

甘肃野牛滩岩体形成的物理化学环境及隆起-冷却史

李惠萍¹, 邹治平²

(1. 中国冶金地质总局西北局冶金五队, 甘肃 酒泉 735000;

2. 甘肃省地质矿产勘查开发局第四地质矿产勘查院, 甘肃 酒泉 735000)

摘要: 利用 X 光衍射、稳定同位素等多种手段研究, 认为野牛滩岩体形成温度不高于 600℃, 岩体形成深度为 4~5 km, 相当于大陆地壳上部壳层的下部。岩体形成时岩浆水与大气降水交换不充分, 而且处于较低氧逸度环境。矿物包裹体成分说明岩浆水对成矿不利。多种测年资料证实野牛滩岩体形成于奥陶纪末, 岩体形成后野牛滩地区隆起不高, 因此其近侧的塔尔沟钨矿剥蚀不深。

关键词: 野牛滩岩体; 物理化学环境; 隆起冷却; 甘肃

中图分类号: P58 **文献标识码:** A **文章编号:** 1009-6248(2013)03-0148-08

The Physicochemical Environment and Uplift-Cooling History of Yeniutan Granodiorite, Subei County, Gansu Province

LI Hui-ping¹, ZOU Zhi-ping²

(1. Northwest Branch No. 5 of China Metallurgy Geological Bureau, Jiuquan 735000, China

2. No. 4 Geology and Mineral Exploration Team, Gansu Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Jiuquan 735000, China)

Abstract: With the application of X-ray diffraction and stable isotope, this paper concludes that Yeniutan granodiorite was formed at a temperature no more than 600℃ and a depth about 4 km-5 km underground, which is near the bottom of earth's upper crust. During the formation, the exchange between magmatic water and atmospheric precipitation is insufficient, and the oxygen fugacity is low. Inclusion composition indicates that the magmatic water is negative to the mineralization. A variety of the dating data on Yeniutan granodiorite confirm that the rock mass was formed in late Ordovician. After the formation, the uplift of Yeniutan region is not so high, thus the denunciation of the nearby Ta'ergou tungsten deposit is not deep.

Key words: Yeniutan granodiorite; physicochemical environment; uplift-cooling; Gansu province

甘肃野牛滩岩体南北两侧有塔尔沟钨矿、石洞沟银铅矿、清河铁矿、刃岗沟铁矿、柳口峡铁矿等。不同学者(赵光仁等, 1976; 甘肃省地矿局第四地质队, 1973; 邹治平等, 1988; 毛景文等, 1973;

孙永君, 2008; 李大民等, 2010) 从不同侧面对岩体特征及其同塔尔沟钨矿等矿床的关系、岩体形成同板块构造的关系等提出了自己的认识。一些学者认为塔尔沟钨矿的成因同野牛滩岩体岩浆期后热液

收稿日期: 2013-05-14; **修回日期:** 2013-06-07

基金项目: 甘肃省地矿局酒泉地质矿产调查队“地矿部典型矿床研究”(有色金属矿床 No. 40)

作者简介: 李惠萍 (1975-), 女, 工程师, 现从事资源勘查与工程地质勘察工作。E-mail: 780683 199@qq.com

作用有关。因此，研究野牛滩岩体形成的物理化学环境、成岩深度及成岩后地壳的隆起速度等显得很有必要。

1 野牛滩岩体的构造位置及岩体地质概况

1.1 岩体的构造位置

野牛滩岩体侵位于太古宇一下元古界北大河群和奥陶系（图 1）。20 世纪 80 年代末，邹治平等（1988）将其置于中、北祁连的分界，认为它是北祁连向中祁连俯冲的产物。近期张新虎等（2007）将野牛滩岩体一带置于北祁连南缘。毛景文等（2000）据测年资料（邹治平等，1988）中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值（0.715 4），认为其为碰撞前的产物。

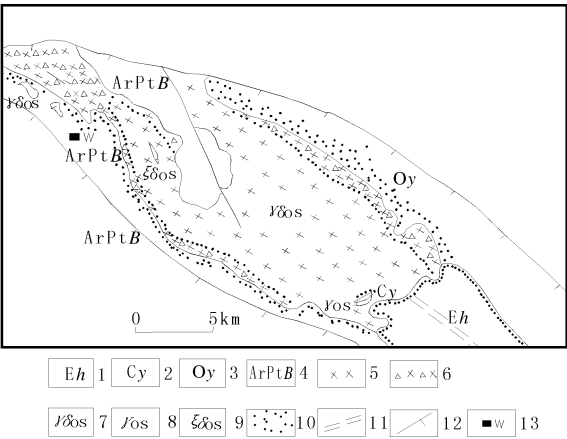


图 1 甘肃肃北野牛滩岩体地质图
(据邹治平等修改)

Fig. 1 Geological map of the Yenituan granodiorite intrusion in Subei County, Gansu Province
(Modified from Zou Zhiping et al.)

1. 火烧沟组；2. 羊虎沟组；3. 阴沟群；4. 北大河群；
5. 岩基过渡相；6. 岩基边缘相；7. 花岗岩；8. 花岗岩；9. 正长闪长岩；10. 热变质岩；11. 推断隐深断裂；12. 断层；13. 塔尔沟钨矿

1.2 岩体地质概况

野牛滩岩体呈北西—南东向，出露长 33 km，最大出露宽 10 km，最窄处不足 2 km，面积约 220 km²；岩体出露最高海拔 4 236 m，最低 2 880 m。岩体中有大量北大河群变质岩捕虏体，最大的位于

岩体北西部，约 0.5~3.0 km，常见宽数米至数十米乃至百米以上，捕虏体岩层产状同围岩的北大河群大致相同。

岩体南部同北大河群岩层侵入接触面南倾，倾角陡。外接触带常见红柱石、堇青石等接触变质矿物；内接触带岩石暗色矿物增多，局部地段矿物粒度变细。岩体仅出露过渡相和边缘相，主要岩石类型为（似斑状）花岗闪长岩，其次为（似斑状）石英二长岩和（似斑状）花岗岩等，诸岩石类型呈过渡关系。主要脉岩为中细粒花岗岩脉、正长闪长岩脉和少量基性岩脉、石英脉等，其走向同岩体一致或近一致者为多。

岩体中各岩石均为中粗粒花岗结构，多为似斑状构造。斜长石多为他形-半自形板状、粒状，有序度为 66~81，条纹细而密；微斜长石常呈斑晶，斑晶走向大致同岩体走向一致，有序度为 0.86~0.92。

2 岩体形成的物理化学环境

2.1 岩体成岩温度

2.1.1 钾长石衍射

钾长石 X 光衍射角（12 个样品， $2\theta_{204} = 41.72^\circ \sim 41.81^\circ$ ， $2\theta_{201} = 20.99^\circ \sim 21.08^\circ$ ）投于赖特三衍射图的上，除一个样品外，均集中于低钠长石-最大微斜长石线附近（图 2），可以定性地解释野牛滩岩体形成的温度偏低（苗春省，1983），形成深度比较浅。

2.1.2 斜长石地质温度计

利用 10 个斜长石 X 衍射法测得的衍射角（ $2\theta_{131} = 37.39^\circ \sim 37.48^\circ$ ， $2\theta_{131} = 29.65^\circ \sim 29.75^\circ$ ）（斜长石成分 $An = 31 \sim 35$ ）投入 J. R. Smith（1972）（苗春省，1983）成分-温度-衍射角关系图上（图 3），求解出斜长石为低温斜长石，形成温度约为 550~600℃。

2.1.3 石英-黑云母氧同位素计温

利用石英、黑云母氧同位素资料（表 1），代入 Batchelder 1979（张理刚，1985）矿物对计温方程，求得其形成温度为 534℃。

应用不同方法求得岩体形成温度基本一致，H. G. F. Winkler（王方正，1979）通过实验认为，花岗岩类岩石中碱性长石、石英和斜长石的共结温

$\lg fO_2$ ，按岩体形成温度大致为 600℃（绝对温度为 873.13°），查出该温度下磁铁矿和赤铁矿的标准生成自由能（ $\Delta G^\circ 873.15^\circ$ ）值，代入范特赫夫方程（周珣若等，1983），计算出岩体形成时的氧逸度为 $\lg fO_2 \approx 10 \sim 14.73 \text{ atm}$ 。

2.2.3 黑云母成分估算氧逸度

据 Bailey (1977) 实验研究，无论花岗岩类岩石中氟的含量高（石英结晶早于黑云母）或低（黑云母结晶早于石英），石英和黑云母结晶温度的差值不大于 17℃（李石，1984）；长石和石英的共结温度仅 10℃ 之差（H. G. F. Winkle 等，1983）。由此，利用黑云母化学成分对岩体氧逸度估算是可行的。按 Wones 等（1965）提供的黑云母 $Fe/(Fe + Mg)$ ($Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+}$) 的 $\lg fO_2$ -T 图解（周珣若等，1983）求得野牛滩岩体形成时氧逸度 $\lg fO_2 \approx 10^{-14} \text{ atm}$ （表 2、图 5）。

表 2 黑云母化学成分表

Tab. 2 Chemical composition of biotite

黑云母 寄主岩 石名称	TiO ₂ (%)	含铁 指数	铁氧化 系数	碱度	含铝 指数	含钛 指数	含锰 指数	全岩 TiO ₂ (%)
石英 二长岩	2.51	56	13.99	0.64	0.20	0.05	0.008	0.78
花岗 闪长岩	2.25	56	13.37	0.64	0.21	0.05	0.011	0.74

注：含铁指数 $Fe/(Fe + Mg) \times 100\%$ ；铁氧化系数 $(Fe^{3+} \times 100) / (Fe^{3+} + Fe^{2+})$ ；碱度 $(Na + K + Ca) / Al$ ；含铝指数 $Al / (Al + Fe + Mg + Mn + Ti + Si)$ ；含钛指数 $Ti / (Ti + Fe + Mg + Mn)$ ；含锰指数 $Mn / (Mn + Ti + Fe + Mg)$ 。

几种方法估测的野牛滩岩体形成时的氧逸度十分一致。野牛滩岩体形成于一个氧逸度中偏低的环境下，岩体中钛铁矿和磁铁矿的共生也证明这一结论。因高氧逸度环境时，钛优先进入磁铁矿的晶格中，难以形成钛铁矿（周珣若等，1983）。

2.3 岩体的侵位深度

黑云母化学成分之水逸度、岩体侵位深度。
(1) 黑云母成分解析。按照西玛诺娃的方法（1981），对岩体中 2 个黑云母组合样处理后（表 2），表明野牛滩岩体同（俄罗斯）中亚东卡拉玛祖尔花岗岩的黑云母化学成分具广泛的一致性，类推野牛滩岩体为中深-中浅环境中成岩。

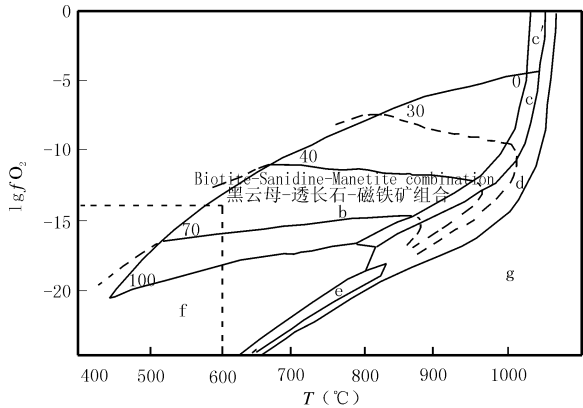


图 5 黑云母 $\lg fO_2$ -T 图解

（依 Wones 和 Eugster, 1965）

Fig. 5 The $\lg fO_2$ -T Diagram of biotite

（After Wones and Eugster, 1965）

0、30、40、70、100 线为黑云母 $Fe/(Fe + Mg)$ 值，
 $Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+}$ （以进入八面体晶格的原子数为度）

(2) 利用水逸度计算岩体侵位深度。Wones 和 Eugster (1965) 在溶液理论的基础上推导出下列计算水逸度的经验方程（周珣若等，1983）。

$$\lg fH_2O = \{3428 - 4212(1 - X)^2\} / T + \lg X + 1/2 \lg fO_2 + 8.03 - \lg aKAlSi_3O_8 - \lg aFe_3O_4 (\pm 0.2)$$

式中： $\lg fH_2O$ ——水逸度；

$\lg fO_2$ ——氧逸度；

$aKAlSi_3O_8$ —— $KAlSi_3O_8$ 活度；

aFe_3O_4 —— Fe_3O_4 活度；

X——羟铁云母($KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$) 的克分子数；

T——绝对温度。

野牛滩岩体 2 个黑云母组合样化学成分计算的 X 值分别为 0.48 和 0.46，氧逸度求数分别为 $\lg fO_2 = 10^{-14}$ 和 $\lg fO_2 = 10^{-14.7}$ （2.2.2 和 2.2.3），均值为 $10^{-14.35}$ ，形成温度为 600℃（ $K = 873.13^\circ$ ）。设 Fe_3O_4 和 $KAlSi_3O_8$ 系统纯相，活度为 1，将上列数据代入经验方程，求得 2 个黑云母组合样的水逸度分别为 3.19 和 3.1，或表示为 1 519b 和 1 234b。以 1 kb $\approx$ 3.3 km，则 2 个黑云母组合样成分分别求得深度值为 5.01 km 和 4.07 km。

上述深度值可用岩体全岩成分分析值的平均原子量（20.58~21.44，均值 21.16， $n = 29$ ）佐证，该值接近大陆壳上部壳层的下部和下部壳层的平均原子量（ 21.00 ± 0.15 ）。

(3) 地质及微观表征。①岩体中钾长石条纹细而密，均为高有序度结构状态，说明有较长时间调整铝硅替代的客观环境。斜长石环带构造不发育，成分递变现象不明显，说明跳跃式阶段降温不显著。②外接触带热变质晕较宽，部分地段可见岩体边缘粒度变细现象，说明其形成时温度的调整经过了一定时长。③岩体内部围岩捕虏体多呈椭圆形，岩体机械侵入作用不明显，同化围

岩作用强烈。岩浆具有较长时间吞蚀围岩的条件。

综合上述，野牛滩岩体的侵位深度大致为 4~5 km。

2.4 岩浆水成分及稳定同位素

2.4.1 岩浆水成分

因钾长石、斜长石和石英处于同一共结体中，以石英包裹体气液成分代替岩浆水（表 3）。

表 3 野牛滩岩体石英包裹体成分表
Tab. 3 Composition of quartz inclusions

气相 (×10 ⁻³)							液相 (×10 ⁻³)											pH
H ₂	O ₂	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂	H ₂ O	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	Mg ²⁺	Pb ²⁺	Cu ²⁺	Zn ²⁺	SO ₄ ²⁻		
0.00036	—	0.0032	痕	0.0012	0.0014	0.8	0.030	0.038	0.036	0.0060	0.020	0.003	<0.04	0.04	<0.3	<10		
×10 ⁻⁶																		
0.072		0.064		0.24	2.8	160.00	6.00	7.60	7.20	1.20	4.00	0.60						
%																		
0.04	0.34		0.13	1.47	84.05	3.15	3.99	3.78	0.63	2.1	0.32							6.02
比 值																		
重量比							离子比											
CO ₂ /CH ₄	F/Cl						K ⁺ /Na ⁺	Ca ²⁺ /Mg ²⁺	(K ⁺ +Na ⁺)/(Ca ²⁺ +Mg ²⁺)									
11.67	0.30						0.46	7.26	2.37									

由表 3 可知，岩浆水的气相总量为 163.752×10⁻⁶，液相近于 26.6×10⁻⁶，气液比约 6：1，水占 84.05%；成分中含微量甲烷和氢，同一般花岗岩类岩石一致（何知礼，1982）。由于可形成盐类的正负离子总量低，不可能形成高盐度岩浆水，影响携带金属离子的能力。pH 值测定为 6.02，呈弱酸性，低于文献中所有花岗岩类石英包裹体值（何知礼，1982）。包裹体中若干成分含量和比值低于岩石成分元素含量和比值，F 和 Cl 是岩浆结晶早期优先进入角闪石、黑云母中引起的。F 和 Cl 这些重要的成矿流体成分低于岩石值，对于成矿不是有利的信息。

2.4.2 稳定同位素

(1) 氧同位素组成。氧同位素组成见表 1。

鉴于 δ¹⁸O_{Qz}>δ¹⁸O_{Bi}，可以判定岩体中氧同位素分馏达到或接近平衡（丁悌平，1980；张理刚，1985）。利用 Batchelder 的石英-黑云母分馏方程（张理刚，1985），计算成岩温度为 534℃，同其他方法所得温度十分接近。按 Matthews 提供的石英-水氧同位素分馏同温度关系的函数式（张理刚 1985），计算岩浆水氧同位素 δ¹⁸O_{H₂O}=+8.52‰

野牛滩岩体氧同位素组成中重氧已超出正常的

花岗岩范畴，按 Taylor（丁悌平，1980）的划分，应为 δ¹⁸O 最高值花岗岩。据丁悌平引用 Eostein 和 Oneil 的资料（丁悌平，1980 和 B. N. 彼得洛夫，1974），该类型岩体是由沉积岩变化来的。

研究证实，斜长石（An≈30）δ¹⁸O 值可以代替大气降水同岩石交换平衡系统中岩石的 δ¹⁸O 值，用石英-斜长石和斜长石-黑云母氧同位素分馏方程（张理刚，1985），计算的斜长石 δ¹⁸O 值分别为 +8.49‰和+9.11‰，平均值为+8.8‰。然后以斜长石-水的氧同位素分馏系数同温度的关系式（张理刚，1985）计算，再平衡岩浆水 δ¹⁸O_{H₂O}=+8.07‰，对比斜长石 δ¹⁸O（+8.8‰），说明岩体在其形成的地质历史时期同大气降水的氧同位素交换规模不大。

(2) 硫同位素组成。岩基和岩枝两个组合样中黄铁矿硫同位素组成（表 4）同 I 型/S 型花岗岩系

表 4 野牛滩岩体硫同位素组成表
Tab. 4 Composition of Sulfur isotope

项目	位置	测定矿物	δ ³⁴ S‰ (CDT)
XDZ101	岩基组合样	PY 黄铁矿	5.98
104	岩枝组合样		11.69

列对比（张理刚，1985），野牛滩岩体更接近 S 型花岗岩类，同氧同位素研究结论一致。

3 野牛滩岩体地质年代

3.1 岩体成岩年代

3.1.1 各种单矿物测年结果

对野牛滩岩体单矿物长石、云母、锆石进行

K-Ar 法、Rb-Sr 法、裂变径迹法测年（表 5、表 6）。各种矿物及不同方法年龄值不完全一致，同样品采自不同标高有关（中国科学院贵阳地球化学研究所同位素地质研究室，1982）。

3.1.2 Rb-Sr 全岩-单矿物等时线

Rb-Sr 全岩-单矿物等时线年龄值为 441.97 Ma（表 7， $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初=0.7154， $\gamma=0.999\ 8$ ）。同岩体围岩 Rb-Sr 全岩-单矿物等时线年龄值 444.21 Ma

表 5 侵入岩中锆石裂变径迹年龄表

Tab. 5 The zircon fission track dating of intrusive rock

采样位置	寄主岩石	海拔 (m)	中子积分通量 ($\times 10^6/\text{cm}^2$)	自发裂变径迹数(条)	自发裂变径迹密度 ρ_s (条/ cm^2)	诱发裂变径迹数(条)	诱发裂变径迹密度 (条/ cm^2)	裂变径迹年龄 (Ma)
野牛滩	似斑状二长闪长岩	3 470	7.93	280	1.994×10^7	3 890	27.706×10^7	329.03 ± 37.12
野牛滩	似斑状花岗闪长岩	3 410	7.93	250	1.7806×10^7	3 561	25.363×10^7	321.11 ± 36.84
野牛滩	似斑状花岗闪长岩	3 950	7.93	230	1.638×10^7	3 564	$25.384\ 6 \times 10^7$	294.43 ± 35.10
野牛滩	似斑状花岗闪长岩	3 950	7.93	317	$2.257\ 8 \times 10^7$	4 875	$34.722\ 2 \times 10^7$	297.96 ± 35.47

表 6 侵入岩中矿物测年结果表

Tab. 6 The mineral dating results of intrusive rock

测定对象	标高 (m)	测年方法	K (%)	^{40}K ($\times 10^{-6}$)	^{40}Ar ($\times 10^{-6}$)	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	计年结果
黑云母	3 140	K-Ar	6.10	7.442 0	0.170 08	0.002 9	355.7Ma
黑云母	3 200	K-Ar	6.74	8.222 8	0.157 2	0.018 6	293.8 Ma
测定对象	标高 (m)	测年方法	^{87}Rb ($\times 10^{-6}$)	^{64}Sr ($\times 10^{-6}$)	$^{87}\text{Rb}/^{64}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{64}\text{Sr}$	计年结果
黑云母	3 140	Rb-Sr	1.556 0	0.016 521	94.183	1.302 8	445.9Ma

($\gamma=0.999\ 5$) 对比，后者视为野牛滩一带的热事件年龄。研究这 2 个数据后，将野牛滩岩体形成的年龄定为 442~444 Ma，即古浪运动期（赵风游，1981）。

3.2 野牛滩一带地壳上升速度和岩体冷却史

利用各种测年资料及全岩、单矿物对放射性成因子体的封闭温度（朱炳泉等，1979；D. 约克，1976；陆松年，2009）等资料制成岩体冷却史图（图 6）和地壳隆起速度图（图 7）。

岩体形成后的短时间内，野牛滩一带急剧上升，其上升速度之高表现在隆起速度图下部的垂线和岩体冷却曲线图上的垂线。之后，在距今 355.7 Ma 前地质历史时期内地壳上升十分缓慢，在隆起

表 7 Rb-Sr 全岩等时线测定结果表

Tab. 7 The results of Rb-Sr Etc line

岩性	测定结果	
	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
似斑状花岗闪长岩	1.456 7	0.722 67 ($\pm 0.000\ 18$)
似斑状角闪石英二长岩	0.903 9	0.720 61 ($\pm 0.000\ 24$)
似斑状黑云石英二长岩	0.985 74	0.718 44 ($\pm 0.000\ 14$)
少斑中粒石英二长岩	0.709 40	0.715 20 ($\pm 0.000\ 40$)
似斑状花岗闪长岩	2.697 3	0.739 48 ($\pm 0.000\ 40$)
似斑状花岗闪长岩	2.113 5	0.732 00 ($\pm 0.000\ 20$)

图上呈一平行于横坐标的直线，在冷却曲线图上则为一由近垂直变化为近水平的弧线，利用矿物封闭温度差和年龄差估算的冷却速度为 4.7℃/Ma。355.7 Ma 后，隆起速度加快，达 9.247℃/Ma。这

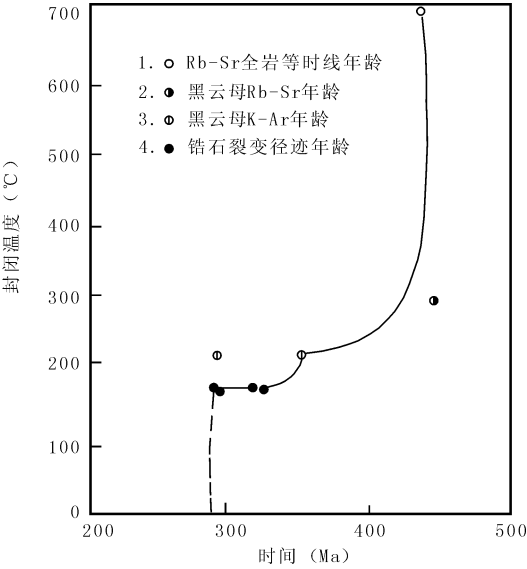


图 6 野牛滩岩体冷却史曲线图

(数据来自表 5, 表 6, 表 7)

Fig. 6 The cooling history of Yeniutan granodiorite intrusion (Data from Table 5, 6 and 7)

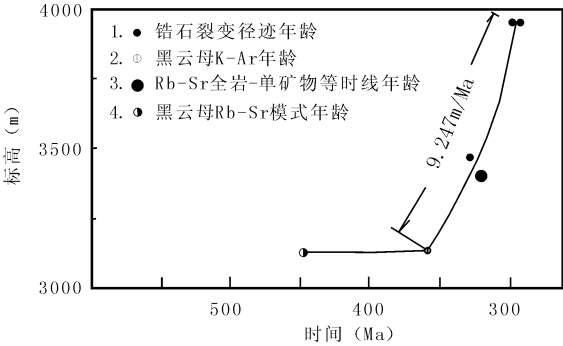


图 7 野牛滩隆起速度图

(数据来自表 5, 表 6, 表 7)

Fig. 7 Uplift speed map of Yeniutan area

(Data from Table 5, 6 and 7)

段历史由不同标高锆石的²³⁸U 裂变径迹完整地记录了下来。岩体冷却史由黑云母对放射性成因 Ar 的封闭温度及²³⁸U 裂变对锆石的辐射损伤表征, 计算的冷却速度反而变小 (2.2℃/Ma), 可同 355.7 Ma 以前岩体降温达到一定程度有关。

4 结论

(1) 野牛滩岩体形成于一个氧逸度中偏低的环境下, 岩体更接近于 S 型花岗岩类。

(2) 野牛滩岩体同 (俄罗斯) 中亚东卡拉玛祖尔花岗岩的黑云母化学成分具有广泛的一致性, 类推野牛滩岩体应在中深—中浅环境中成岩。

(3) 野牛滩岩体的侵位深度大致为 4~5 km, 岩体形成的年龄为 442~444 Ma, 即古浪运动期。

(4) 野牛滩一带在相当长的地质历程中岩体的冷却速度是缓慢的, 这同中祁连这一稳定地块的构造性质是吻合的; 从另一侧面可以说明岩体形成后 4 亿多年的今天, 仍有许多捕虏体没有剥露出中央相的地质事实; 野牛滩岩体一带的冷却史、隆起速度有利于塔儿沟钨矿的保存。

参考文献 (References):

甘肃省地质局第四地质队. 甘肃省肃北蒙古族自治县塔儿沟钨矿区勘探报告[R]. 1973.

邹治平. 甘肃甘肃省肃北蒙古族自治县塔儿沟钨矿矿床特征[R]. 1988.

Л. И. 西玛诺娃 (尚凤升译). 花岗岩结晶深度的暗色矿物标志[R]. 1981.

赵光仁. 甘肃塔儿沟钨矿区花岗与成矿的关系[J]. 西北地质科技情报, 1976, (6): 1-4

Zhao Guangren. The relationship between Gansu granite and mineralization tower ditch the tungsten mine [J]. Northwest Geological Science and technology information, 1976, (6): 1-4.

毛景文, 杨建民, 张作衡, 等. 甘肃省肃北野牛滩含钨花岗岩岩石学矿物学和地球化学研究[J]. 地质学报, 2000, 74 (2): 142-155.

Mao Jingwen, Yang Jianmin, Zhang Zuoheng, et al. The study on Petrology, Mineralogy and Geochemistry of tungsten-bearing granintic rocks in the Yeniutan, Subei County, Gansu Province [J]. Acta Geologica, 2000, 74 (2): 142-155.

孙永君. 甘肃野牛滩岩体的形成环境及其成矿作用[J]. 西北地质, 2008, 41 (3): 38-45.

Sun Yongjun. The study of forming environment and mineralization of the Yeniutan granite, Gansu province rock [J]. Northwestern Geology, 2008, 41 (3): 38-45.

李大民, 梁积伟, 孙永君, 等. 甘肃野牛滩矿田的成矿模式研究[J]. 地质学报, 2010, 84 (3): 431-437.

Li Damin, Liang Jiwei, Sun Yongjun, et al. Study on metallogenic model of Gansu Yeniutan ore field [J]. Mineraligation Pattern of the Acta Geologica, 2010, 84 (3): 431-437.

张新虎, 汤中立, 刘建宏, 等. 甘肃省矿床成矿系列研究

- [J]. 甘肃地质, 2007, 16 (4): 1-15.
- Zhang Xinhui, Tang Zhongli, Liu Jianhong et al. Study on metallogenic series of ore deposits in Gansu Province [J]. *Geology of Gansu*, 2007, 16 (4): 1-15.
- 苗春春. 长石有序度测定法及在地质学上的应用[M]. 北京: 地质出版社, 1983.
- Miao Shengchun. Measuring method and application in geology in the order degree of feldspar [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1983.
- 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安: 陕西科学出版社, 1985.
- Zhang Ligang. Application of stable isotopes in Geological Sciences [M]. Shaanxi Science Press, Xian, 1985.
- 王方正. 二长石地质温度计的热力学原理及应用[J]. 国外地质, 1979, (9): 1-15.
- Wang Fangzheng. The thermodynamic principle and application of two feldspar geothermometry [J]. *Foreign geological*, 1979, (9): 1-15.
- 武汉地质学院报告研究室. 岩浆岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 1980.
- Research Report of Wuhan College of Geology. Magmatic petrology [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1980.
- 南京大学地质系矿物岩石教研室. 火成岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 1980.
- Nanjing University Department of geology mineral rock teaching research office. Igneous petrology [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1980.
- 中国科学院贵阳地球化学研究所. 华南花岗岩的地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- Geochemistry of Guiyang Institute of Chinese Academy of Sciences. Geochemistry of Granitoids in Southern China [M]. Science Press, Beijing, 1979.
- D. A. C. Manning. 氟对花岗岩熔体结晶作用影响的实验研究[J]. 徐汉臣译. 国外花岗岩类地质与矿产, 1984, 1 (1): 1-10.
- D. A. C. Manning. Experimental study on the effects of fluoride on the granite melt crystallization [J]. Translated by Xu Hanchen, foreign granitoid geology and mineral resources, 1984, 1 (1): 1-10.
- Ernest. G. Ehlers, 殷辉安译. 地质学相图解析[M]. 北京: 地质出版社, 1981.
- Ernest. G. Ehlers (Yin Hui'an translation). Phase diagram analysis of Geology [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1981.
- 周珣若. 岩石物理化学基础[M]. 武汉: 武汉地质学院出版社, 1983.
- Zhou Xunruo. Rock physical and chemical basis [M]. Wuhan College of Geology Press, Wuhan, 1983.
- 李石. 火成岩中氟的地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1984.
- LI Shi. Geochemistry of fluorine in igneous rocks [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1984.
- H. G. F. Winrle (马秀兰译). 关于花岗岩类中碱性长石斑晶的问题[J]. 地质科技动态, 1983, 46 (2): 4-7.
- H. G. F. Winrle (Ma Xiulan). The alkali feldspar phenocryst granite in question [J]. Department of Geology Research Institute of geological science and technology information, dynamic, 1983, 46 (2): 4-7.
- 何知礼. 包体矿物学[M]. 北京: 地质出版社, 1982.
- He Zhili. Inclusion mineralogy [M]. address press, Beijing, 1982.
- 丁悌平. 氢氧同位素地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1980.
- Ding Tiping. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1980.
- B. N. 彼得洛夫 (地质矿产研究所译). 岩浆与岩浆岩的成因[M]. 北京: 地质出版社, 1974.
- B. N. Petrov. (Institute of Geology and mineral resources). Origin of magma and magmatic rocks, Foreign geological reference materials [M]. Geological Publishing house, Beijing, 1974.
- 中国科学院贵阳地球化学研究所同位素地质研究室. 同位素地质年代学[M]. 贵阳: 贵州省地质局, 1982.
- Guiyang geochemistry geology laboratory. Institute of Chinese Academy of Sciences isotope. Isotopic geochronology [M]. Guiyang: Geological Bureau of Guizhou province, 1982.
- 赵风游. 论北祁连槽区的地史演变[J]. 地质学报, 1981, 55 (2).
- Zhao Fengyou. Evolution of the northern Qilian trough zone history [J]. *Journal of geology*, 1981, 55 (2).
- 朱炳泉. 根据同位素年龄与封闭温度研究地质体的热历史与磁历史[J]. 地质地球化学, 1979, 6.
- Zhu Bingquan. According to the isotopic age and the closure temperature of geological body heat and magnetic history [J]. *Geological and geochemical*, 1979, 6.
- D. 约克. (中科院地球化学研究所同位素地质研究室译). 地球年龄与地质年代学[M]. 北京: 科学出版社, 1976.
- D. York. (room on isotope geology of Institute of Geochemistry. CAS). The age of the earth and geochronology [M]. Science Press. Beijing, 1976.