科学通报 2008 年 第 53 卷 第 9 期: 1077 ~ 1084
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

甘肃北山造山带玉山钨矿成岩成矿时代及成矿机制

张新虎[①⑦], 苏犁[②*], 崔学军[③], 丁书鸿[④], 赵建国[⑤], 陈莉[⑥]

① 兰州大学资源环境学院, 兰州 730000;
② 中国地质大学(北京)地学实验中心及地质过程与矿产资源重点实验室, 北京 100083;
③ 深圳中广核工程设计有限公司, 深圳 518029;
④ 甘肃省地矿局第四地质勘察院, 酒泉 735000;
⑤ 甘肃省地质调查院, 兰州 730000;
⑥ 北京大学物理学院电镜室, 100871;
⑦ 甘肃省地矿局, 兰州 730000
* 联系人, E-mail: suli@cugb.edu.cn

2007-08-03 收稿, 2008-02-02 接受
国家自然科学基金(批准号: 40572045)、中国地质大学(北京)国家重点实验室基金(批准号: GPMR0543)和甘肃省地矿局科研项目资助

摘要 利用 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄测定、锆石阴极荧光图像和谱图特征分析等方法对新发现的东天山-北山钨矿带玉山钨矿床赋矿火山-沉积地层、周边花岗岩体、钨矿化火山岩(矿石)进行了精细定年, 揭示玉山钨矿成矿年龄(250 ± 9) Ma, 与二叠纪花岗岩体和中酸性喷出岩有密切的成因联系. 钨成矿作用受石炭纪主碰撞造山期后区域右行走滑剪切构造运动、拉分盆地形成、酸性岩浆活动控制, 应属东天山-北山二叠纪多金属成矿带的新增矿种.

关键词
甘肃北山
白钨矿床
SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄
二叠纪

甘肃北山马鬃山、敦煌地块间的笔架山-柳园造山带, 西起新疆波波拉井, 经柳园-玉山, 向东延至阿尔金走滑断裂带, 长约 600 km[1~3], 是中国西部重要的晚古生代造山带. 近几年, 沿造山带南缘柳园-玉山板块缝合带新发现面积达数百平方公里的地球化学钨异常区[1)], 并且相继找到了白山、玉山、珍石峰钨矿床[2)](图 1). 由于精细年代学研究工作的欠缺, 赋矿地层时代、钨成矿作用时限和成矿作用机制尚存在争议, 已造成对这一新发现的钨(多金属)成矿带形成机制、成因类型、成矿规律认识, 以及后续找矿方向确定等深入地质工作的制约. 对柳园-玉山钨矿带西段玉山钨矿床进行的系统成矿年代学研究, 获得了钨矿化英安质碎裂岩(8 号矿体, YS-3), 赋矿火山-沉积地层中流纹岩(TW-1), 矿区西南红脊山二长花岗岩体(TW-2)的SHRIMP锆石U-Pb年龄, 揭示研究区钨成矿时代为早二叠纪, 为深入认识柳园-玉山钨多金属矿化带的成矿作用机制, 明确区域找矿方向, 以及笔架山-柳园造山带晚古生代构造演化历史提供了重要信息.

1 地质背景和样品描述

北山造山带位于塔里木、中朝、西伯利亚板块之间的构造衔接地带, 经历了复杂的地质演化、碰撞造山过程, 并伴随有丰富的多金属成矿作用[4]. 玉山钨矿位于北山造山带最南缘柳园-玉山板块缝合带西段, 是新发现的柳园-玉山钨成矿带的重要矿床之一(图 1). 玉山地区断裂构造发育, 尤以近东西向和北西西向压扭性断裂最为发育, 且控制晚古生代地层单元呈近东西向带状展布. 区域主干断裂老虎山-石板泉逆冲推覆断层(F_2)以北主要出露早石炭世红柳园组安山岩(英安岩夹石英安山岩、含砾安山岩、安山质岩屑凝灰岩, Ch^a)、灰岩(Ch^b)和晚石炭世干泉组大理岩

1) 甘肃省地矿局. 甘肃省 1:100 万地球化学编图报告. 2004
2) 甘肃省地矿局. 甘肃省有色地勘局内部矿产勘查资料. 2000—2004

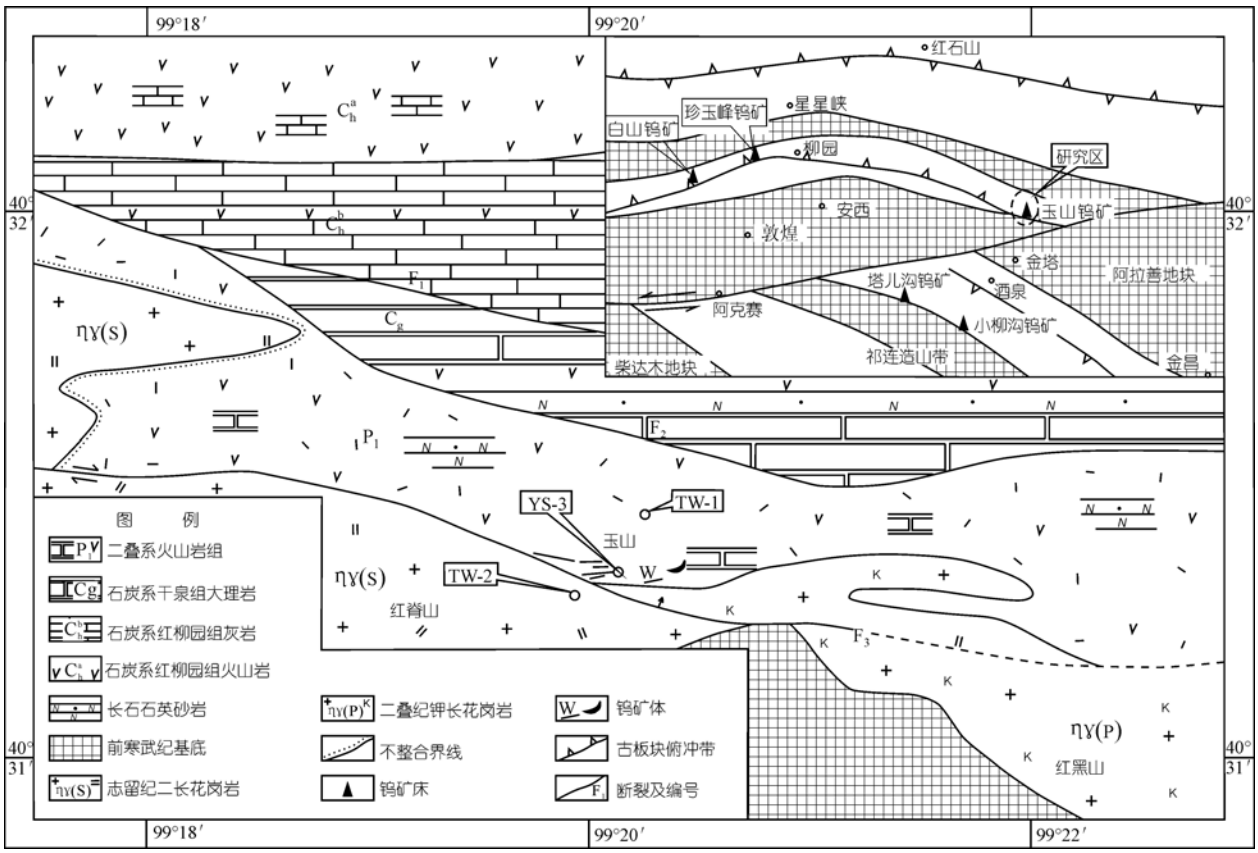


图 1 玉山钨矿区地质及区域位置略图

(Cg); 老虎山-石板泉断裂(F_2)以南，玉山断裂(F_3)以北主要出露以流纹岩、英安岩等中酸性火山岩为主夹薄层砂岩、大理岩的火山岩-沉积岩系，该套火山-沉积地层缺少确切的年代学依据，以往被归属晚石炭纪干泉组下岩段，化探工作查明该地层单元部分金属元素平均值偏高，如，W: 19.09 μg·g^{-1}, Mo: 37.69 μg·g^{-1}, Sn: 3.29 μg·g^{-1} [1)]，高于地壳元素丰度值[5]数十倍，目前玉山地区已发现的钨矿化体主要赋存于该套火山-沉积地层.

研究区内侵入岩分布广泛，包括辉长岩体、石英闪长岩体、花岗闪长岩体、花岗岩体、花岗斑岩体，宏观地质产状反映与钨矿化关系密切的主要为花岗岩体. 玉山地区的红黑山钾长花岗岩体和红脊山二长花岗岩体是北山南带出露规模较大的酸性侵入体，出露面积分别达 42 和 30 km^2，与玉山钨矿直接毗邻(图 1). 红黑山钾长花岗岩直接侵位于赋矿火山-沉积地层，围岩蚀变强烈. 该岩体主要由含石英: ~40%，钾长石: ~40%，斜长石(<10%)和暗色矿物(黑云母+角闪石: <10%)含量较低的钾长花岗岩组成；岩石地球化学特征反映属 SiO_2 偏高，Al_2O_3, CaO 偏低的“A”型花岗岩，且 W, Mo, Bi, As, Ag, Cr 和 Co 丰度值高，W 平均含量高达 198.5 μg·g^{-1}. 热电离质谱(TIMS)方法获得红黑山花岗岩体中锆石的 U-Pb 表面年龄为~272 Ma[2)]，形成于早二叠纪. 红脊山二长花岗岩体，出露于玉山钨矿西南部(玉山断裂(F3)以南)，与玉山钨矿和红脊山钾长花岗岩之间呈断层接触，部分地段被赋矿火山岩地层及中生代不整合覆盖. 野外和岩石学观察表明其主要由含石英(45%)、斜长石(25%)、条纹长石(25%)和黑云母(5%)的二长花岗岩组成，岩石化学成分特征反映为 SiO_2, MgO 和 Al_2O_3 含量偏低的钙碱性花岗岩，岩石中 W, Zn, Sn, As 和 Ag 含量较高，其中 W 平均含量 128.3 μg/g，无年代学资料[2)].

1) 甘肃省地矿局. 甘肃省 1:20 万地球化学测量说明书(天仓幅). 1993

2) 甘肃省地矿局酒泉地调队. 1:5 万石板泉幅区域地质调查说明书. 1994

玉山钨矿床位于玉山断裂(F_3)北盘、红黑山钾长花岗岩体的西端，已圈定的矿体和矿化体均为似层状、脉状矿体，集中分布于玉山断裂(F_3)构造破碎带、断裂北盘次级断裂和裂隙带，以及红黑山钾长花岗岩体的围岩蚀变带，出露范围长约 1220 m，宽约 40~200 m(图 1). 容矿岩石普遍呈现碎裂岩化，8 个主要钨矿体均附存于碎裂岩化大理岩、微晶灰岩和蚀变酸性火山岩中. 矿(化)体围岩蚀变强烈，蚀变强度与钨含量呈正相关关系，蚀变类型主要有硅化、萤石化、碳酸盐化和矽卡岩化. 矿石自然类型包括萤石玉髓脉型、石英萤石脉型、碎裂碳酸盐(大理岩、微晶灰岩)型、碎裂火山岩型、碎裂岩化复成分构造角砾岩型. 矿石矿物主要为白钨矿，且多呈星散状、细脉-网脉状、不规则团块状集合体沿岩石节理、裂隙面分布，或沿玉髓脉、萤石脉、方解石石英脉及碎裂岩的边缘分布，尤其在萤石脉、玉髓脉、方解石石英脉中含量居高. 矿石的平均品位较高有石英-萤石脉型矿石、蚀变碎裂岩火山岩型矿石、玉髓脉型，WO_3 平均含量分别达 6.84%, 0.965%和 0.502%，显示含氟中高温热液活动与成矿关系最为密切.

3 个 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学研究样品采样位置见图 1. YS-3: 采自玉山钨矿 8 号矿体，为钨矿化蚀变碎裂火山岩，是玉山钨矿最常见的矿石类型，具碎裂结构，角砾状构造，主要为晶屑凝灰岩、英安质火山岩角砾，硅质胶结，片理化发育. TW-1: 流纹岩，采自矿区北部火山-沉积地层. 岩石具有斑状结构，球粒-微晶结构，块状构造，主要由正长石、石英斑晶(8%)和隐晶基质(92%)组成. TW-2: 二长花岗岩，采自玉山断裂南盘的红脊山二长花岗岩体，具中、粗粒花岗结构，块状构造，主要由石英(45%)、斜长石(25%)、钾长石(25%)和黑云母(4%)组成，副矿物(<1%)常见有: 磷灰石、 白钨矿、锆石、磁铁矿等.

2 分析方法

采用常规浮选+电磁选方法将样品中重矿物富集分离，随后在双目显微镜下人工挑选获得锆石. 在北京离子探针中心将锆石颗粒粘在直径 25 mm环氧树脂靶上，磨至近一半并抛光后待测. 锆石的阴极荧光图像和谱学分析在北京大学物理学院电镜室的阴极荧光分析系统(FEI公司生产的Quatan 200F型场发射环境扫描电镜+Gatan公司 Mono CL3 阴极荧光谱仪)上完成，分析方法和条件同文献 [6].

锆石的U-(Th)-Pb 同位素年龄分析在北京离子探针中心SHRIMP Ⅱ上完成，分析原理同Composton等人 [7]和Williams等人 [8]的阐述，分析方法和仪器工作条件详见文献 [9]. Pb/U校正公式采用Pb/U=A (UO/U)[10]，应用RSES参考样SL13 (572 Ma)标定所测锆石的U，Th和Pb含量. 样品分析时使用澳大利亚国立大学制备的标准锆石TEMORA (417 Ma)[11]进行锆石年龄校准. 数据处理采用Isoplot 软件处理方法 [12]，普通Pb校正采用实测 ^{204}Pb校正. 所有数据在U-Pb年龄谐和图中的误差为 1σ，加权平均年龄值置信度为95%.

3 分析结果

样品的锆石的阴极荧光图像分析结果见图 2; SHRIMP 锆石 U-(Th)-Pb 同位素年龄测定结果见表 1 和图 3.

3.1 赋矿地层年龄(样品 TW-1)

TW-1 中锆石多呈半自形-自形柱状，且以长:宽比值大于 2 的长柱状颗粒居多. CL图像分析揭示锆石晶体内部具有清晰的岩浆结晶振荡环带和结晶期后在高温熔浆中因熔蚀分解 [13]、破裂等后期作用相关的不规则状阴极荧光光性变异斑，与中酸性火山岩中常见锆石特征一致. 锆石的U含量介于 459~793 $\mu g \cdot g^{-1}$, Th含量 348~583 $\mu g \cdot g^{-1}$, Th/U 0.52~1.04，具有岩浆结晶锆石的成分特征 [14]. 11 粒代表性锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$年龄介于 271~300 Ma之间(表 1)，加权平均年龄为(285 ± 5) Ma (95%置信度)，代表流纹岩的成岩年龄，指示玉山钨矿床赋存地层的形成年龄应为早二叠纪.

3.2 红脊山花岗岩体成岩年龄(TW-2)

TW-2 中锆石多呈半自形粒状、短柱状，四方双锥的锥面较柱面更为发育，长:宽通常小于 2，CL图像分析揭示锆石晶体内部发育细密的岩浆结晶振荡环带(图 2)，与典型的中酸性侵入岩中岩浆锆石特征 [15]一致. 12 粒锆石的SHRIMP分析结果: Th/U介于 0.29~0.75, $^{206}Pb/^{238}U$测定年龄 411~449 Ma，加权平均年龄: (423 ± 7) Ma (95%置信度)，应代表红脊山二长花岗岩体的侵入成岩年龄. 新获得成岩年龄反映红脊山二长花岗岩体形成于志留纪，应是北山南带加里东晚期弧后盆地环境 [16]深成侵入体，与研究区钨成矿作用没有直接的成因联系.

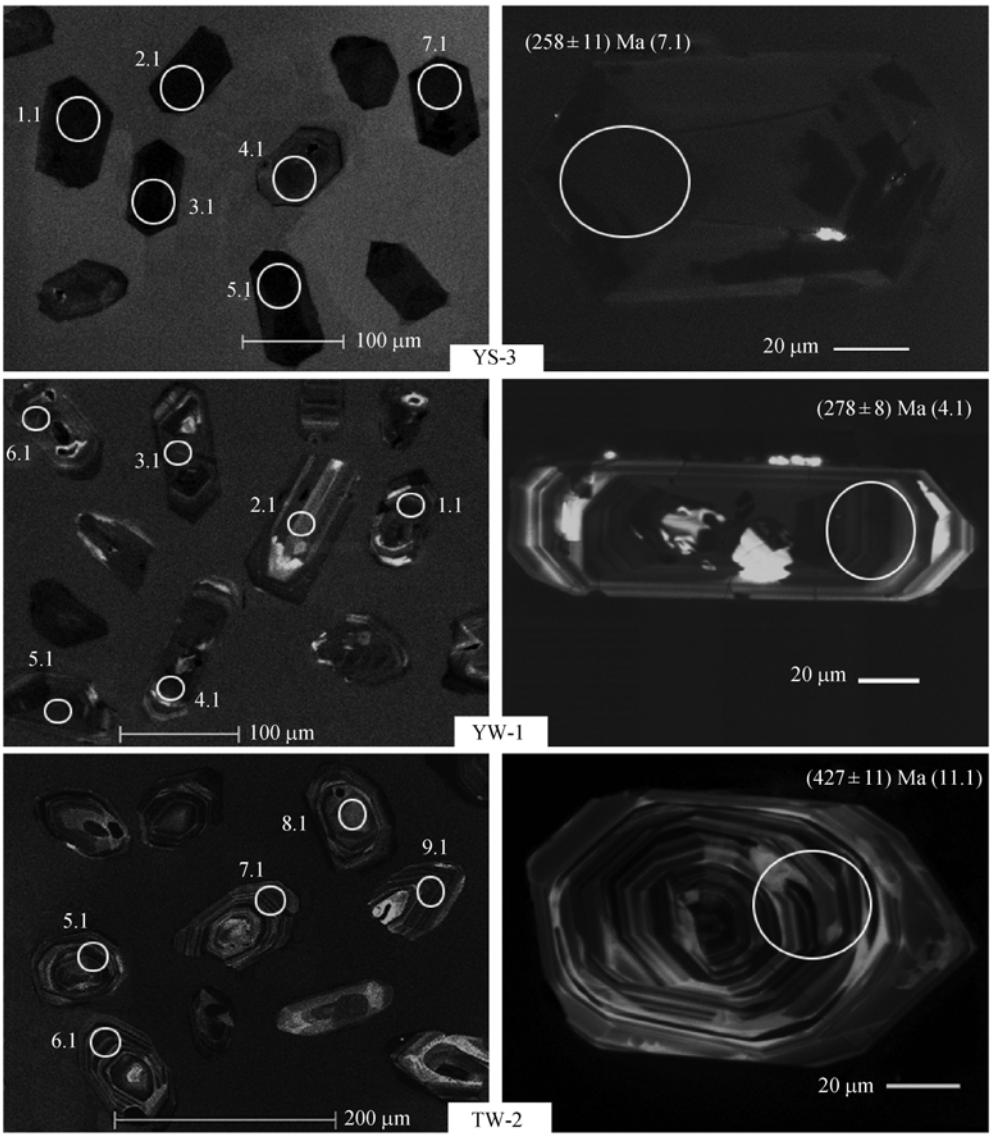


图 2　锆石阴极荧光图像

3.3　含钨热液活动年龄

在 10 kg钨矿化碎裂英安岩(YS-3)中分选获得 80 余粒锆石，它们多为双锥发育的短柱状自形晶体，粒度较小，通常小于 100 μm. CL图像显示其晶体内部基本不显现阴极荧光分带，仅局部可见有斑杂状分带，呈较均一的灰黑色(图 2)，类似于高U岩浆锆石的CL图像特征. 但对其进行 200~800 nm阴极荧光谱图研究发现，该类锆石的CL谱(图 4(a))明显不同于岩浆锆石的CL谱图 [6,17]，与典型的变质锆石CL谱图 [6]也存在明显差异. 这类锆石的CL谱计数强度明显低于岩浆锆石 [6]，但较变质锆石 [6]CL谱计数强度略高；同时与可出现多个尖锐峰的岩浆锆石不同，它们仅在 482 和 579 nm形成相对尖锐的峰形，313，548 和 627 nm显现弱峰，351，405 nm两个岩浆锆石特征峰位基本不显现尖锐峰(图 4(a)). 研究证实造成锆石阴极荧光强弱变化的因素主要与晶体结构、晶体内部缺陷数量有关 [18,19]，结晶于可自由生长的高温熔浆环境岩浆锆石，阴极荧光谱强度大，而变质生长锆石由于晶体缺陷的普遍存在，阴极荧光谱强度较低. 锆石CL谱图中不同波段特征峰的产生及其强度，与微量元素，特别是稀土族元素丰度有关，而不同的稀土元素可引起不同波长的发光性 [20~23]. 钨矿化碎裂英

表 1　锆石 SHRIMP U-(Th)-Pb 年龄分析结果

点号	$^{206}Pb_c$ (%)	U /μg·g^{-1}	Th /μg·g^{-1}	Th/U	$^{206}Pb^*$ /μg·g^{-1}	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{206}Pb/^{238}U\pm1\sigma$ /Ma
TW-1-2.1	0.58	447	348	0.81	17.4	0.0687±0.0047	0.43±0.0315	0.0452±0.0013	284.8±7.7
TW-1-3.1	0.82	359	358	1.03	14.0	0.0763±0.0044	0.47±0.0302	0.0452±0.0013	284.7±7.8
TW-1-1.1	0.41	583	569	1.01	22.7	0.0679±0.0028	0.42±0.0209	0.0451±0.0012	284.4±7.6
TW-1-4.1	1.45	699	583	0.86	27.8	0.0876±0.0044	0.55±0.0315	0.0456±0.0013	287.3±7.8
TW-1-5.1	0.86	586	488	0.86	23.0	0.0784±0.0042	0.49±0.0293	0.0453±0.0012	285.7±7.7
TW-1-6.1	1.62	583	503	0.89	24.3	0.1155±0.0047	0.76±0.0375	0.0477±0.0013	300.2±8.1
TW-1-7.1	0.49	477	481	1.04	18.9	0.0831±0.0017	0.52±0.0181	0.0458±0.0013	288.7±7.9
TW-1-8.1	0.48	758	425	0.58	28.1	0.0567±0.0033	0.34±0.0216	0.0430±0.0012	271.1±7.2
TW-1-9.1	1.31	558	367	0.68	21.1	0.0712±0.0038	0.43±0.0266	0.0434±0.0014	274.1±8.7
TW-1-10.1	0.46	793	398	0.52	31.1	0.0661±0.0033	0.41±0.0235	0.0454±0.0012	286.5±7.6
TW-2-1.1	1.25	335	150	0.46	19.2	0.0637±0.0038	0.58±0.0419	0.0659±0.0028	411.4±16.7
TW-2-2.1	0.43	948	312	0.34	57.7	0.0615±0.0014	0.60±0.0212	0.0705±0.0019	439.4±11.4
TW-2-3.1	0.44	276	103	0.39	16.8	0.0649±0.0026	0.63±0.0311	0.0705±0.0020	438.9±12.0
TW-2-4.1	0.03	470	162	0.36	69.7	0.0794±0.0022	1.89±0.0723	0.1726±0.0046	1026.5±25.5
TW-2-5.1	1.44	251	183	0.75	15.5	0.0624±0.0050	0.61±0.0517	0.0707±0.0020	440.2±12.1
TW-2-6.1	0.13	354	212	0.62	21.7	0.0698±0.0033	0.69±0.0373	0.0714±0.0020	444.5±11.8
TW-2-7.1	0.29	808	413	0.53	47.1	0.0590±0.0012	0.55±0.0185	0.0677±0.0018	422.2±11.0
TW-2-8.1	–0.03	694	289	0.43	41.6	0.0661±0.0012	0.64±0.0205	0.0698±0.0019	434.7±11.4
TW-2-9.1	0.34	564	289	0.53	35.1	0.0673±0.0035	0.67±0.0396	0.0722±0.0020	449.4±11.8
TW-2-10.1	–0.03	401	184	0.47	24.5	0.0727±0.0030	0.71±0.0357	0.0713±0.0019	443.8±11.7
TW-2-11.1	0.13	613	249	0.42	36.1	0.0631±0.0020	0.60±0.0246	0.0685±0.0018	427.1±11.1
TW-2-12.1	–0.05	701	198	0.29	42.9	0.0630±0.0016	0.62±0.0228	0.0713±0.0019	443.9±11.5
TW-2-13.1	0.56	446	242	0.56	27.1	0.0677±0.0026	0.66±0.0313	0.0704±0.0019	438.3±11.7
YS-3-1.1	0.21	4118	2908	0.73	150.6	0.0526±0.0007	0.31±0.0189	0.0425±0.0025	268.2±15.7
YS-3-3.1	1.12	3765	2590	0.71	121.2	0.0523±0.0024	0.27±0.0213	0.0370±0.0024	234.4±14.9
YS-3-2.1	3.44	2197	1651	0.78	78.7	0.0504±0.0035	0.28±0.0229	0.0402±0.0017	254.3±10.6
YS-3-4.1	0.75	3186	2256	0.73	99.2	0.0519±0.0016	0.26±0.0134	0.0360±0.0015	227.8±9.5
YS-3-5.1	2.91	2626	1792	0.71	92.1	0.0561±0.0031	0.31±0.0212	0.0397±0.0017	250.7±10.4
YS-3-6.1	2.51	2049	1457	0.73	68.7	0.0480±0.0028	0.25±0.0183	0.0380±0.0016	240.6±10.0
YS-3-7.1	1.68	1429	629	0.45	51.0	0.0533±0.0037	0.30±0.0244	0.0408±0.0017	258.1±10.8
YS-3-8.1	0.13	4750	3170	0.69	173.5	0.0526±0.0006	0.31±0.0140	0.0425±0.0019	268.0±11.5

安岩(YS-3)中细粒锆石CL谱(图 4(a))特征反映这类锆石与共生火山岩(TW-1)中岩浆锆石(图 4(b))的CL谱强度和特征峰位都存在显著差异(图 4)，考虑样品YS-3 具碎裂结构，并伴有硅化和钨矿化，这类锆石应是英安岩发生构造破碎并伴有热液成矿阶段结晶的热液锆石. SHRIMP分析结果(表 1)也揭示YS-3 中细粒锆石具有非常高的U(1429~4750 μg·g^{-1})，Th (629~3170 μg·g^{-1})和普通Pb($^{206}Pb_{comm}$: 0.13%~3.44%)含量，与热液成因锆石的成份特征 [24~26]吻合.

已有一些研究证实热液成(岩)矿作用过程中可以有新生锆石的结晶 [26,27]. 实验岩石学研究 [28]揭示富P，F和Cl的热液，具有很强的携载Zr元素的能力，在适宜的温度、压力条件下，锆石可与其他热液矿物相伴结晶. 如加拿大Abitibi绿岩带金矿石英脉中锆石的系统研究 [29]证实锆石与石英、金等同时结晶于成矿热液. 原生白钨矿床通常是岩浆期后高温热液作用的产物，玉山钨矿主要造矿矿物为白钨矿($CaWO_4$)，矿化作用与萤石化、硅化和矽卡岩化密切相关，反映含氟中、高温热液活动是造成研究区内白钨矿结晶(钨矿化)的重要条件之一，钨矿化碎裂英安岩(YS-3)中具有热液锆石特征的细粒锆石应与白钨矿、石英等热液矿物同时结晶.

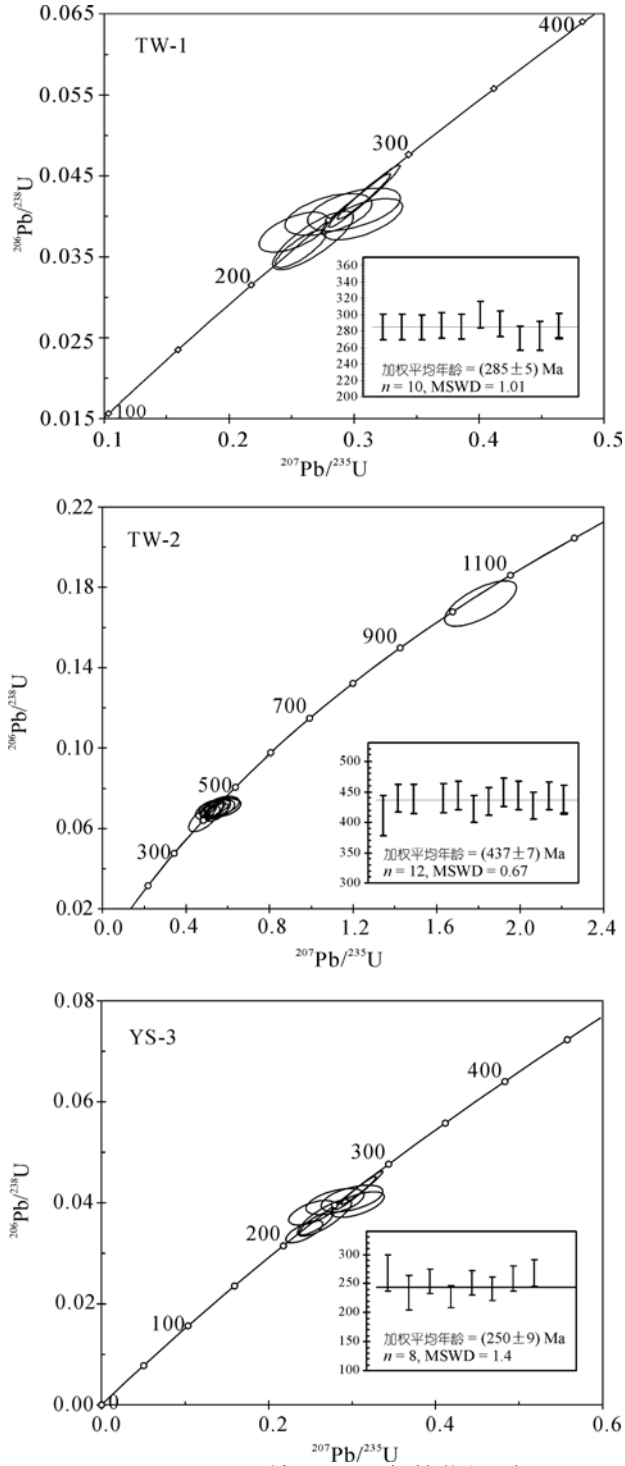


图 3 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄谐和图解

8 颗细粒热液成因锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄测定(表 1)表明, 这类锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄介于 228~268 Ma, 加权平均年龄(250±9) Ma (图 3), 应代表玉山地区含钨热液活动的峰期年龄.

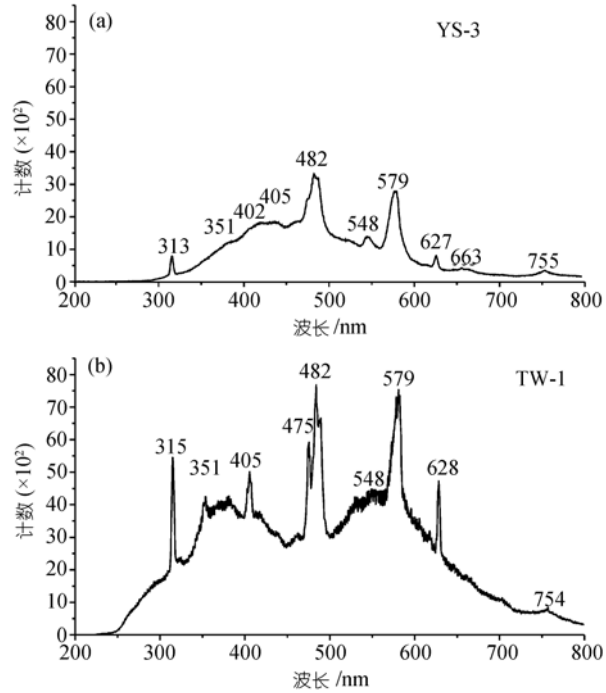


图 4 钨矿化碎裂火山岩(YS-3)和流纹岩(TW-1)中锆石 CL 谱对比

4 讨论

4.1 赋矿地层年龄

玉山地区已发现的钨矿床主要赋存于区域主干断裂老虎山-石板泉逆冲推覆断层以南, 呈近东西向带状展布的火山-沉积岩系. 该套地层主体由酸性火山岩-流纹岩、英安岩组成, 夹陆缘沉积岩薄层. 由于缺少确切的年代学数据, 以往的区调资料中将该套火山岩地层与老虎山-石板泉逆冲推覆断层(F_2)以北含刺毛珊瑚(*Chenetetes* sp, 未定种), 瓦岗贝(*Waaganoconcha* sp, 未定种)等化石的晚石炭世干泉组海相沉积地层(中厚层大理岩夹片理化英安质凝灰岩)一同归属晚石炭纪, 即"晚石炭纪干泉组底部火山岩段". 本次研究获得其中流纹岩的成岩年龄(285 ± 5) Ma, 沉积建造分析也揭示该套以酸性火山岩为主夹陆缘碎屑岩的沉积岩系, 与北山地区存在的早二叠纪拉分盆地建造 [3,4,30]类型一致. 因此, 该地层单元应从晚石炭纪地层中解体, 归属早二叠纪.

4.2 北山造山带南缘钨成矿作用讨论

钨在地壳岩石中的平均含量 1.1 μg · g^{-1} [5], 化学价为+6, 离子半径较小(0.68 Å), 地球化学行为与REE及Au等元素相近 [30], 在花岗质熔浆分离结晶过

程中优选进入残余熔体，特别是岩浆结晶演化晚期富F和Cl热液中可更有效聚集，岩浆期后热液矿床是最重要的钨矿类型之一.

玉山钨矿产于侵入早二叠纪富钨火山岩地层的红黑山钾长花岗岩体(272 Ma)热蚀变带与玉山断裂(F_3)交汇地段，沿岩体蚀变带形成长约 10.8 km 的 W, Mo, Cu, Pb 和 Zn 多金属地球化学异常区，其西端玉山断裂通过区段 W 丰度值明显提高，出现以构造角砾岩型钨矿化体为主的玉山钨矿，显示与红黑山钾长花岗岩体具有密切的成因联系.

本次研究获得玉山钨矿成矿年龄(250 ± 9) Ma，较红黑山钾长花岗岩体的成岩年龄(272 Ma)略晚，与区域右行走滑剪切作用峰值年龄 [31]，即东天山、北山山系构造格局最终定位时代~256 Ma[4]基本一致. 玉山钨矿主要钨矿(化)体集中分布在玉山断裂破碎带和断裂北盘红黑山钾长花岗岩体热蚀变带附近的次级断裂、裂隙中，容矿岩石普遍碎裂岩化，构造控矿作用明确. 研究表明，二叠纪红黑山钾长花岗岩体和区域剪切作用可能为玉山钨矿的形成提供了主要流体和热源，这些热液活动能够对富钨二叠纪火山岩地层中成矿元素的进一步萃取，使成矿元素有效聚积，在区域右行走滑剪切作用构造应力驱动下，携带成矿物质的热液沿蚀变带和断裂破碎带交代大理岩、酸性火山岩等Ca质岩石，形成以白钨矿为主的热液型钨矿床.

与玉山钨矿相似，北山造山带南缘柳园-玉山地区新发现的钨矿床和钨矿化体均赋存于石炭、二叠纪火山-沉积岩地层，并与中酸性侵入体，特别是早二叠纪花岗岩体密切伴生. 前人研究指出，石炭纪东天山、北山地区处于南北向挤压为主的碰撞造山阶段，石炭纪晚期挤压应力达到峰值，板块汇聚基本结束，随后因强挤压作用应力释放，形成若干与区域构造线方向基本一致的松弛断陷盆地 [4,32~35]，其中普遍伴有地幔物质上涌和地壳岩石局部熔融产生的具有初始裂谷 [30,31]岩浆性质的双峰式火山岩建造，并形成与镁铁、超镁铁岩有关的铜镍矿床(黄山、香山铜镍矿等)、铁矿床(磁海、尾亚铁矿等)和与酸性火山岩及韧性剪切变形相关的Cu和Au热液矿床 [30]. 本次研究揭示玉山钨矿容矿火山-沉积地层形成年龄为早二叠纪，指示沿柳园-玉山板块缝合带分布的二叠纪流纹岩、英安岩等富W酸性火山岩及侵入于其中的花岗岩体系区域主造山期后局部伸展背景下岩浆活动产物，与之相关的钨成矿作用机制与北山地区二叠纪Cu和Au多金属成矿带 [31,35~37]相同，受控于造山期后地壳重熔酸性岩浆活动和区域构造运动及热液活动.

5 结论

(ⅰ) 钨矿石的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学研究揭示玉山钨矿成矿年龄为(250±9) Ma，矿化特征、锆石成因类型等反映其与东天山-北山地区早二叠纪大规模右行走滑运动和酸性岩浆活动相伴的区域热液成矿作用关系密切.

(ⅱ) 赋矿火山岩地层形成年龄、共生花岗岩体成岩年龄及成矿年龄的系统研究表明北山造山带南缘新发现的柳园-玉山钨矿带的成矿时代为早二叠纪，是与东天山-北山石炭纪主碰撞造山期后右行走滑剪切构造运动相关Cu, Fe和Au多金属成矿带 [31,35~37]的新矿种，东天山-北山地区造山期后拉分盆地内二叠纪酸性火山岩、花岗岩出露区应重视钨矿找矿工作.

致谢 作者对北京离子探针中心给予的支持和帮助, 3 位评审人提出的修改建议，特此一并致谢.

参考文献

1 刘雪亚, 王荃. 中国西部北山造山带的大地构造及其演化. 地学研究, 1995, 28: 37—48
2 聂凤军, 江思宏, 白大明, 等. 北山地区金属矿床成矿规律及找矿方向. 北京: 地质出版社, 2002. 1—408
3 张新虎, 刘建宏, 徐家乐, 等. 再论甘肃省的板块构造. 甘肃地质学报, 2005, 14(2): 1—10
4 左国朝, 梁广林, 陈 俊, 等. 东天山觉罗塔格地区夹白山一带晚古生代构造格局及演化. 地质通报, 2006, 25(1-2): 48—57
5 黎彤, 倪守斌. 地球和地壳的化学元素丰度. 北京: 地质出版社, 1990. 10—136
6 陈莉, 徐军, 苏犁. 场发射环境扫描电子显微镜上阴极荧光谱仪特点及其在锆石研究中的应用. 自然科学进展, 2005, 15(11): 1403—1408
7 Composton W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages of early Cambrian time-scale. J Geol Soc, 1992, 149: 171—

184[doi]
8 Williams I S, Claesson S. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, Ⅱ. Ion microprobe Zircon U-Th-Pb. Contrib Mineral Petrol, 1987, 97: 205—217[doi]
9 刘敦一, 简平. 大别山双河硬玉石英岩的超高压变质和退变质年龄-SHRIMP 测年的证据. 地质学报, 2004, 78: 211—217
10 Claoue-Long J C, Compston W, Roberts J, et al. Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis. In: Berggren W A, Kent D V, Aubry M P, eds. Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Spec Publ, 1995. 3—31
11 Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. Chem Geol, 2003, 200: 155—170[doi]
12 Ludwig K R. Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic isotope data. USGS Open-File Report, 1991. 91—445
13 Sinha A K, Wayne D M, Hewitt D A. The hydrothermal stability of zircon: Preliminary experimental and isotopic studies. Geochim Cosmochim Acta, 1992, 56: 3551—3560[doi]
14 Rubatto D, Gebauer D, Compagnoni R. Dating of eclogite-facies zircons: The age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). Earth Planet Sci Lett, 1999, 167: 141—158[doi]
15 Vavra G, Gebauer D, Schmid R, et al. Multiple Zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Lvrea Zone (Southern Alps): An ion microprobe (SHRIMP) study. Contrib Mineral Petrol, 1996, 122: 337—358[doi]
16 夏林圻, 夏祖春, 任有祥, 等. 祁连山及邻区火山作用与成矿. 北京: 地质出版社, 1998. 1—215
17 Nasdala L, Zhang M, Kempe U, et al. Spectroscopic methods applied to zircon. In: Hanchar J M, Hoskin P W O, eds. Zircon Rev Mineral Geochem, 2003, 53: 427—467
18 Corfu F, Hanchar J M, Hoskin P W O, et al. Atlas of zircon textures. In: Hanchar J M, Hoskin P W O, eds. Zircon. Rev Mineral Geochem, 2003, 53: 469—500[doi]
19 Hoskin P W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar J M, Hoskin P W O, eds. Zircon. Rev Mineral Geochem, 2003, 53: 27—62[doi]
20 Baumer A, Blanc P, Cesbron F, et al. Cathodoluminescence of synthetic (doped with rare-earth elements) and anhydrites. Chem Geol, 1997, 138: 73—80[doi]
21 Gaft M, Panczer G, Reisfeld R, et al. Laser-induced time-resolved luminescence as a tool for rare-earth element identification in minerals. Phys Chem Mine, 2001, 28: 347—363[doi]
22 Garcia-Guinea J, Correcher V, Quejido A, et al. The role of rare earth elements and Mn^{2+} point defectson the luminescence of bavenite. Talanta, 2005, 65: 54—61
23 Blanc P, Baumer A, Cesbron F, et al. Systematic Cathodoluminescence spectral analysis of synthetic doped minerals anhydrite, apatite, calcite, fluorite, scheelite and zircon. In: Pagel M, Barbin V, Blanc P, et al, eds. Cathodoluminescence in Geosciences. Heidelberg: Springer, 2000. 127—175
24 胡芳芳, 范宏瑞, 杨进辉, 等. 胶东乳山含金石英脉型金矿的成矿年龄: 热液锆石 SHRIMP 法 U-Pb 测定. 科学通报, 2004, 49(12): 1191—1198
25 Mö11er A, O'Brien P J, Kennedy A, et a1. The use and abuse of Th-U ratios in the interpretation of zircon. Geophys Res Abst, 2003, 5: l2113
26 Watson E B, Cherniak D J, Harrison T M, et a1. The incorporation of Pb into zircon. Chem Geol, 1997, 141: 19—31
27 Kerrich R, King R W. Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val-d'Or Archean mesothermal gold deposits: Characteristics, compositions, and fluid inclusion properties, with implications for timing of primary gold mineralization. Can J Earth Sci, 1993, 30: 2334—2351
28 Dempster T J, Hay D C, Bluck B J. Zircon growth in slate. Geology, 2004, 32: 221—224[doi]
29 Claoue-Long J C, King R W, Kerrich R. Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: Constraints on the timing of gold mineralization. Earth Planet Sci Lett, I990, 98: 109—128[doi]
30 Rollison H R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London: Longman Group UK Ltd, 1993. 1—215
31 王瑜, 李锦轶, 李文铅. 东天山造山带右行剪切变形及构造演化的 ^{40}Ar-^{39}Ar 年代学证据. 新疆地质, 2002, 20(4): 315—319
32 张新虎. 甘、青、蒙祁连山、北山造山带构造地层演化史. 甘肃地质学报, 1993, 2(1): 80—86
33 张新虎, 苟国朝, 田培昭, 等. 祁连山、北山地区古板块及地体构造的划分. 西北地质, 1993, 2: 1—5
34 左国朝, 刘春燕, 冯永忠. 晚二叠世甘肃北山南带中段走滑隆升与拉分拗陷作用. 贵金属地质, 1993, 2(4): 377—383
35 秦克章, 方同辉, 王书来, 等. 东天山板块构造分区、演化与成矿地质背景研究. 新疆地质, 2002, 20(4): 302—308
36 代双儿. 甘肃北山地区包括构造演化及铜多金属成矿系列研究. 兰州地学学报(自然科学版), 2001, 37(6): 112—119
37 左国朝, 何国琦. 北山板块构造及成矿规律. 北京: 北京大学出版社, 1990. 1—226