脉接触)
JP68-3	下戏台 240~270m 井口	花岗岩(与石英脉接触)
JXXT270-01-02	01 川剖面 3.7m 处	绢英岩化
JXXT270-02-04	02 川剖面 8m 处	片麻岩(弱绢英岩化)
HG-4-D	立山 19 号点向东 85°11m	霏细岩

系。

2 裂变径迹样品实验与结果

裂变径迹技术主要于 20 世纪 80 年代开始在地质学各个领域逐渐得到应用,适用于整个地质时代和不同地质体,如今在地质热事件定年、地质体热演化历史、构造区隆升与剥露等方面应用十分广泛,在诸多方面有其独到的、其他方法难以取代的优越性。

夹皮沟金矿属于韧性剪切带控制的矿床,其成矿深度在断裂带的不同部位可能不一样,因而原始的成矿深度存在较大的差异,这会使讨论矿床保存变化时产生较大误差。因此,本文没有对夹皮沟金矿田的所有区域进行研究,而是仅选择相邻且同处于夹皮沟本区的下戏台矿区和立山矿区作为研究对象,缩小研究区域,明确具体研究的矿体,将特定部位的矿体形成深度与裂变径迹数据相结合,综合讨论研究矿床形成后的保存深度和剥露程度,查明矿床的保存状态。

本文样品均采自于夹皮沟本区的下戏台矿区和立山矿区,在下戏台矿区采集了 7 个样品,立山矿区采集了 1 个,具体采样位置见表 1。8 个样品均获得磷灰石裂变径迹分析数据。

样品首先经过粉碎、分选和自然晾干,经传统方法粗选,再利用电磁选、重液选、介电选等手段,对矿物颗粒进行单矿物提纯,分离出磷灰石单矿物。利用环氧树脂法,将磷灰石颗粒固定,经研磨和抛光后制成光薄片,样品测试在中国科学院高能物理研究所完成。磷灰石在恒温 25℃ 的 6.6% HNO₃ 溶液中蚀刻 30 s 揭示自发径迹,达到高倍光学显微镜可观测的程度。将低铀白云母贴在光薄片上作为外探测器。矿物的裂变径迹通过高精度光学显微镜进行测量,采用 100 倍物镜和 10 倍目镜进行观察。在测量中,选择平行 c 轴的柱面测出自发径迹和诱发径迹密度以及水平封闭径迹长度(Gleadow et al., 1986),根据测定程序(Green, 1986)进行测定。裂变径迹年龄计算采用 Zeta 常数校准法(Hurford et al., 1982)和标准裂变径迹年龄方程计算年龄值,Zeta 常数 $\xi = 389.4 \pm 19.2$ 。

样品测试结果表明,采自夹皮沟本区下戏台及立山金矿的 8 个样品磷灰石裂变径迹年龄为 $29 \pm 5\text{Ma} \sim 128 \pm 8\text{Ma}$ (表 2),样品的径迹年龄直方图及单颗粒年龄分布图见图 2、图 3,磷灰石裂变径迹年龄总体

变化幅度均较大。借助 χ^2 统计 (Galbraith, 1981), 对样品中各单颗粒年龄进行分析。当 $P(\chi^2) > 5$ 时, 各单颗粒的年龄差别属于统计误差范围之内, 具单一年龄, 总体计算组合年龄; 当 $P(\chi^2) < 5\%$ 时, 则表示各单颗粒年龄分布范围较宽, 可能有多个总体, 物源或成因复杂, 在这种情况下只能计算各颗粒的平均年龄。经过 χ^2 检验, 其中 3 个样品 $P(\chi^2) > 5\%$, 单颗粒年龄直方图为较为典型的单峰式分布, 说明属于同一年龄组, 各样品裂变径迹年龄都是相应构造热事件的反映, 有确切的地质意义 (袁万明等, 2002)。另外 5 个样品 $P(\chi^2) < 5\%$, 说明有多个总体, 成因复杂, 应用 Binomfit 软件 (Brandon, 1992; Brandon, 1996) 对这些样品裂变径迹年龄进行分解, 结果显示它们均可分解为 2 组拟合年龄 (图 4)。据此, 可将磷灰石裂变径迹年龄分为 3 组: ① 128 ~ 111 Ma; ② 86 ~ 64 Ma; ③ 48 ~ 29 Ma。

对 8 个磷灰石样品的裂变径迹年龄、径迹数目、径迹长度及径迹长度标准偏差之间的关系进行研究, 磷灰石裂变径迹长度分布直方图如图 5 所示, 可见样品平均径迹长度为 $10.8 \pm 2.5 \sim 12.6 \pm 1.9 \mu\text{m}$, 径迹长度在 $12 \mu\text{m}$ 处出现峰值, 同时, 较少出现

小于 $10 \mu\text{m}$ 的径迹, 绝大部分径迹长度集中在 $10.2 \sim 12.4 \mu\text{m}$ 的狭小范围内, 且主要年龄分布在 $35 \sim 110 \text{Ma}$ 之间。

3 地质热演化历史

基于 Ketcham 等 (1999) 提出的退火模型, 结合所获得的裂变径迹参数和样品所处的地质背景和条件, 确定反演模拟的初始条件 (Yuan Wanming, 2011)。

燕山期期间, 太平洋板块向欧亚板块俯冲, 造成华北地台东部强烈岩浆活动, 并形成深大断裂和环太平洋成矿带, 矿源层得到进一步萃取富集和浅成改造叠加 (Deng Jun et al., 2006), 综合前人多种测年方法的测定结果, 本文认同夹皮沟金矿区的成矿年龄约为 $177 \sim 160 \text{Ma}$ (李碧乐等, 2004; 孙忠实等, 1997)。此外, 各样品中磷灰石单颗粒最大年龄也约为 160Ma , 因此本文将讨论热历史的起点时间设定为 160Ma , 在最大程度涵盖所有颗粒热历史的情况下, 讨论金成矿之后的矿体保存变化过程。夹皮沟金矿中生代主要为大陆边缘活动阶段, 所经历的最显著构造热事件为古太平洋板块向欧亚大陆俯冲并形成环太平洋岩浆岛弧 (燕山期造山运动, 208

表 2 夹皮沟本区磷灰石裂变径迹分析结果

Table 2 Apatite fission track analysis result of local district in the Jiapigou gold deposit

原样号	颗粒数 (n)	ρ_s ($10^5/\text{cm}^2$) (N_s)	ρ_i ($10^5/\text{cm}^2$) (N_i)	ρ_d ($10^5/\text{cm}^2$) (N_d)	$P(\chi^2)$ (%)	Central age ($\pm 1\sigma$) (Ma)	$L(\mu\text{m})$ (N)	高程 (km)
HG-4-D	29	1.823 (587)	5.145 (1657)	9.488 (5867)	9.2	66 ± 5	12.6 ± 1.9 (57)	0.67
JP65-1	20	2.223 (577)	9.063 (2352)	8.331 (5867)	0	40 ± 5		0.53
JP65-2	29	1.693 (1056)	5.531 (3450)	8.524 (5867)	0	53 ± 5		0.52
JP65-4	28	1.515 (449)	3.617 (1072)	8.62 (5867)	5.1	71 ± 6	10.8 ± 2.5 (57)	0.53
JP68-3	24	1.202 (424)	4.236 (1494)	8.765 (5867)	78.8	48 ± 4	11.6 ± 2.6 (101)	0.33
JP68	27	1.552 (840)	3.388 (1834)	8.91 (5867)	0.6	80 ± 6	11.8 ± 2.5 (114)	0.31
JXXT270-01-02	27	1.49 (956)	3.099 (1988)	10.356 (5895)	2.1	100 ± 7	12.4 ± 2.2 (106)	0.29
JXXT270-02-04	30	1.391 (856)	2.63 (1618)	10.453 (5895)	0.6	106 ± 8	11.9 ± 1.8 (34)	0.30

注: 样品测试在中国科学院高能物理研究所完成。 N_s 为自发径迹数; N_i 为诱发径迹数; N_d 为标准径迹数; ρ_s 为自发径迹密度; ρ_i 为诱发径迹密度; ρ_d 为标准径迹密度; $P(\chi^2)$ 为 χ^2 概率; L 为主要径迹长度。

Note: Samples was tested in Institute of High Energy Physics Chinese Academy of Sciences. N_s —number of spontaneous tracks; N_i —number of induced tracks; N_d —number of standard tracks; ρ_s —the density of spontaneous tracks; ρ_i —the density of induced tracks; ρ_d —the density of standard tracks; $P(\chi^2)$ —Chi-square probability; L —mean track lengths.

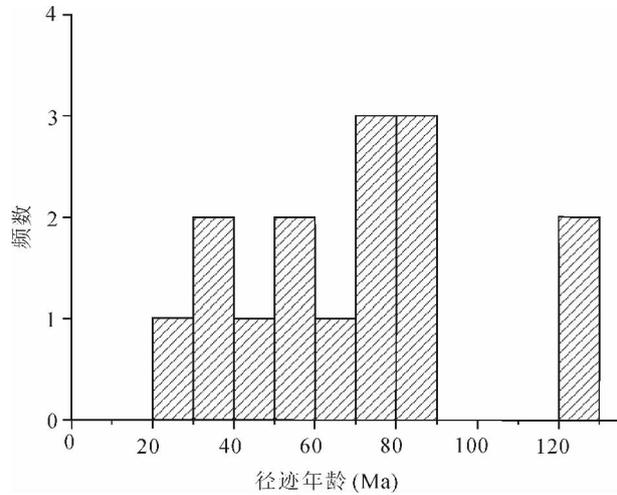


图 2 夹皮沟金矿磷灰石裂变径迹年龄分布直方图

Fig. 2 The distribution histogram of apatite fission track ages of the Jiapigou gold deposit

~90 Ma)。辉发河断裂带在早侏罗世出现火山喷发,而花岗岩的形成主要集中于中、晚侏罗世(160~135 Ma)。燕山运动晚期早白垩世差异升降活动,使研究区受挤压隆起,形成地势较高的褶皱山带。新生代喜马拉雅期区内主要为差异升降活动,形成断块和盆岭构造,伴有基性玄武岩喷溢活动。据此,热历史反演中,将模拟起点设置为 160 Ma,模拟过程中将 160~90 Ma 和 23~0.78 Ma 视为抬升去顶活跃期,在 90Ma 和 23 Ma 两个时间节点处对反演条件进行了限制,模拟结果如图 6。K—S(柯尔

莫哥洛夫—斯米尔诺夫检验)值和 GOF (拟合优度)值均大于 0.5 时,一般认为模拟结果较好。本次模拟中,每个样品均取得了较好的模拟效果。热历史转折时间在图 6 中使用虚线标出。

依据地质热演化模拟图,区内热演化历史具有三阶段模式:① 160 Ma 至 85 ± 10 Ma,温度相对较高,处于磷灰石裂变径迹退火带底部温度,主体温度高于 110°C ,但温度变化较大,存在快速冷却事件,在该阶段隆升和剥露的幅度较大;② 约 85 ± 10 Ma 至 28 ± 2 Ma,温度几乎持平,冷却十分缓慢,隆升和剥露均不明显。③ 28 ± 2 Ma 至 0 Ma,期间再次出现快速降温事件,冷却速率较快,由退火带温度降至现在的地表温度(平均 20°C),区内再次发生快速隆升和剥露作用。

样品的热历史模拟结果应与所在地区的岩浆及构造地质背景相一致(袁万明等,2007),6 个样品虽然分布位置及岩性有所差异,但在图 6 中,热历史模拟图有着明显的“三段式”共同特征,这恰好反映了该地区的热历史:

第一阶段为 160 Ma 至 85 ± 10 Ma,期间出现大幅度隆升剥露,时间上与燕山运动重合。早燕山期(208~135Ma)期间,伊佐奈歧板块俯冲到东亚大陆之下,使东亚边缘地区形成了地势较高的褶皱山带,地形高峻(万天丰等,2002)。进入晚燕山期(也称之为四川期)(135~52Ma)后,我国东部构造线方向发生普遍转向,在大约 125Ma 时,太平洋板块的漂移方向发生了重大转折,顺时针偏转了 80° ,改为

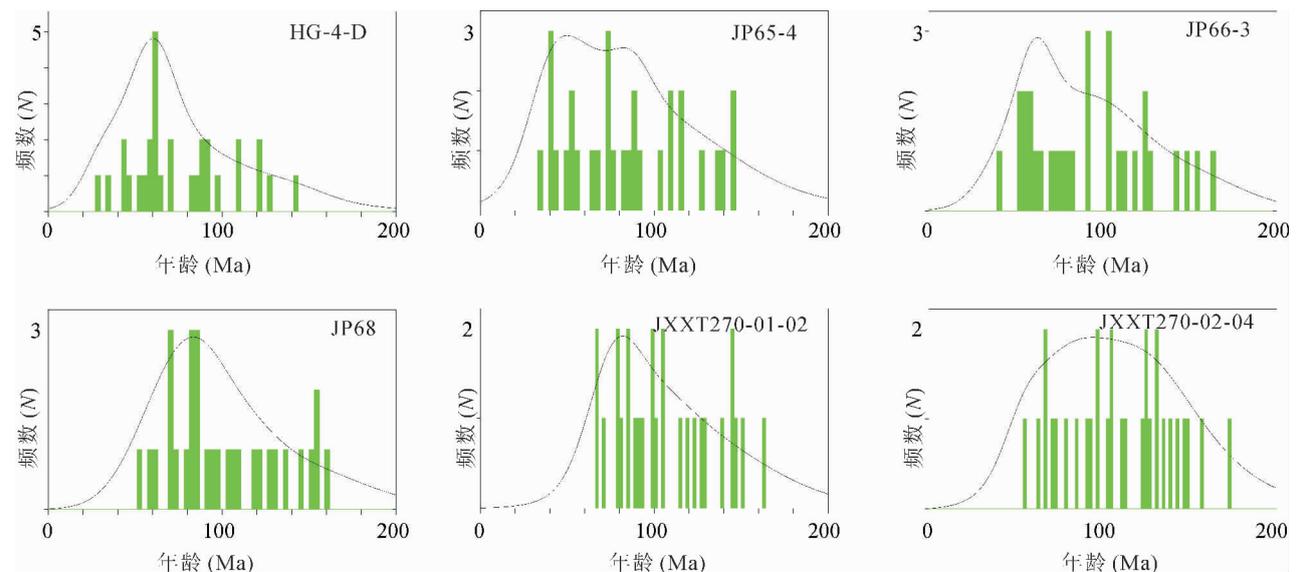


图 3 夹皮沟金矿磷灰石样品裂变径迹单颗粒年龄频率曲线及其年龄直方图

Fig. 3 Histograms and frequency curves of apatite single grain ages of Jiapigou gold deposit

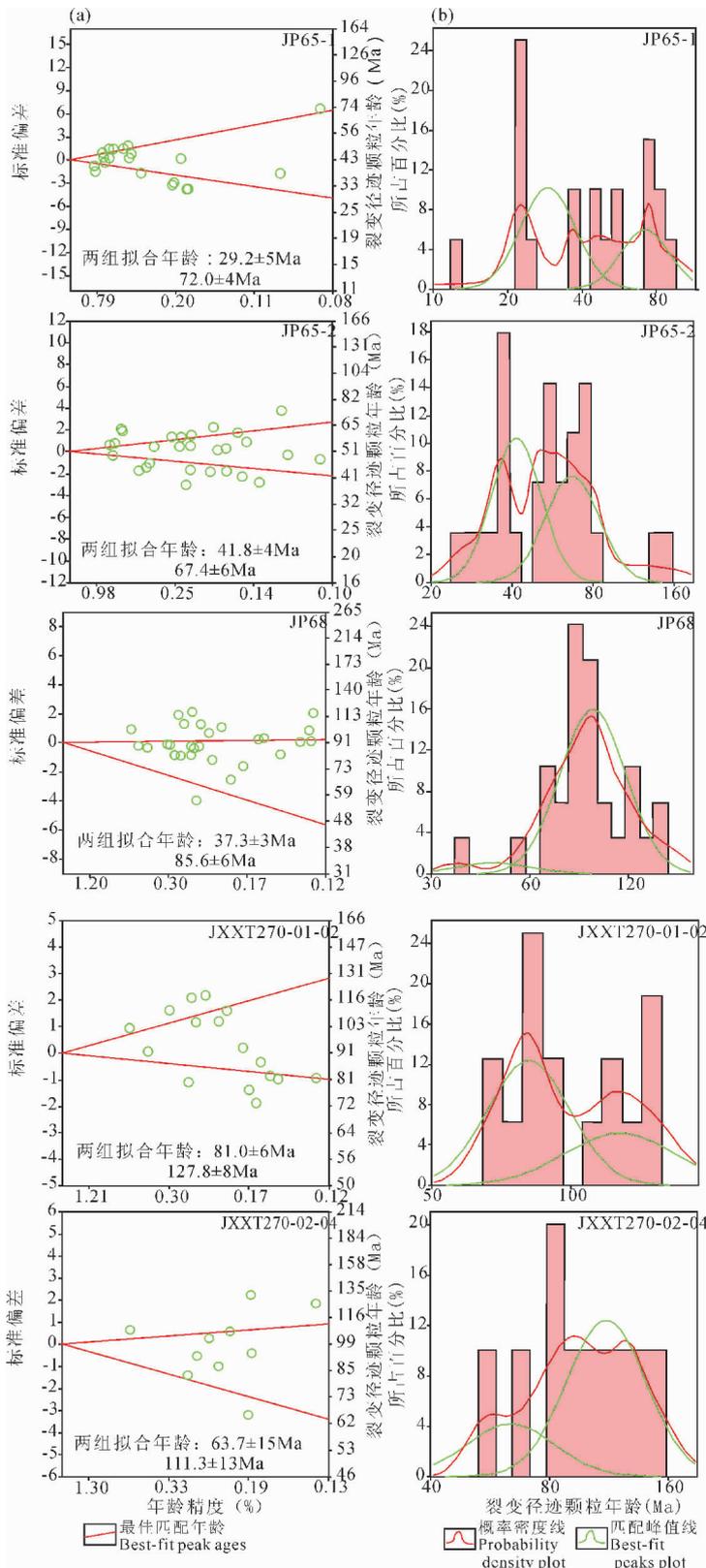


图4 夹皮沟金矿 χ^2 检验值小于5%的磷灰石样品裂变径迹年龄分组 (a) 雷达图解; (b) 概率密度图

Fig. 4 Radial plots and probability density plots of AFT ages which failed the χ^2 test in Jiapiogou gold deposit (a) Radial plots; (b) Probability density plots

了沿 NW 向俯冲,并一直持续到大约 100 Ma (孙卫东等,2008;),研究区 NE 向辉发河断裂受到 NW 向俯冲作用力的挤压,形成 NE—NNE 向褶皱、逆断层带,造成该区地势隆升。区内相关的古地磁证据也支持此推断,从之后的白垩纪到第四纪古地磁方位变化较小,以现代比较接近。研究区强烈的隆升伴随剥蚀作用,在热历史反演图中表现为样品较高的冷却速率。

第二阶段为 $85 \pm 10 \sim 28 \pm 2$ Ma,为热历史平稳期,区内未发生明显隆升与剥露事件,时间上历经了晚燕山期和始新世—渐新世构造期(华北构造期)。研究区在经过长时期的地形侵蚀夷平作用后,在晚燕山期晚期剥露作用持续减弱,剥露量微乎其微,形成了一系列拆离构造和盆岭相间的地形。该阶段中国东部开始形成断陷盆地的,如松辽、渤海—华北、苏北—南黄海和江汉等盆地(万天丰,1993),前一阶段的隆升结束。而进入始新世—渐新世构造阶段($52 \sim 23.3$ Ma)后,东亚大陆东部遭受到太平洋板块比较强烈的向西俯冲、挤压,主要发生水平方向上的挤压拉伸构造变形,热历史平稳,垂向隆升和剥露较小(万天丰,1993)。

第三阶段为 28 ± 2 Ma 至今,为又一次隆升剥露期,时间上与喜马拉雅期和新构造期重合。喜马拉雅期以来,印度板块与亚洲大陆碰撞、挤压,中国东部在周边板块普遍向北运移、挤压的作用下,南北向的断裂带普遍出现张裂作用,沿断裂喷出玄武岩浆,形成了中国的大型地形台阶(万天丰,1993),研究区在此影响下发生快速隆升,但幅度与第一阶段相比较小。

4 剥露速率与剥露深度

裂变径迹数据具有一定地层学意义,可以用来指示研究区域的盖层平均剥露状况,即剥露(Denudation)厚度,此值是以地表为参考系用来表示地层剥露厚度的量,用 D 表示。冷却速率是讨论地质热历史过程的一个重要数值,与地体隆升与剥露密切相关。

依据公式(Zeitler et al., 1982; Wagner et al., 1992)

$$C_r = (\theta_m - \theta_{surf}) / t_m \quad (1)$$

式中 θ_m 为矿物裂变径迹封闭温度($^{\circ}\text{C}$), θ_{surf} 为现今地表温度($^{\circ}\text{C}$), t_m 为样品的裂变径迹年龄(Ma)。磷灰石裂变径迹的封闭温度为 110°C , 现今地表温度平均为 20°C , t_m 即为本文分析样品的磷灰石裂变径迹年龄。如此, 运用公式计算, 样品 HG-4-D, JP65-1, JP65-2, JP65-4, JP68-3, JP68, JXXT270-01-02 和 JXXT270-02-04 的冷却速率分别为 $1.36^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, $2.25^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, $1.70^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, $1.27^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, $1.88^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, $1.13^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, $0.90^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ 和 $0.85^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ 。

冷却速率、剥露速率的定量计算直接与古地温梯度有关, 而不同构造区、不同地质时期的地温梯度并不同, 本文的 8 个样品中, 对中心年龄大于 66Ma 的 4 个样品, 本文取古地温梯度为 $46^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (付明希等, 2004) 进行计算, 而年龄较小的样品则取古近纪以来古地温梯度为 $35^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。将样品的冷却速率与地温梯度做商即可得出剥露速率, 经计算, 样品 HG-4-D, JP65-1, JP65-2, JP65-4, JP68-3, JP68, JXXT270-01-02 和 JXXT270-02-04 的剥露速率分别为 $0.04\text{mm}/\text{a}$, $0.06\text{mm}/\text{a}$, $0.05\text{mm}/\text{a}$, $0.03\text{mm}/\text{a}$, $0.05\text{mm}/\text{a}$, $0.02\text{mm}/\text{a}$, $0.02\text{mm}/\text{a}$ 和 $0.02\text{mm}/\text{a}$, 平均约为 $0.04\text{mm}/\text{a}$ 。此平均剥露速率反映了夹皮沟本区下戏台和立山两矿区自约 106Ma 以来的剥蚀状况, 平均剥露速率较低。

此外, 利用热历史反演图中的温度与年龄的冷

却曲线, 也可以较为直观地分析不同地质时期的剥露状况, 具体计算过程如下: 研究区 3 个阶段的热历史, 具有各自不同的冷却速率, 而三阶段的剥露厚度之和, 即可完整地反映夹皮沟地区自主成矿期 $170\sim 160\text{Ma}$ 以来, 所遭受的剥蚀状况。取第一、二、三阶段的剥露厚度分别为 D_1 、 D_2 和 D_3 , 冷却速率分别为 v_1 、 v_2 和 v_3 。

第一阶段中, 6 个样品在 160Ma 左右所处温度分布范围比较大, 根据热历史图无法确定样品在 160Ma 时的确切温度, 这样在定量计算时会引入较大误差。此外, 本阶段样品温度较高, 接近或超过磷灰石裂变径迹封闭温度, 因此热历史反演图对该阶段的热历史揭示较差。而针对这一阶段的冷却、剥露速率, 我们借助样品 JXXT270-02-04 的锆石裂变径迹年龄 $153 \pm 9\text{Ma}$ (锆石年龄资料待发表) 来定量计算, 锆石裂变径迹封闭温度为 $200 \pm 50^{\circ}\text{C}$, 计算时取平均值 200°C , 样品 JXXT270-02-04 磷灰石裂变径迹年龄为 $106 \pm 8\text{Ma}$, 磷灰石裂变径迹封闭温度取 110°C , 则在 $153\sim 106\text{Ma}$ 期间, 总计降温 90°C , 冷却速率为 $1.91^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, 同样取古地温梯度为 $46^{\circ}\text{C}/\text{km}$, 则剥露速率为 $0.04\text{mm}/\text{a}$ 。第一阶段 ($160\sim 85 \pm 10\text{Ma}$) 期间, 按剥露速率为 $0.04\text{mm}/\text{a}$ 计算, 该阶段剥露厚度 D_1 约为 $2.90 \pm 0.4\text{km}$

第二阶段中, 6 个样品热历史模拟图均显示相

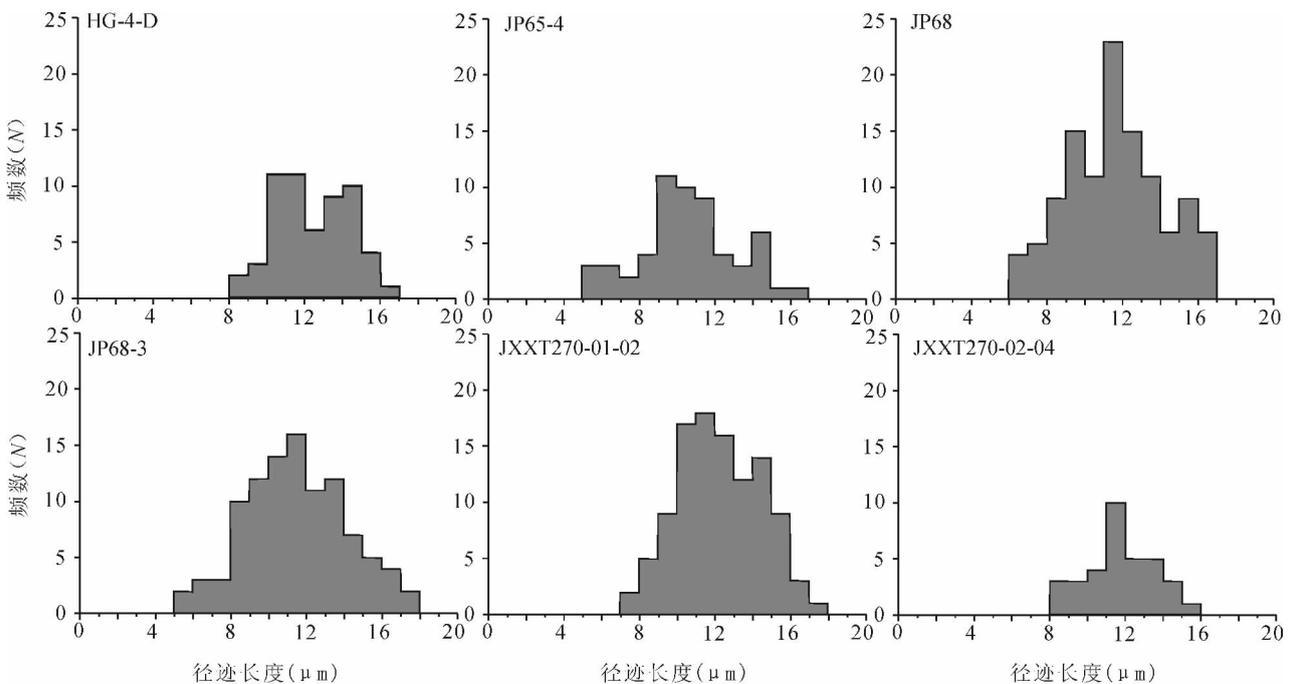


图 5 夹皮沟金矿磷灰石封闭径迹长度分布直方图

Fig. 5 Histograms of confined track length distribution for apatite samples of Jiapigou gold deposit

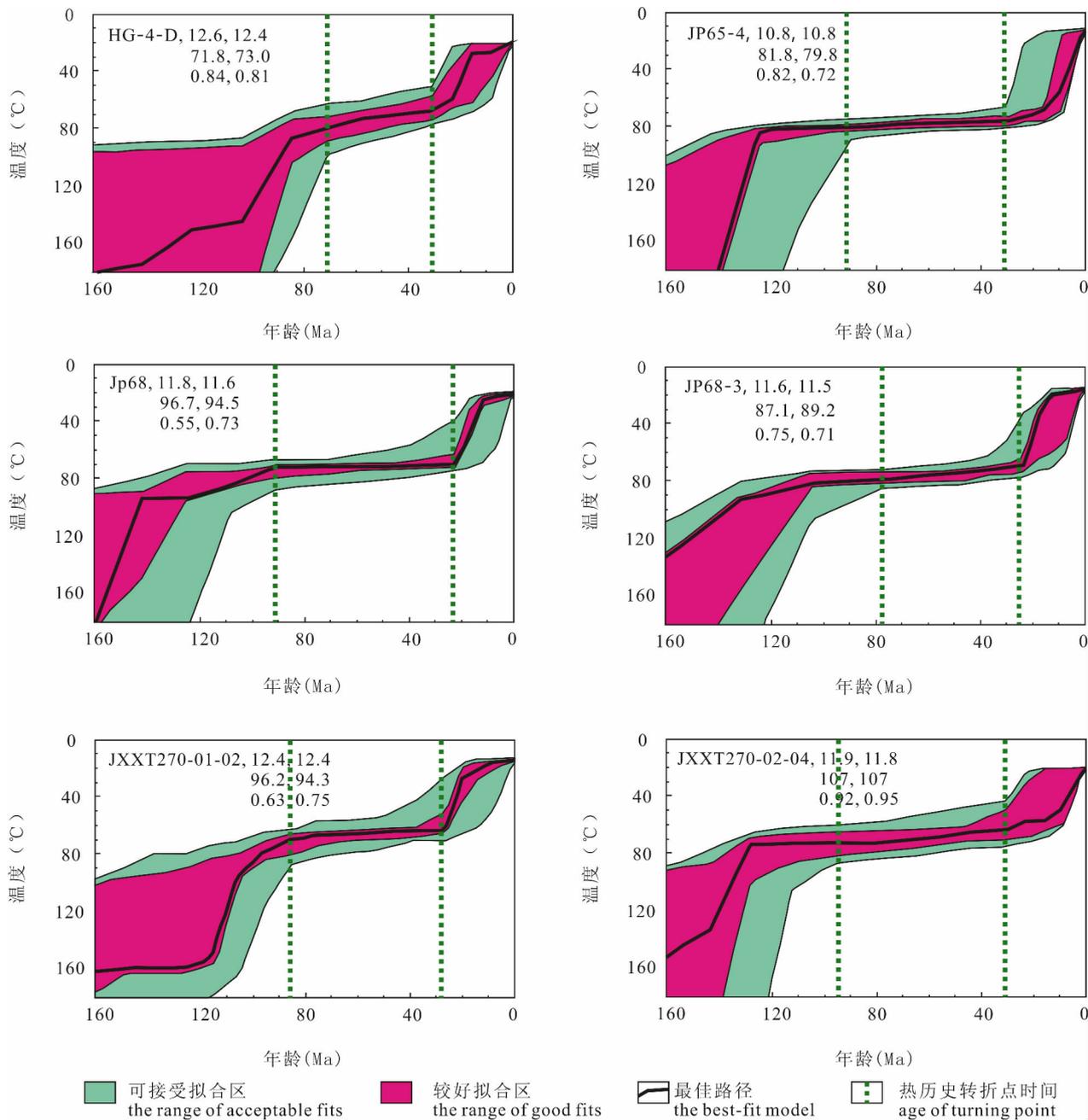


图6 夹皮沟本区地质热演化历史模拟结果

Fig. 6 Modeling results of thermal history in local district of Jiapigou gold deposit
 各图分别标有样品号、实测径迹长度、模拟径迹长度、实测 Pooled 年龄和模拟 Pooled 年龄，
 以及 K-S 检验和 GOF 年龄拟合参数
 Measured age, model track length, measured pooled age, model pooled age,
 and results of K-S test and GOF are listed in each plot

同特征,模拟热历史较为平坦,冷却速率(即热历史模拟图的斜率)几乎接近于0。综合考虑,本文视该阶段为没有发生快速冷却事件,忽略该阶段的剥露作用,将剥露厚度 D_2 及冷却速率 v_2 视为0。

第三阶段中,6个磷灰石热历史模拟图均在30

~25Ma 开始再次发生快速冷却事件。针对这样具有快速冷却特点的热历史,由下降的温度值除以时间,即可求出样品在该时间段内的冷却速率;用某时间段下降的温度值除以相应的古地温梯度,即可计算出改时间段的剥露厚度 D ,这种计算剥露厚度的

方法即为快速冷却法(Raab et al., 2002)计算地层剥露厚度,该方法对于较大冷却速率下剥露厚度的计算较为有效,其公式如下:

$$D = (\theta_B - \theta_0) / G \quad (2)$$

这里 D 即为地层剥露厚度(km), θ_B 为模拟古温度($^{\circ}\text{C}$)(在此为快速冷却事件起始点对应的温度,即为热历史转折处的温度), θ_0 代表快速冷却事件结束时的模拟古温度($^{\circ}\text{C}$), G 代表地温梯度($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)。热历史转折的时间点及对应的温度可在热历史图中得出。由于缺少夹皮沟地区确切古地温梯度值及热流值,本文暂取古近纪以来古地温梯度为 $35^{\circ}\text{C}/\text{km}$, 将冷却事件结束时间视为 0 Ma, 结束点温度视为地表温度,取值 20°C 。经计算,该阶段快速冷却事件后,夹皮沟本区的下戏台和立山矿区平均剥露厚 D_3 为 1.17km, 平均冷却速率 v_3 为 $1.50^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ 。具体结果列于表 3。

综上所述,研究区自 160 Ma 至今的总平均剥露厚度 D 为 $D = D_1 + D_2 + D_3 = 2.90 + 0 + 1.17 = 4.07$ km。

5 裂变径迹数据在矿产保存状况上的制约

根据研究区地质历史,自中生代成矿以来,夹皮沟金矿区主要受到太平洋板块向欧亚板块俯冲的影响,主要矿体均在辉发河断裂南东侧,受夹皮沟构造带控制,因此,推断中生代以来夹皮沟本区内各地体中赋存的矿床应经历类似的剥露过程。

下戏台矿区和立山矿区均位于夹皮沟本区内,两矿区相距约 1.2 km,具有相似的区域构造地质背景,二者均出露于新太古代 TTG 岩系,处于夹皮沟韧性剪切带上,第四系冲积层的边缘。有所不同的是,两个矿区分别处于 NW 向断裂的两盘,断裂切穿夹皮沟韧性剪切带,并被第四系覆盖(沈保丰等, 1998),该断裂发生过小规模左行平移,并造成两矿

区样品的热历史大体一致且有一定差异。

夹皮沟金矿的主成矿时代为 177 ~ 160 Ma,高于本文所测得磷灰石裂变径迹年龄 128 ~ 29 Ma,因此,磷灰石裂变径迹年龄反映的是成矿期后的区域构造-热演化历史,磷灰石裂变径迹封闭温度为 110°C 左右,记录了相应成矿事件的冷却年龄,即岩石冷却至封闭温度以来的年龄。

夹皮沟金矿区在主成矿期后在还发生多次矿化蚀变以及叠加成矿,磷灰石裂变径迹热历史模拟图的共性表明,160 ~ 85 ± 10 Ma 及 $28 \pm 2 \sim 0$ Ma 两阶段期间研究区经历了两次快速冷却事件,遭受到强烈剥露作用,剥露厚度较大,经过计算,两次快速冷却事件后研究区遭受的平均剥露厚度约分别为 2.90 km 和 1.17 km。而在 85 ± 10 Ma 至 28 ± 2 Ma 之间,研究区热历史平稳,冷却速率接近于 0,几乎没有遭受剥露。因此,可将三阶段总剥露厚度 4.07 km 视为自主成矿期以来,夹皮沟本区所遭受的总剥露厚度,并将各样品所在地体遭受的剥露厚度、高程及埋深列于表 4。

对于矿体保存来讲,矿体所在地体的剥露厚度对矿体保存却有着直接影响:若剥露厚度大于矿体原始埋深,则矿体会遭受不同程度的剥蚀,导致矿体减少或消失;若剥露厚度小于矿体埋深,则矿体尚未受到剥蚀,矿体保存完好。

磷灰石裂变径迹测试及模拟结果显示,下戏台矿区和立山矿区新生代期间的快速隆升事件开始时间大致相当,根据热历史模拟结果显示,两矿区新生代期间快速隆升事件均开始于 28 Ma 左右。与之相对,中生代晚期至新生代早期,两矿区均经历了较长时间的热历史平稳时期

此外,本文有关剥露厚度的计算结果显示,立山矿区的总剥露厚度(4.07km)与下戏台矿区(平均 4.07km)几乎相等,此结果在黄铁矿热电性方面的研究(张琦等, 2010)中得到印证,立山矿区剥蚀率

表 3 夹皮沟金矿第三阶段冷却速率及剥露厚度

Table 3 The cooling rates and thickness of denudation during the third stage of the Jiapigou gold deposit

样品号	起始点温度($^{\circ}\text{C}$)	结束点温度($^{\circ}\text{C}$)	时间跨度(Ma)	冷却速率($^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$)	剥露厚度(km)
HG-4-D	61 ± 8	20	29	1.41 ± 0.28	1.17 ± 0.23
JP65-4	72 ± 3	20	28	1.86 ± 0.11	1.49 ± 0.09
JP68	58 ± 9	20	23	1.65 ± 0.39	1.09 ± 0.26
JP68-3	63 ± 6	20	26	1.65 ± 0.23	1.23 ± 0.17
JXXT270-01-02	55 ± 8	20	29	1.21 ± 0.28	1.00 ± 0.23
JXXT270-02-04	56 ± 10	20	29	1.24 ± 0.35	1.03 ± 0.29
平均值	61	20	27	1.50	1.17

为 50.380% ~ 50.410% 几乎与下戏台矿区剥蚀率 50.260% ~ 50.305% 相等。说明下戏台和立山作为相邻的两个矿区,自中生代主要成矿事件以来,经历了相同的区域构造热历史。

结合本次实验项目中相应样品的流体包裹体实验数据,可以得出,下戏台矿区含石英脉流体包裹体 II 型均一温度为 352.8 ~ 429.8℃,盐度 4.2% ~ 10.7%, III 型均一温度为 218.2 ~ 317.2℃,盐度 4.2% ~ 10.8%,为 NaCl—H₂O—CO₂ 体系。下戏台矿体形成压力为 75 ~ 125 MPa,取岩石静压力 27 MPa/km 计算,可得出样品形成的深度分别为 2.8 ~ 4.63 km(邓军等^①)。

立山金矿含石英脉包裹体 II a 型均一温度多集中于 335 ~ 415℃ 之间,而 II b 型则主要集中于 315 ~ 415℃ 之间, III 型均一温度为 218.2 ~ 361.7℃,峰值温度 245 ~ 305℃。盐度 3.1% ~ 10.3%,亦为 NaCl—H₂O—CO₂ 体系,成矿深度约为 4.4 ~ 7.5 km(代军治等,2005)。

表 4 样品剥露厚度及位置信息

Table 4 The location and thickness of denudation for each sample

部位	总剥露厚度 D (km)	高程	埋深
HG-4-D	4.07	0.67	0.13
JP65-4	4.39	0.53	0.11
JP68	3.99	0.31	0.33
JP68-3	4.13	0.33	0.31
JXXT270-01-02	3.90	0.29	0.35
JXXT270-02-04	3.93	0.30	0.34

综合上文,立山矿区的剥露厚度及成矿深度均大于下戏台矿区。将成矿深度与剥露厚度做差,立山矿区二者差值为 0.33 ~ 3.43 km,下戏台矿区为 -1.27 ~ 0.56 km。立山矿区二者差值为正值,且较大,可知立山矿区矿体形成深度大于剥露厚度,矿体尚未遭受大规模剥露,在保存状态上较为理想,推断垂向矿化延伸接近 3 km,就目前立山矿体开采规模来看,向深部勘探的潜力较大;相比之下,下戏台矿体成矿深度与剥露厚度差值为 -0.72 ~ 1.11 km,出现负值,说明矿体已有部分遭受剥蚀,但仍有矿体保存于地表之下,矿体垂向延伸相对较小,深部找矿远景可能差于立山矿区,但是分析黄铁矿热电性以及地球化学成矿晕方面的数据均显示,目前出露矿体下部可能有第二富集段或侧列矿体,矿体在 270m 中段向下还有一定的延深。

6 结论

(1) 通过应用磷灰石裂变径迹技术,对吉林夹皮沟本区金矿成矿作用年代展开研究。8 个样品均得到磷灰石裂变径迹年龄,年龄结果可分为三组:第一组 128 ~ 111 Ma,第二组 86 ~ 64 Ma,第三组 48 ~ 29 Ma。

(2) 三组磷灰石裂变径迹年龄,从不同程度上揭示和印证了中生代以来,太平洋板块向欧亚板块俯冲,以及俯冲角度多次偏转,造成华北地台东部强烈的岩浆活动,并对辉发河断裂走滑产生影响,最终形成夹皮沟金矿区现在被断裂带围陷、韧性剪切构造带控矿的格局。

(3) 对 6 个样品进行了磷灰石地质热演化历史模拟,均取得了较好的模拟结果,并且 6 个模拟结果具有明显的共同特征:均在 160 ~ 85 ± 10 Ma 和 28 ± 2 ~ 0 Ma 期间发生了快速冷却事件,并且在 85 ± 10 ~ 28 ± 2 Ma 时处于热历史平稳期,期间温度无明显变化。

(4) 通过热历史模拟图及相应公式计算出 160 ~ 85 ± 10 Ma、85 ± 10 ~ 28 ± 2 Ma 及 28 ± 2 ~ 0 Ma 三阶段的平均冷却速率分别为 1.91℃/Ma、0 和 1.50℃/Ma,三阶段对应的平均剥露厚度分别为 2.90 km、0 和 1.17 km。

(5) 根据所求出的平均剥露厚度,立山矿区和下戏台矿区平均剥露厚度均为 4.07 km,并参考夹皮沟金矿区的成矿深度,立山 4.4 ~ 7.5 km,下戏台 2.8 ~ 4.63 km,立山矿区矿体尚未遭受大规模剥露,保存状态较为理想,向深部勘探的潜力较大;下戏台矿体已有部分遭受剥蚀,但下部仍有保存,对深部找矿远景预测可能差于立山矿区,但目前出露矿体下部可能有第二富集段或侧列矿体,矿体在 270m 中段向下还有一定的延深。

注 释 / Note

① 邓军,袁万明. 2010. 吉林省夹皮沟金矿带成矿规律与找矿预测. 北京:中国地质大学(北京).

参 考 文 献 / References

- 代军治,王可勇,程新民,杨言辰. 2005. 吉林夹皮沟立山金矿床流体包裹体特征及成矿温度. 地球学报,26(1):21~24.
- 邓军,孙忠实,杨立强,程玉明,林和平. 2000. 吉林夹皮沟金矿带构造地球化学特征分析. 高校地质学报,6(3):405~411.
- 邓军,孙忠实,王建平,杨立强,王庆飞. 2001. 动力系统转换与金成矿作用. 矿床地质,20(1):71~77.
- 付明希,胡圣标,汪集旻. 2004. 华北东部中生代热体制转换及其构造

- 意义. 中国科学(D辑),34(6):514~520.
- 李碧乐,陈广俊,宋宗维. 2004. 论吉林夹皮沟金矿成矿时代. 世界地质,23(4):354~359.
- 沈保丰,李俊健,毛德宝,李双保,刘志山,张万金,安春田. 1998. 吉林夹皮沟金矿地质与成矿预测. 北京:地质出版社,132~139.
- 宋友桂,千琳勃,李云. 2013. 白垩纪以来六盘山地区构造隆升的裂变径迹证据. 地质论评,59(21):102~105.
- 孙卫东,凌明星,汪方跃,丁兴,胡艳华,周继彬,杨晓勇. 2008. 太平洋板块俯冲与中国东部中生代地质事件. 矿物岩石地球化学通报,27(3):218~225.
- 孙忠实,邓军,翟裕生,冯本智. 2001. 吉林夹皮沟断裂带动力系统碰撞、叠加及金矿床形成. 地质与勘探,37(2):23~27.
- 孙忠实,邓军,翟裕生,冯本智,刘俊来. 2000. 大型金矿构造—成矿系统及幔—壳多层循环体成因模式——以吉林夹皮沟金矿床为例. 地质科学,35(3):267~276.
- 孙忠实,冯亚民. 1997. 吉林夹皮沟金矿床主成矿时代的确定及找矿方向. 地球学报,18(4):367~372.
- 万天丰. 1993. 中国东部中、新生代板内变形,构造应力场及其应用. 北京:地质出版社,1~103.
- 万天丰,朱鸿,赵磊,林建平,程捷,陈进. 1996. 郟庐断裂带的形成与演化:综述. 现代地质,10(2):159~168.
- 万天丰,朱鸿. 2002. 中国大陆及邻区中生代—新生代大地构造与环境变迁. 现代地质,16(2):107~120.
- 王彦斌. 1998. 高喜马拉雅地区聂拉木花岗岩快速抬升的裂变径迹证据. 地质论评,44(4):430~434.
- 袁万明,王世成,李胜荣,杨志强,王兰芬. 2002. 拉萨地块南缘热液金铜矿床成矿时代的裂变径迹研究. 自然科学进展,12(5):54~544.
- 袁万明,保增宽,董金泉,郭召杰,邓军. 2007. 新疆土屋—延东斑岩铜矿区成矿时代与构造活动的裂变径迹分析. 中国科学(D辑),37(10):1330~1337.
- 翟裕生,邓军,彭润民. 2000. 矿床变化与保存的研究内容和研究方法. 地球科学,25(4):340~345.
- 张珂,袁万明,王庆飞,刘向伟,马楠,赵凯. 2010. 吉林夹皮沟金矿带黄铁矿热电性及热爆裂特征. 现代地质,24(5):870~879.
- 张君,李长安,孙习林. 2013. 乌江流域中—新生代以来构造运动的碎屑磷灰石裂变径迹证据. 地质论评,59(3):537~543.
- 郑勇,余心起,王德恩,汪诚. 2009. 安徽绩溪伏岭岩体隆升时代的磷灰石裂变径迹证据. 地质论评,55(3):385~394.
- Brandon M T. 1992. Decomposition of fission-track grain-age distributions. American Journal of Science,292:535~535.
- Brandon M T. 1996. Probability density plot for fission-track grain-age samples. Radiation Measurements,26(5):663~676.
- Deng Jun, Wang Qingfei, Huang Dinghua, Wan Li, Yang Liqiang, Gao Bangfei. 2006. Transport network and flow mechanism of shallow ore-bearing magma in Tongling ore cluster area. Science in China Series (D),49(4):397~407.
- Deng Jun, Yang Liqiang, Gao Bangfei, Sun Zhongshi, Guo Chunying, Wang Qingfei, Wang Jianping. 2009. Fluid evolution and metallogenic dynamics during tectonic regime transition: example from the Jiapigou gold belt in Northeast China. Resource Geology,59(2):140~152.
- Deng Jun, Wang Qingfei, Wan Li, Liu Huan, Yang Liqiang, Zhang Jing. 2011. A multifractal analysis of mineralization characteristics of the Dayingezhuang disseminated-veinlet gold deposit in the Jiaodong gold province of China. Ore Geology Reviews,40(1):54~64.
- Galbraith R F. 1981. On statistical models for fission track counts. Journal of the International Association for Mathematical Geology,13(6):471~478.
- Gleadow A J W, Duddy I R, Green P F, Lovering J F. 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. Contributions to Mineralogy and Petrology,94(4):405~415.
- Green P F. 1986. On the thermo-tectonic evolution of northern England: evidence from fission track analysis. Geology,5:493~506.
- Hurfurd A J, Green P F. 1982. A users' guide to fission-track dating calibration. Earth Planet. Sci. Lett.,59:343~354.
- Ketcham R A, Donelick R A, Carlson W D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics; III. Extrapolation to geological time scales. American Mineralogist,84:1235~1255.
- Raab M J, Brown R W, Gallagher K, Carter A, Weber K. 2002. Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. Tectonophysics,349(1):75~92.
- Wagner G, Van den Haute P. 1992. Fission track dating. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers,1~275.
- Yuan Wanming, Yang Zhiqiang, Zhang Zhaochong, Deng Jun. 2011. The uplifting and denudation of main Huangshan Mountains, Anhui Province, China. Science China Earth Sciences,54(8):1168~1176.
- Zeitler P K, Tahirkheli R A K, Naeser C W, Johnson N M. 1982. Unroofing history of a suture zone in the Himalaya of Pakistan by means of fission-track annealing ages. Earth and Planetary Science Letters,57(1):227~240.

Denudation and Conservation History of Local District in Jiapigou Gold Deposit, Huadian County, Jilin Province —Evidence from Apatite Fission Track Thermochronology

FENG Yunlei, YUAN Wanming, HAO Nana, DUAN Hongwei, CHEN Xiaoning, CAO Jianhui
Science Research Institute, China University of Geosciences, Beijing, 100083

Abstract: The denudation history of the Jiapigou gold deposit is still unknown nowadays. Even though a large number of researches have been done in Jiapigou, the calculation of denudation in this area is relatively virgin territory. However, it is denudation that is able to significantly unveil the preservation of deposit. Fission track is able to provide the accurate thickness of denudation and uplift efficiently. This article discusses the denudation

history of local district in the Jiapigou gold deposit by means of apatite fission track (AFT) technique. The thermal history has been derived from the data of AFT. 8 AFT ages have been obtained, and are divided into 3 groups of 128 ~ 111Ma and 86 ~ 64Ma, as well as 48 ~ 29Ma. Meanwhile, three phases, such as 160 ~ (85 ± 10)Ma, (85 ± 10) ~ (28 ± 2)Ma and (28 ± 2) ~ 0Ma, can be received by analyzing thermal history of 6 samples. The main thickness of the section removed by denudation of each phase are 2.90km, 0, and 1.17km respectively, which predict that the gold deposit is still lying under earth's surface by comparing with the depth of mineralization.

Keywords: fission track thermochronology; thickness of denudation; thermal history; conservation of deposit

《地质学报》(英文版)征集“研究进展”的启事

为充分发挥《地质学报英文版》在 Wiley-Blackwell 网站有 5500 家电子版订户的有利条件 (<http://mc.manuscriptcentral.com/ags>), 全面提升我国地学科技工作者的国际影响力, 创造国内外同步研究、相互借鉴、共同发展的平台。本刊从 2015 年第一期开始, 增加“研究进展”一栏。希各位专家踊跃赐稿。

具体要求如下:

- (1) 凡是正在进行的科技部重大专项、国家基金项目、中国地调项目、地质行业各部门设立的项目均在发表之列。
- (2) 提供的稿件需中英文对照, 字数限定在 1500 汉字, 英文正式版面一页之内, 在本页内可包含一个图件(黑白、彩色均可)。
- (3) 英文文字需自请外国专家或英文很好的专家润色把关, 并提供证明。

(4) 对有 2 名专家推荐的“研究进展”优先发表。

- (5) 参考文献总数 9 个以下(最好源自 SCI 刊物)。
- (6) 按照财务规定, 需收取与学术论文同样标准的版面费。
- (7) 格式如下: 文章题目; 作者; 作者单位; 正文(可包含一张图); 参考文献(0~9 个); 第一作者的 Email。文前注明“研究进展”四字。至此, 本刊共设有“原创论文”、“研究综述”、“新闻与亮点”、“研究进展”四个栏目, 希望大家据此情况踊跃投稿。网站: <http://www.geojournals.cn/dzxben/ch/index.aspx>; 联系电话: 010-68999024; 010-68312410, haoziguo@126.com(信箱有问必答)。

《地质学报》(英文版)编辑部
Acta Geologica Sinica (English Edition)

2014 年 12 月 19 日