

# 金川铜镍硫化物矿床 $F_1$ 断裂系统演化及其意义

李生栋<sup>1</sup>, 杨永春<sup>1</sup>, 艾启兴<sup>2</sup>, 达 瑞<sup>1</sup>

(1. 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; 2. 金川集团股份有限公司 镍钴研究设计院, 甘肃 金昌 737104)

**摘 要:** 金川铜镍硫化物矿区构造活动频繁且复杂, 查明矿区构造规律, 是实现深部找矿突破的必经途径之一。文章在充分挖掘区域及以往勘查资料的基础上, 通过野外实地调查, 对矿区内成矿后断裂系统—— $F_1$  断裂系统分析研究, 发现  $F_1$  断层角砾岩呈棱角状, 深部产状北倾, 断层发育在龙首山岩群一侧, 无法仅靠现今的叠置关系解释  $F_1$  的演化。结合潮水盆地研究成果, 总结出  $F_1$  与潮水盆地同步演化和发展的特征和历程: 早-中侏罗世断陷成盆期,  $F_1$  形成同生正断层, 后期受青藏高原隆起产生的水平挤压, 改造为左行逆断层; 其他断裂构造是  $F_1$  的派生(次生)断裂, 在统一的应力场作用下形成, 具内在的成生联系,  $F_8$  是  $F_1$  的分支断裂, 为“入”字型构造。研究表明, I、II、IV 矿区地层及岩矿体, 浅部主要通过  $F_1$  反转及次级断裂的形式, 由南南西向北东发生位移, 产状由西向东逐渐变缓, 岩石完整性受到破坏; 深部超基性岩体则基本保持了其原始侵位形态, 受影响较小; 岩矿体深部连续延伸地段为找矿有利部位, 对深部勘查具重要指导意义。

**关键词:**  $F_1$  断裂系统; 潮水盆地; 断层反转; “入”字型构造; 铜镍矿床; 金川

**中图分类号:** P542 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2022)01-0063-014

## 0 引 言

甘肃金川铜镍硫化物矿床是世界第三大铜镍硫化物矿床, 累计探明镍金属量 625 万吨、铜金属量 406 万吨。随着已查明资源的大量消耗与开采深度的不断加大, 深部找矿能否取得突破, 资源可否接替, 在很大程度上决定了我国镍、铜、钴、铂族资源的可持续开发利用前景(杨经绥等, 2011)。为解决金川铜镍硫化物岩浆矿床的深部成矿过程、成矿构造背景、成矿条件等科学问题, 完善“小岩体成矿”理论, 进一步摸清资源前景, 在金川矿区开展了科学钻探选址预研究(汤中立等, 2010; 杨经绥等, 2011)。通过航空和地面磁测、可控源音频大地电磁

法、人工震源地震层析及综合研究(姜枚等, 2012), 在 II 矿区 8 勘探线设计实施 2500 m 的钻探进行验证。该孔最终实施深度为 2185.56 m, 没有发现超基性岩体存在和矿化信息(长安大学, 2015), 使金川矿区深部找矿问题变得愈加艰巨和复杂, 矿区构造等基础性地质问题研究的重要性愈显突出。

金川矿区内构造活动频繁, 具有与同类矿床无法比拟的特殊性与复杂性(贾恩环, 1986; 汤中立, 1990, 1996; 汤中立等, 1992; 李文渊, 2006; 高辉等, 2009; 汪劲草和汤静如, 2011), 查明矿区构造规律, 是实现深部找矿突破的必经途径之一。

$F_1$  是矿区内规模最大的断层, 对其形成机理及断层性质前人有过大量的论述(甘肃省祁连山地质

收稿日期: 2020-08-29; 改回日期: 2021-01-11; 网络首发日期: 2021-11-02

项目资助: 金川集团股份有限公司项目(金科地 2020-05)资助。

第一作者简介: 李生栋(1969-), 男, 高级工程师, 主要从事矿产勘查与构造地质研究工作。E-mail: 462977890@qq.com

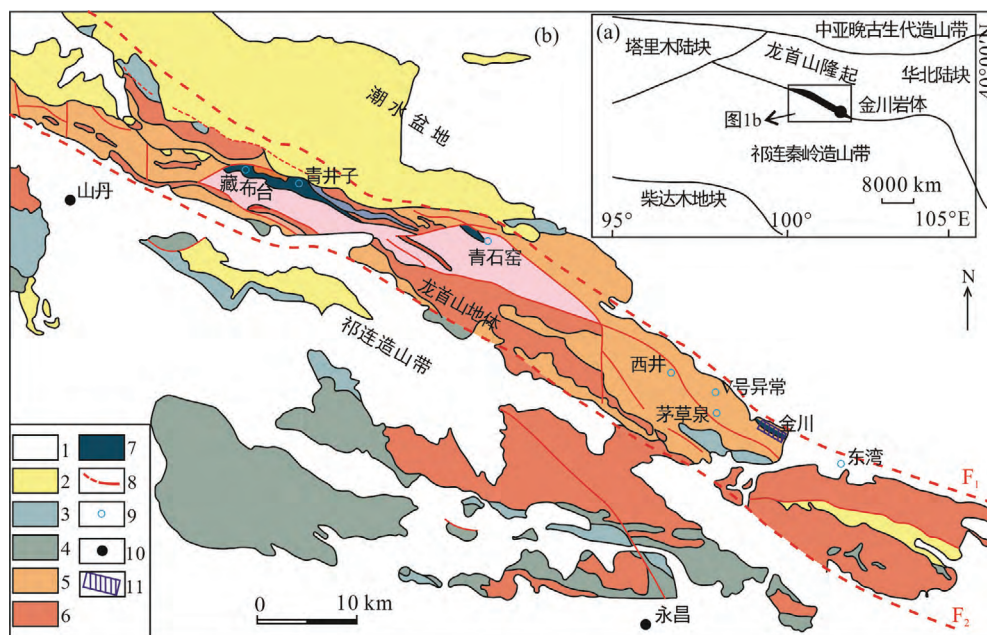
队, 1963; 甘肃省地质矿产局第六地质队, 1984; 孙桂玉, 1990; 汤中立和李文渊, 1995; 李文渊, 2006; 汪劲草和汤静如, 2011; 曾认宇等, 2013; 曾南石等, 2013; 和秋姣等, 2019), 主要存在两种截然相反的观点, 一种观点认为  $F_1$  为龙首山北缘的深大断裂, 是控岩控矿的主导断裂(甘肃省祁连山地质队, 1963; 甘肃省地质矿产局第六地质队, 1984; 孙桂玉, 1990; 汪劲草和汤静如, 2011; 曾认宇等, 2013); 另一种观点认为  $F_1$  并非为深大断裂, 也不是金川岩体的导矿构造, 为一推覆构造, 呈上陡下缓的铲状构造面(汤中立和李文渊, 1995; 李文渊, 2006); 但二者都认为  $F_1$  是逆冲到潮水盆地之上的逆断层。此外,  $F_1$  经过金川矿区部分, 以  $F_8$  为界, 分为东西两段, 向东延伸地段, 已有深部工程实证, 特征较为清晰; 向西延伸部分, 断层通过部位为推测(甘肃省地质矿产局第六地质队, 1984; 汤中立和李文渊, 1995; 宋谢炎等, 2011)。关于  $F_1$  是否被  $F_8$  错断, 也有不同的认识, 一种观点认为  $F_1$  被  $F_8$  大距离错断(甘肃省地质矿产局第六地质队, 1984; 汤中立和李文渊, 1995); 另一种观点认为  $F_1$  基本没被  $F_8$  错断(宋谢炎等, 2011; 曾认宇等, 2013; 艾启兴等, 2018)。截然相反的论点, 对金川矿区深部找矿极为不利, 也影响矿区深部勘查的思路和工作部署。同时, 对  $F_1$  与其他断层是否存在内在成生联系也缺乏深入研究。因此, 加大对  $F_1$

断裂系统的研究, 是紧迫和必要的。笔者通过对历年勘查资料的详尽分析及野外调查, 结合区域构造演化及潮水盆地油气、煤炭资源勘查过程中取得的研究成果, 首次厘清了潮水盆地的演化与  $F_1$  断裂系统的关系, 并提出了新的认识, 对矿床深部勘查及成矿后构造认识有一定指导意义。

## 1 区域地质背景

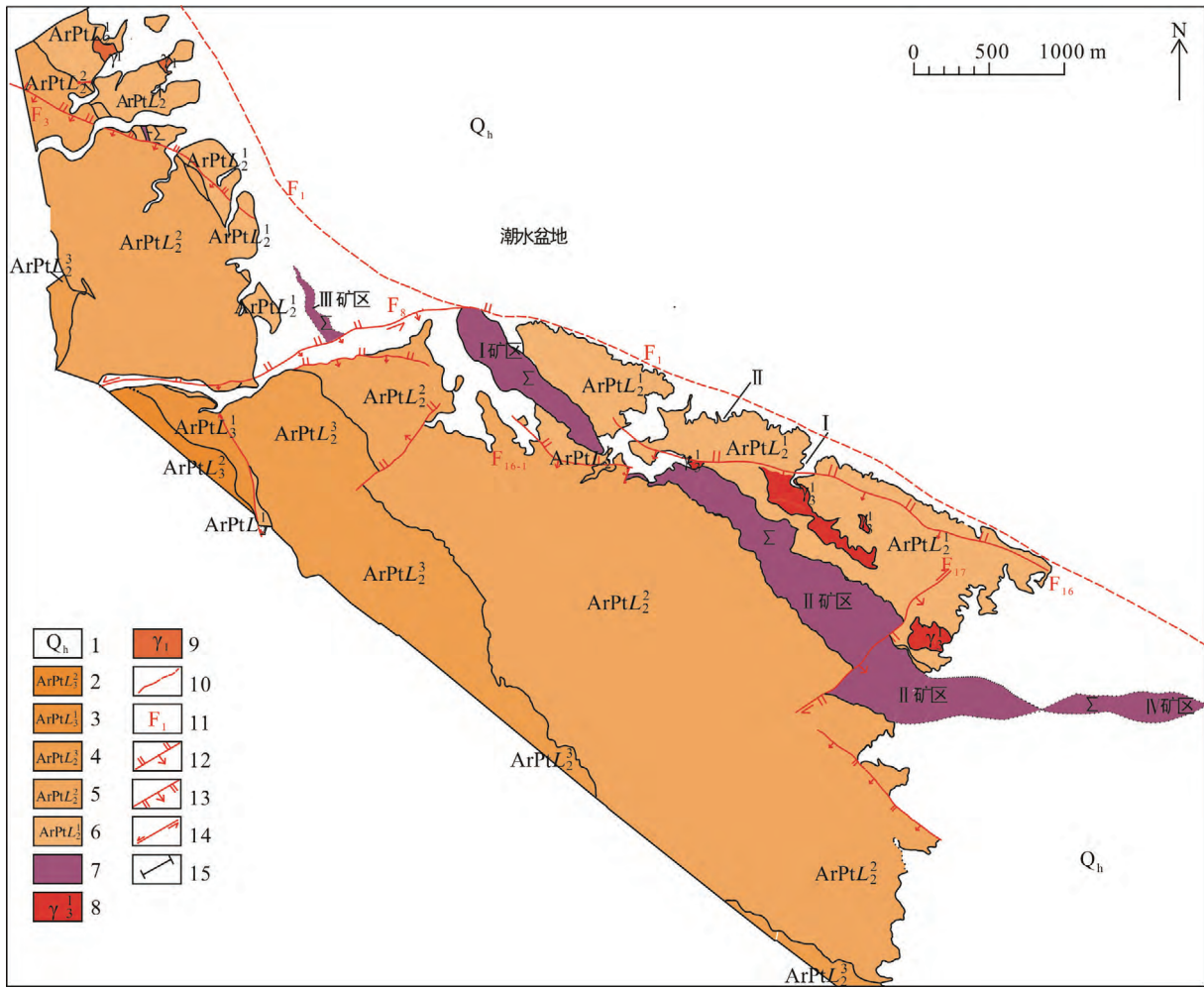
金川矿区大地构造位置位于华北陆块阿拉善地块西南的龙首山隆起带内, 其北侧以龙首山北缘断裂( $F_1$ )与潮水盆地为邻, 南侧与河西走廊北缘断裂( $F_2$ )衔接(曾南石等, 2013), 是两个一级大地构造单元的结合部位, 地质背景极为复杂(图 1)。

区域内地层主要为大面积出露的太古宇-古元古界龙首山岩群及零星分布的中-新元古界和古生界至新生界。龙首山岩群由二岩组和三岩组组成(图 2), 呈 NW-SE 向带状展布, 与区域构造方向一致。二岩组主要由混合岩、片麻岩、变粒岩夹蛇纹石化大理岩、透镜状斜长角闪岩等组成, 含铜镍超基性岩侵入于该岩组中, 为区内重要赋矿地层。三岩组分布在二岩组南侧, 展布方向与二岩组一致, 且与二岩组呈断层接触, 由石英片岩、黑云斜长变粒岩、透镜状石英岩及含石墨大理岩等组成。中-新元古界



1. 新生界沉积物; 2. 白垩系砂岩; 3. 泥盆系-侏罗系沉积岩; 4. 寒武系-志留系沉积岩; 5. 太古宇-元古宇片麻岩和变质沉积岩; 6. 古生代花岗岩; 7. 镁铁-超镁铁质侵入岩; 8. 区域性断层; 9. 磁异常点; 10. 地名; 11. 研究区。

图 1 金川铜镍矿床大地构造位置(a)及区域地质简图(b)(据汤中立和李文渊, 1995 修改)  
Fig.1 Tectonic location (a) and regional geological map (b) of the Jinchuan Cu-Ni deposit



1. 第四系砾石、卵石、松散砂层; 2. 龙首山岩群三岩组第二岩段绢云黑云石英片岩; 3. 龙首山岩群三岩组第一岩段石英岩、大理岩; 4. 龙首山岩群二岩组第三岩段含蛇纹石大理岩、条痕—均质混合岩、含榴二云片麻岩; 5. 龙首山岩群二岩组第二岩段蛇纹大理岩、含榴二云片麻岩、绿泥石英片岩、条带—均质混合岩; 6. 龙首山岩群二岩组第一岩段蛇纹大理岩、黑云斜长片麻岩、角砾状—均质混合岩; 7. 超基性岩; 8. 碎裂正长花岗岩; 9. 片麻状花岗岩; 10. 实测及推测地质界线; 11. 区域性断层; 12. 逆断层; 13. 正断层; 14. 平推断层; 15. 勘探线剖面(据甘肃省祁连山地质队, 1963 修改)。

图 2 金川铜镍矿床矿区地质简图  
Fig.2 Geological sketch of the Jinchuan Cu-Ni deposit

为一套陆源碎屑岩、白云质碳酸盐岩、含砾千枚岩等, 与龙首山岩群呈角度不整合接触。古生代-新生代地层呈零星带状分布, 主要由陆源碎屑岩及化学沉积的碳酸盐岩等组成。

潮水盆地为中新生代断陷盆地, 自下而上由侏罗系、白垩系、新近系和第四系组成。侏罗系分布较广, 以角度不整合直接覆盖在变质基底之上(玉门石油地质志编写组, 1989; 陈静等, 2015), 为一套含油含煤地层。白垩系由红色砂砾岩组成, 为河湖相沉积。新近系分布范围较小, 由含结核砂砾岩组成。第四系分布在山前及山间沟谷, 为冲积-洪积层。

区内构造运动频繁, 形成了一系列 NW 向褶皱及断裂, 发育韧性剪切带、伸展构造, 并伴有中期岩

浆活动和地壳升降运动(甘肃省地矿局, 1995)。依据深度变化引起岩石物性物态的变化和相应产出的构造, 对地壳进行构造层次划分标准(朱志澄等, 1990), 结合区域内岩石变形变质程度、构造运动期次等, 可将区域内构造层次划分为: ①深构造层次, 由龙首山岩群构成, 呈倾向 SE 的单斜产出, 变质程度较深, 达绿帘角闪岩相-角闪岩相, 发育无根褶皱、叠加褶皱、层间褶曲, 构造变形以强塑性压扁、透入性流劈理为主, 原生层理基本已消失殆尽; ②中构造层次, 由中-新元古界构成, 为粗碎屑、碳酸盐岩沉积建造, 角度不整合于龙首山岩群之上, 变质程度达绿片岩相, 以韧性剪切变形为主; ③浅表构造层次, 由古生界及中新生界陆源碎屑岩等组成,



构造变形以脆性断裂及褶皱为主,为地壳抬升至浅地表后受构造作用的具体表现(甘肃省地矿局,1995)。

## 2 $F_1$ 断裂系统特征

金川矿区出露的地层主要为龙首山岩群及中生代地层,由于经历了长久的地质历史和多次构造运动,构造十分复杂。区域研究表明,自古生代以来,区内发生了多次挤压和伸展,浅表层构造较为发育(甘肃省地矿局,1995)。磷灰石裂变径迹研究表明,晚白垩世以来,由于青藏高原的快速隆升和向北推挤,其扩展边界波及至龙首山地区,导致前期伸展盆地停止发育,龙首山快速隆升并接受剥蚀(马关宇等,2014;何鹏举,2015;张北航,2016)。矿区内发育的脆性断层大多为龙首山岩群抬升至地表后受构造作用的具体体现。

矿区内浅表构造层发育的脆性断裂,按照规模大小、断层特征、成生联系,同时考虑其力学性质、展布方向、对岩矿体的影响程度等,初步划分为三个级别:Ⅰ级断裂构造,呈 NWW 向,数量少,规模大,影响范围广,控制矿区成矿后构造格架,如  $F_1$  等;Ⅱ级断裂构造,主要分布在Ⅰ级断裂旁侧,一般呈 NEE、NW、NE 向延伸,该级断裂数量相对较

多,规模较大,对岩矿体具破坏作用,如  $F_8$ 、 $F_{16}$ 、 $F_{17}$  等;Ⅲ级断裂构造,为派生(次生)小断裂,平行于Ⅰ级和Ⅱ级断裂分布,数量众多,规模较小,延伸不超过数百米,对岩矿体破坏作用较小,影响不显著,如  $F_3$ 、 $F_{12}$ 、 $F_{36}$ 、 $F_{18}$  等。上述三级断裂构造共同构成了区内  $F_1$  断裂系统(图 3)。

### 2.1 Ⅰ级断裂构造( $F_1$ )特征

$F_1$  区域上断续长约 200 余千米,走向 NW,倾向 SW,倾角  $32^\circ \sim 75^\circ$ ,是龙首山隆起和潮水盆地的分界,在矿区内仅出露一小部分,呈  $300^\circ$  方向走向,倾向 SW,断裂沿山麓前缘分布,地表被第四系覆盖(图 2)。

沿  $F_1$  分布追索,在Ⅰ矿区西北端露天采坑(龙首矿露天采坑)内,可清晰观察到  $F_1$  特征(图 4):断层呈 NWW 向展布,倾向 SW,倾角  $75^\circ$  左右,龙首山岩群叠置在新近系疏勒河组(Ns)之上,并发育宽 30 m 左右的断层破碎带;断层上盘由龙首山岩群大理岩、片麻岩、斜长角闪岩等组成,局部地段与超基性岩直接接触,岩石大多已不同程度的碎裂,并伴生小规模的次级断裂;断层下盘由新近系疏勒河组砂砾岩及含砾砂岩等组成,岩石整体较为完整,层理发育,中厚层构造;断层破碎带内发育断层角砾岩、断层泥及碎裂岩等,断层角砾岩由大理岩、片麻状花岗岩等

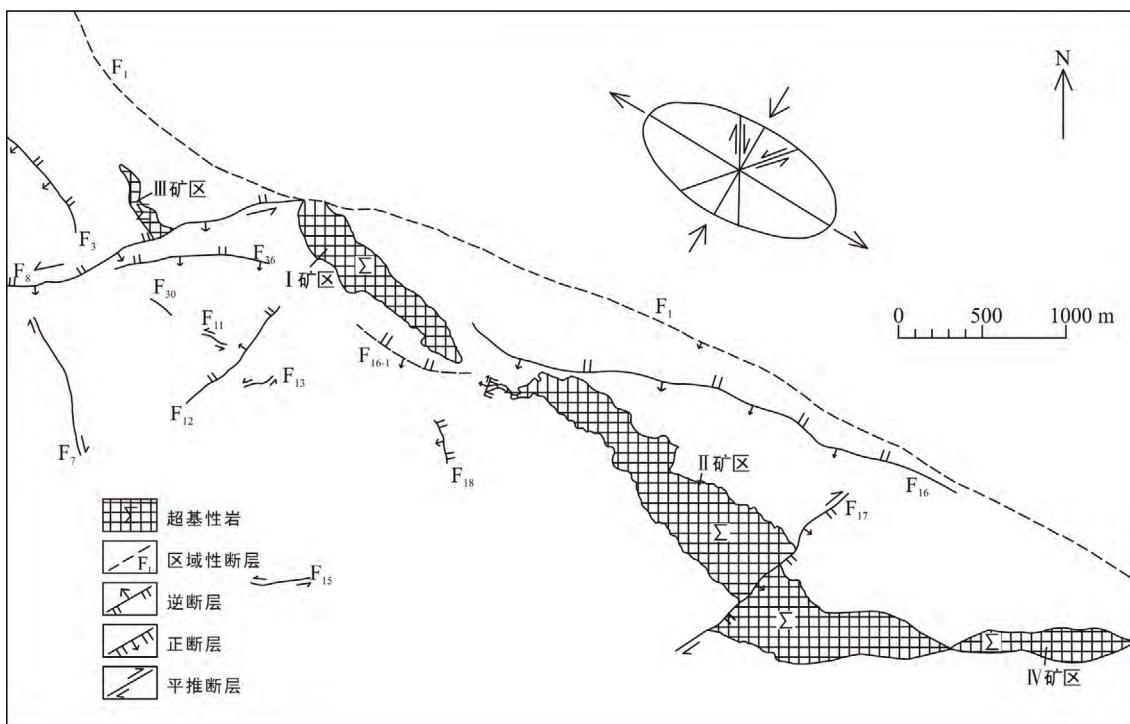
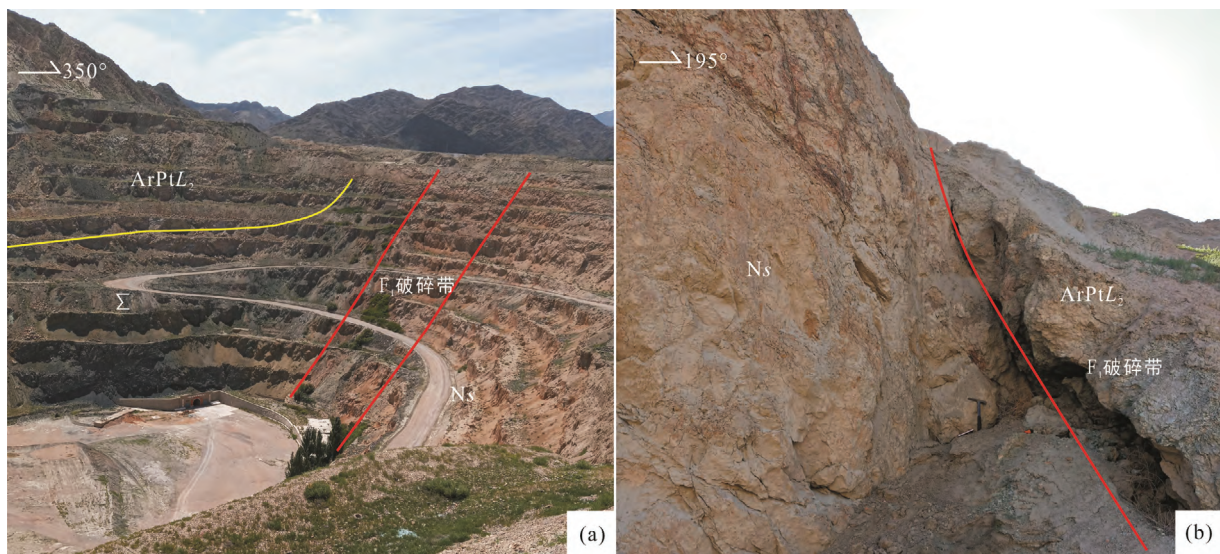


图 3 金川矿区  $F_1$  断裂系统(据甘肃省地质矿产局第六地质队,1984 修编)

Fig.3 The  $F_1$  fracture system in the Jinchuan mining area



Ns. 新近系疏勒河组; ArPtL<sub>2</sub>. 龙首山岩群二岩组; Σ. 超基性岩。

图 4 金川矿区 I 矿区露天采坑内  $F_1$  特征

Fig.4 Characteristics of the  $F_1$  fault in the open pit of the I mining area in the Jinchuan mining area

组成, 略具定向排列, 泥质(碾碎的细颗粒物)胶结, 断层角砾之间胶结疏松, 成岩较差; 断层面擦痕明显, 显示  $F_1$  具多期活动的特点。

在 III 矿区西北侧, 可见到龙首山岩群片麻状花岗质碎裂岩和花岗质断层角砾岩直接叠置在新近系疏勒河组泥岩和砂砾岩之上(图 5), 疏勒河组泥岩和砂砾岩层理清晰, 岩石结构完整,  $F_1$  上盘的片麻状花岗岩则十分碎裂, 显示疏勒河组是在  $F_1$  形成过程中或之后才接受的沉积。

根据钻孔揭露,  $F_1$  上盘由龙首山岩群片麻岩、花岗片麻岩等组成, 岩石不同程度的碎裂, 并伴有旁侧小断裂(图 6a、b)。  $F_1$  断层下盘由第四系卵砾石层和新近系疏勒河组含砾砂岩、砂砾岩等组成, 岩石较完整。断层带由碎裂花岗片麻岩和断层角砾岩组成。碎裂花岗片麻岩为碎裂结构, 碎块粒径 5~20 mm, 局部夹断层角砾岩。断层角砾岩成分为花岗片麻岩、花岗岩、斜长角闪岩等, 断层角砾呈尖锐棱角状、棱角状, 泥质(碾碎的细颗粒物)胶结, 胶结不紧密, 大部分较为疏松, 具泥化现象, 角砾混杂堆积, 略具定向排列。从岩石特征分析, 断层角砾岩是碎裂岩进一步受构造作用的结果。  $F_1$  显示了强烈的构造破坏特征, 在主断裂面两侧形成了宽 30~50 m 的断裂角砾岩和碎裂岩带。

从钻孔揭露剖面及龙首山采坑内观察, 由东向西, 断层产状逐渐变陡, 分别为 32°、44°、75°。从断层叠置关系分析,  $F_1$  现今表现为逆断层, 但无论地表调查还是钻孔揭露, 均显示  $F_1$  断层面并未从能干

型较弱的疏勒河组砂砾岩和泥岩一侧通过。因此, 仅依据现今的叠置关系, 判定其为逆断层, 显然无法解释上述现象, 也无法揭示其内在生成联系。

## 2.2 II 级断裂构造( $F_8$ )特征

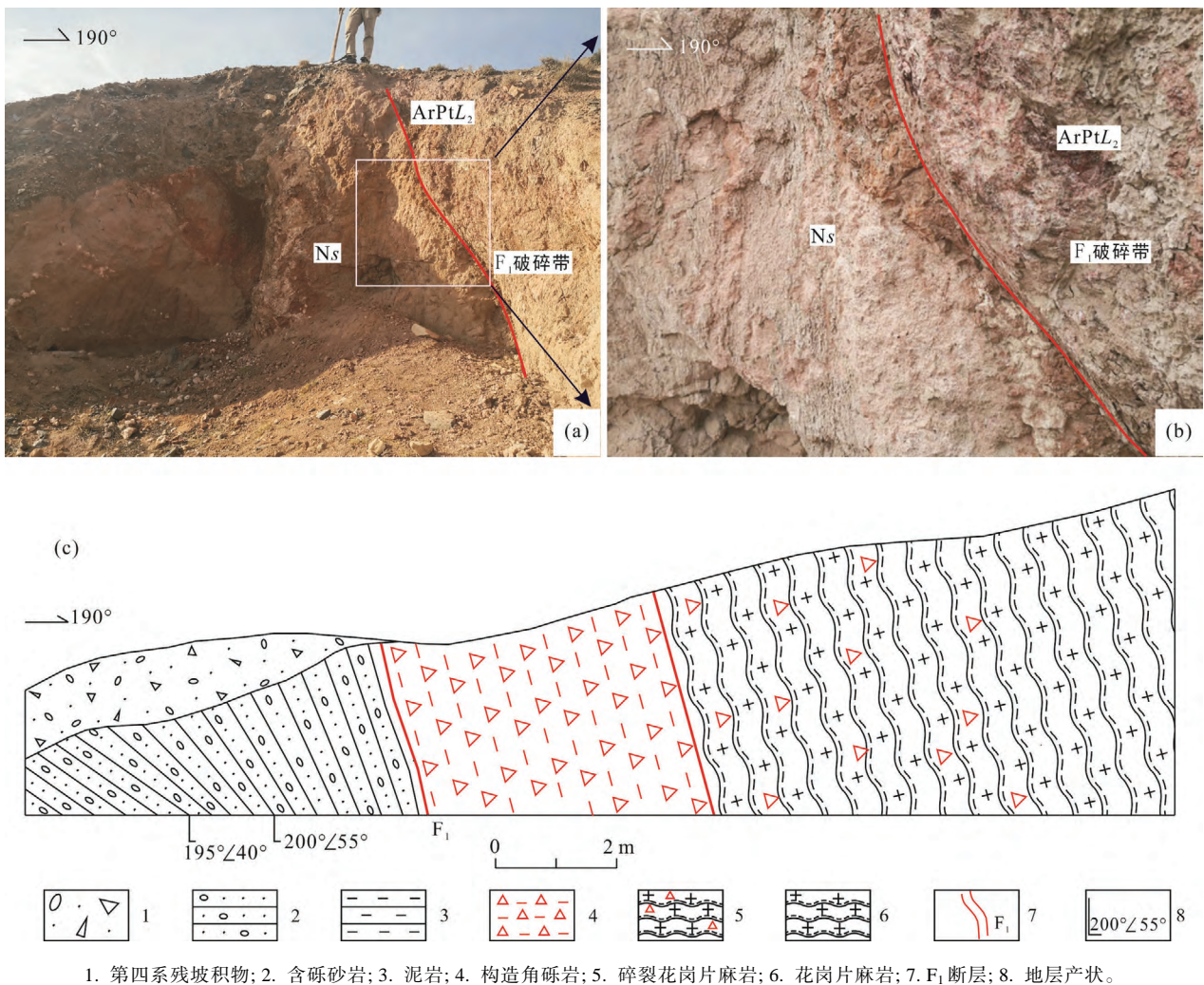
II 级断裂构造主要有  $F_8$ 、 $F_{16}$  等断层, 其中以  $F_8$  规模最大, 最具代表性。

$F_8$  位于 III 矿区与 I 矿区之间, 为一走向 76° 的左行平移断层, 倾向 SE, 倾角 70° 左右。断层带宽数米至数十米, 断层角砾由大理岩、花岗岩、片麻岩等组成, 角砾呈棱角状、次棱角状, 泥质胶结为主, 局部有钙质、铁质胶结, 较疏松。  $F_8$  将 III 矿区超基性岩体尾端错断。

## 2.3 III 级断裂构造特征

III 级断裂构造为 I、II 级断裂构造派生或伴生的小断裂, 其规模较小、数量众多, 有 NWW 向、NEE 向和 SN 向等几组, 其中 NWW 向最为发育。III 级断裂主要发育在两种能干性差异较大的岩石界面附近, 与地层产状基本一致, 一般长数十米至数百米, 断层带宽一般 1 m 至数米, 规模大小悬殊, 断层角砾大小不一, 以泥质胶结为主, 胶结疏松。所有勘查钻孔均显示, 除部分能干性较强的岩石(如厚层大理岩)完整外, 其余地段岩石均有不同程度的碎裂或破碎, 尤其片麻岩及混合岩, 大部分已经碎裂, 岩石完整性极差。III 级断裂有两种表现式样: 一种是在早期已形成断裂形迹的基础上, 继承、利用、叠加、改造原有断裂而形成, 断层角砾具韧性变形并叠加脆性变形的特征; 另一种则仅表现为岩石脆性破碎。





1. 第四系残坡积物; 2. 含砾砂岩; 3. 泥岩; 4. 构造角砾岩; 5. 碎裂花岗片麻岩; 6. 花岗片麻岩; 7.  $F_1$ 断层; 8. 地层产状。

图 5 金川矿区Ⅲ矿区西部  $F_1$  特征

Fig.5 Characteristics of the  $F_1$  fault in the west of the III mining area in the Jinchuan mining area

### 3 潮水盆地演化

#### 3.1 潮水盆地沉积特征

潮水盆地属北山盆地群(罗开平和范小林, 2004), 北以北大山为界, 南与龙首山为邻, 西达桃花拉山, 东至巴彦乌拉山。盆地呈 EW 走向, 带状展布, 西窄东宽, 面积约  $2.2 \times 10^4 \text{ km}^2$ (赵宏波等, 2013)。潮水盆地是在前震旦纪结晶基底上发育的中新生代断陷盆地, 沉积盖层由老到新依次为: ①下侏罗统茆茆沟群, 为一套砂岩、粉砂岩、砂质泥岩及底砾岩, 与下伏地层呈角度不整合接触; ②中侏罗统青土井群, 由粉砂岩及泥岩组成, 为河湖三角洲-河湖相沉积, 与下伏茆茆沟群假整合接触或直接超覆于变质基底之上, 是主要含煤及油气层位; ③上侏罗统沙枣河组, 由灰绿色砂岩夹紫红色砾岩组成, 与下伏青土

井组呈平行不整合接触; ④下白垩统庙沟组, 分布范围较广, 由暗红色砾岩夹灰白色砂岩组成, 与侏罗系呈角度不整合接触; ⑤上白垩统金刚泉组, 由棕红色砾岩、砂岩组成, 与庙沟组呈平行不整合接触; ⑥中新统疏勒河组, 分布范围较小, 主要由棕红色和灰白色砾状砂岩、泥质砂岩和泥岩组成, 与下伏金刚泉组呈角度不整合接触(玉门石油地质志编写组, 1989; 杨敏芳, 2011)。

#### 3.2 潮水盆地构造演化

潮水盆地是在前震旦纪结晶基底上发育的中新生代断陷盆地, 杨敏芳(2011)根据盆地基底性质、断裂分割等, 将潮水盆地划分为平山湖拗陷、桃花拉山隆起、中央隆起、阿右旗拗陷、金昌拗陷、红柳园拗陷、民勤隆起、苏武庙拗陷和石板井隆起共 9 个一级构造单元, 其中金川拗陷包括盐井子凹陷、窖南凹陷和窖水凸起 3 个二级构造单元(图 7)。郑孟



林等(2003)认为窖南凹陷受近 EW 向断层的控制, 在剖面上为箕状断陷, 表现为正断层对侏罗系的控制, F<sub>1</sub> 则位于窖南凹陷南侧。

潮水盆地自侏罗纪以来, 构造活动频繁, 断裂发育。杨敏芳(2011)利用二维地震剖面资料, 共解释

出大、小断层 70 余条, 断层走向大多近 EW 向, 正断层为主, 倾角大多在 70°以上, 倾向相向产出, 控制了盆地内部结构及沉积物的产出。从穿过潮水盆地南缘 F<sub>1</sub> 的二维地震剖面可以清晰的看出, F<sub>1</sub> 深部陡向北倾(图 8a、b)。

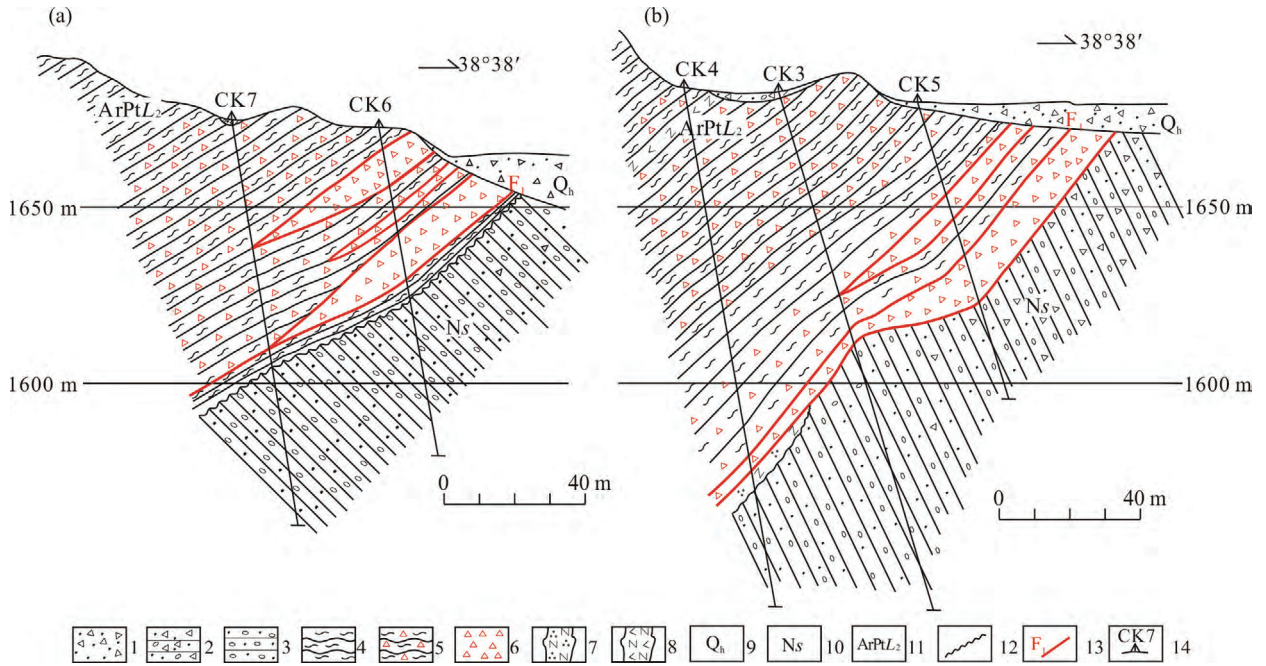


图 6 金川矿区 F<sub>1</sub> 第 I (a)、II (b) 勘探线剖面图(据甘肃省祁连山地质队, 1963 修改; 位置见图 2)

Fig.6 Section maps of the F<sub>1</sub> along the exploration lines I (a) and II (b) in the Jinchuan mining area

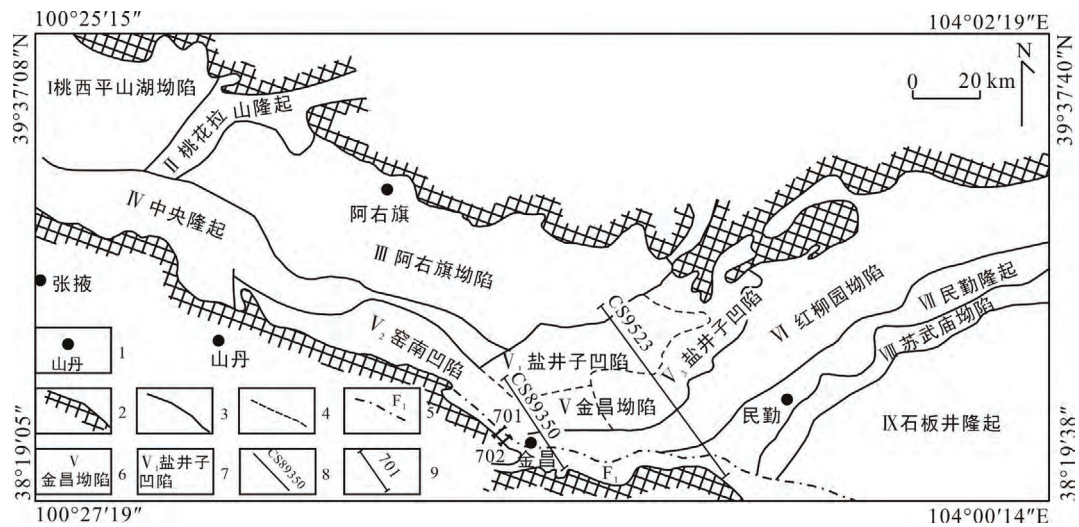


图 7 潮水盆地构造分区图(据杨敏芳, 2011 修编)

Fig.7 Structural zoning map of the Chaoshui Basin



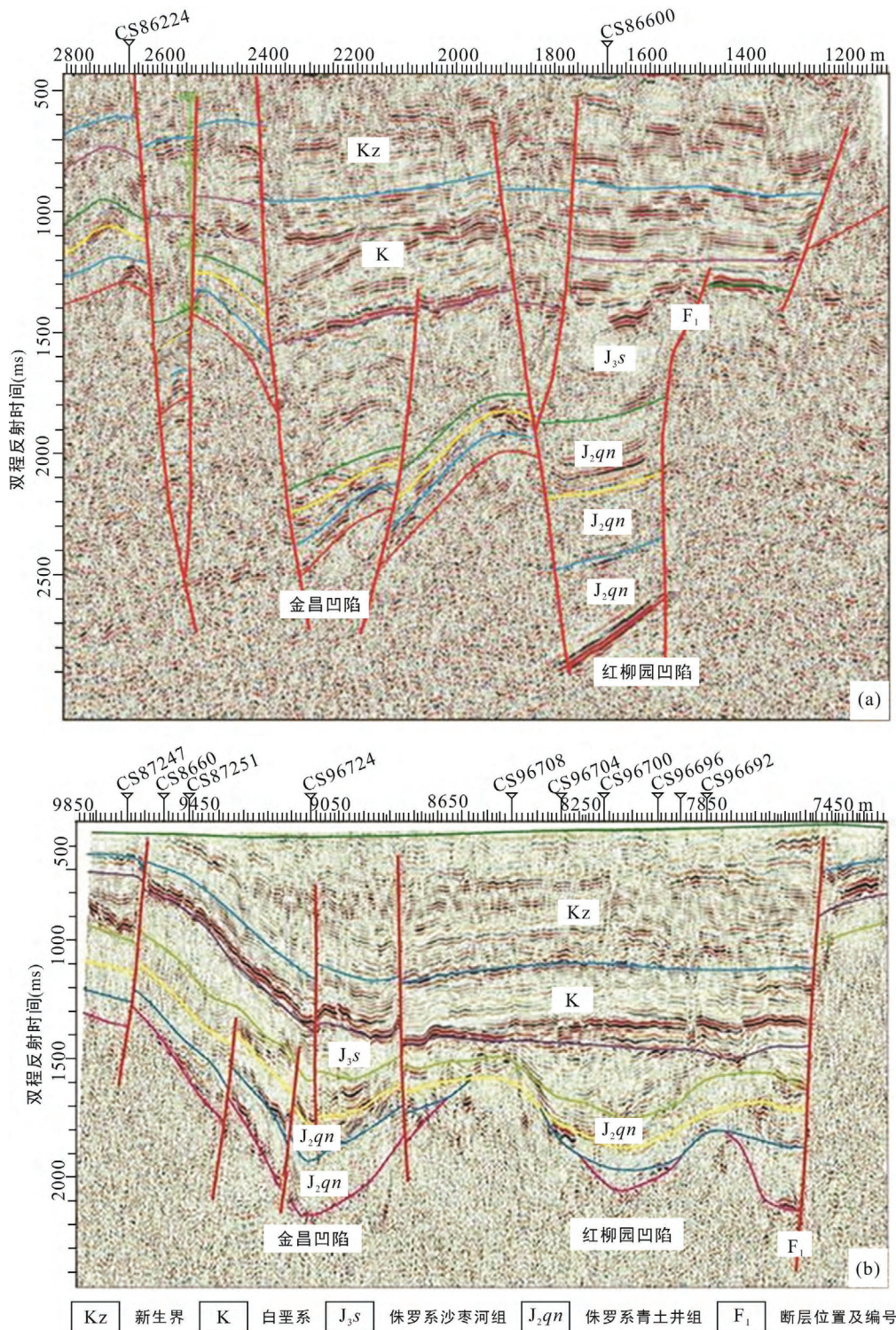


图 8 CS89350(a)、CS9523(b)地震构造剖面(据杨敏芳, 2011 修改; 位置见图 7)

Fig.8 Seismic structural profiles of CS89350 (a) and CS9523 (b)

可控源音频大地电磁测深(CSAMT)剖面(图 9a、b), 清晰反映 F<sub>1</sub> 两侧表现为不同的地球物理特征: 断层南侧, 在 CSAMT 视电阻率异常断面图上为高阻, 为龙首山岩群老变质岩的反映; 北侧为低阻, 与南侧老地层界线清晰, 为潮水盆地陆源碎屑物的

反映。垂向异常变化界面附近是 F<sub>1</sub> 断裂带通过的位置, 在 701 剖面中 F<sub>1</sub> 产状浅部南倾, 深部直立甚至北倾(图 9a), 在 702 剖面中 F<sub>1</sub> 产状陡向南倾(图 9b)。

陈发景和汪新文(2000)认为早-中侏罗世受地幔拆沉和伸展垮塌作用, 区域应力场由挤压转化为伸



展。在此构造背景下, 早侏罗世潮水盆地受 SN 向拉伸, 产生了一系列平行于构造线的张性断裂, 并接受了芨芨沟群的沉积; 中侏罗世断裂活动加剧, 致使各坳陷内水体加深, 接受了巨厚的青土井群(最厚可达 2000 m)沉积; 晚侏罗世末期至早白垩世早期, 华北板块与西伯利亚板块碰撞, 块体间强烈的碰撞作用造成阿拉善地区整体抬升, 使上侏罗统沙枣河组与下白垩统庙沟组呈角度不整合接触(李雄, 2010; 赵宏波等, 2013)。早白垩世初, 盆地再次下沉, 仅在局部接受河流相沉积, 但下沉幅度不大。新近纪受喜山运动的影响, 盆地遭受青藏高原隆升的影响, 受来自 SSW 方向的挤压, 部分早期形成的断层发生大幅反转, 并在第四纪形成现今地貌(玉门石油地质志编写组, 1989; 赵宏波等, 2013)。根据潮水盆地的演化史, 将其划分为早-中侏罗世的断陷成盆地、晚侏罗世早中期的坳陷期、晚侏罗世末到白垩纪的隆升萎缩期和新生代的消亡期 4 个阶段(赵宏波等, 2013)。

综上所述,  $F_1$  断裂系统是受潮水盆地形成、演化控制的, 是潮水盆地的组成部分。

## 4 讨论

### 4.1 $F_1$ 断裂系统演化

#### 4.1.1 $F_1$ 演化

有学者认为  $F_1$  为龙首山北缘的深大断裂, 是控

岩控矿的主导断裂(甘肃省祁连山地质队, 1963; 甘肃省地质矿产局第六地质队, 1984; 孙桂玉, 1990; 汪劲草和汤静如, 2011; 曾认宇等, 2013); 曾认宇等(2013)认为  $F_1$ 、 $F_8$  形成于吕梁期, 后经地壳抬升, 发展为现今式样。

现今,  $F_1$  表现为龙首山岩群叠置在新地层之上, 为逆断层。但仅根据现今断层的空间关系, 将其理解为控岩控矿的逆断层或吕梁期形成的逆断层, 一些地质现象则无法合理解释: ①断层角砾大多呈尖锐棱角状、棱角状, 是张性环境下形成的产物, 与压性环境下形成的断层角砾力学特征不符, 且构造角砾岩为泥质(碾碎的细颗粒物)胶结, 结构疏松, 说明其形成时间较新; ②如果  $F_1$  是新近纪地层成岩后断层复活发生的再次逆冲, 则主断裂面应该分布在岩石能干性较弱的新地层一侧, 且断层角砾岩应该主要由新地层内砂砾岩组成, 但所有证据显示, 断层角砾岩均由龙首山岩群的老变质岩组成; ③如果是吕梁期形成的控岩控矿断裂, 在漫长的地质演化中, 断层角砾岩不可能不发生任何硅质胶结, 断层带中也不可能不存在热液活动或超基性岩体残留的痕迹; ④ I 矿区采坑和图 5、图 6 均显示新近系疏勒河组砂砾岩在断层带附近, 并未发生明显的变形, 且岩石较为完整; ⑤二维地震剖面探测成果显示(图 8),  $F_1$  深部产状北倾, 是控制潮水盆地边缘的控盆断裂, 可控源反演剖面(图 9)也显示相似的结果。

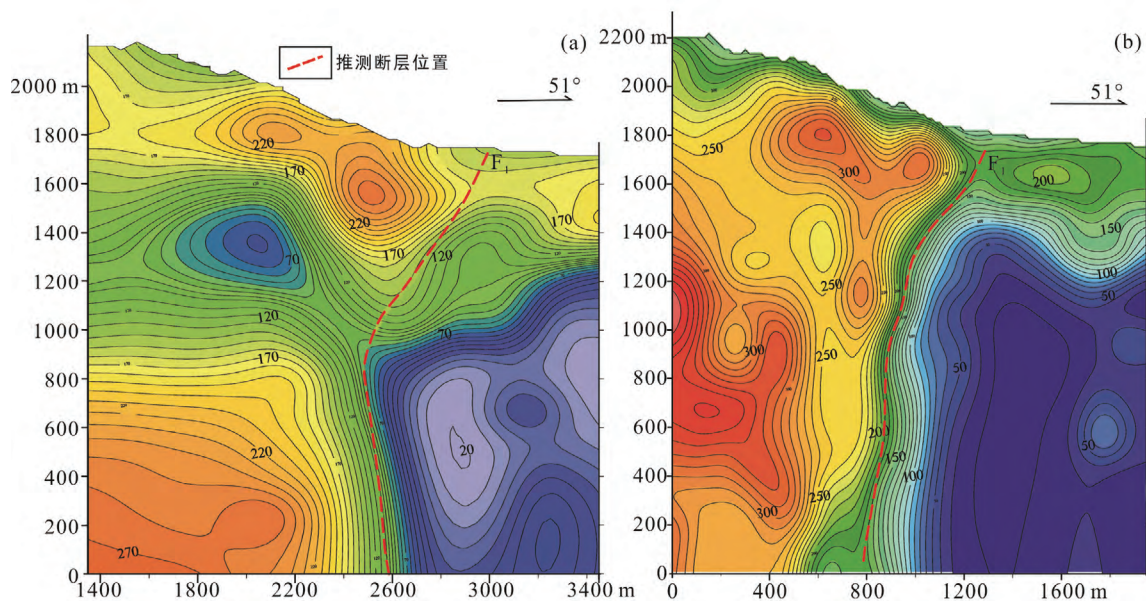


图 9 西北延区 701(a)、702(b)可控源音频大地电磁剖面图(位置见图 7)

Fig.9 CSAMT profiles of 701 (a) and 702 (b) in the northwest extension area

因此,对  $F_1$  形成和演化,需要在详尽的野外调查基础上,充分利用已获取的实证资料,以客观事实为依据、构造地质学理论为指导、区域地质构造发展史为主线,按照符合岩石变形、演化等内在逻辑性的原则,进行谨慎推理、综合分析,才可能得出更接近事物本身真相的结论。

前已述及,  $F_1$  是控制潮水盆地的边界断裂,它的形成与发展必然与潮水盆地的演化密切相关。潮水盆地是在拉张环境下形成,只有后期的改造,才可能出现逆断层。地震资料也显示(图 8),  $F_1$  控制了盆地的沉积,为同生正断层,喜山期在浅部反转为逆断层(杨敏芳, 2011)。

目前年代学资料倾向认为,金川岩体形成于约 830 Ma 的新元古代(杨刚等, 2005; Zhang et al., 2010),其侵位深度在 6.9~15 km(汤中立和李文渊, 1995; Yang et al., 1998; 陈列锰等, 2009),晚白垩世早期龙首山地区才遭受快速的抬升冷却、剥蚀(马关宇等, 2014; 张北航, 2016)。由此可见,金川岩体侵位后经历了漫长的地壳运动才抬升出露至地表并遭剥蚀。

由于任何局部地质构造事件的发生都不可能是孤立的,往往是区域构造活动的产物。巍峨耸立在龙首山南侧的祁连山,是青藏高原的东北缘。戚帮申等(2016)利用磷灰石裂变径迹对祁连山隆升过程进行研究,结果表明祁连山自白垩纪以来至少经历了 3 个重要的构造活动阶段:①白垩纪早期(大约  $129 \pm 14$  Ma~ $115 \pm 17$  Ma)祁连山隆升,遭受了快速剥蚀;②白垩纪中晚期-中新世早期( $115 \pm 17$  Ma~ $25 \pm 7$  Ma)构造平静,剥蚀速率较低;③中新世以来强烈隆升而最终形成盆-山构造地貌格局。陈宣华等(2019)也认为祁连山中生代以来,经历了早白垩世早期挤压、早白垩世晚期伸展、中新世晚期挤压和第四纪以来的活动挤压构造事件。低温热年代学研究也表明,祁连山快速隆升的时间主要集中在中新世(万景林等, 2001, 2010; 王瑜等, 2002; 陈正乐等, 2002; 李清洋, 2010; 姜少飞, 2011; 张北航, 2016); 张北航(2016)认为龙首山地区和其南侧的青藏高原东北缘自晚白垩世以来,具有相似的构造热事件。

潮水盆地自白垩纪以来的沉积特征和构造演化也印证了青藏高原的隆升已扩展至龙首山地区,尤其中新世以来,祁连山的强烈隆升并向北推挤,对龙首山地区产生了强烈影响。即祁连山隆升过程中,来自青藏高原向 NE 向的强烈水平推力,穿过民乐盆地与武威盆地所挟持的永昌隆起,直接传导至龙

首山地区(图 10),造成  $F_1$  强烈反转,也是造成金川矿区地应力超高、岩石破碎的直接原因。

根据区域构造及潮水盆地演化史、 $F_1$  带内岩石叠置关系、断层角砾组成、赋存状态及区域应力场等分析,  $F_1$  形成及演化过程应该为:早-中侏罗世断陷成盆期,在盆地边缘形成同生正断层;晚侏罗世早中期的拗陷期,断层规模得到进一步发展;晚侏罗世末到白垩纪的隆升萎缩期,区内力学体制由拉张转为轻微挤压;新生代消亡期(主要为中新世),随着青藏高原东北缘的祁连山强烈隆起,并由此产生来自 SSW 向的强大水平推挤力,经过永昌隆起的古生代地层和花岗岩体等能干性较强岩石的传导,穿过河西走廊,使金川矿区处于水平压应力为主的高地应力区(刘高等, 2002),致使断层强烈反转,浅部倾向由 NNE 向转为 SSW 向,深部倾向则仍为 NNE 向(图 8),改造为浅部南倾,深部北倾的弧形断裂,并表现为左行斜向逆冲断层(图 3),其并非控岩控矿主导断裂,也非吕梁期形成。

汤中立和李文渊(1995)依据大地电磁测深(MT),认为龙首山隆起为推覆体,呈上陡下缓铲状分布,  $F_1$  对应北部的铲状构造面,由于逆冲推覆作用,现今的岩体与岩浆源位置已错动,没有对应的空间关系。宋鸿林等(2013)将逆冲推覆构造定义为大型低角度( $<30^\circ$ )逆冲断层与其上覆逆冲岩席共同组成的收缩变形构造系统。显然,  $F_1$  并非低角度逆冲断层构成的逆冲推覆构造。大地电磁测深(MT)具有利用天然场源、探测深度大、采用平面波理论阻抗形式简洁和

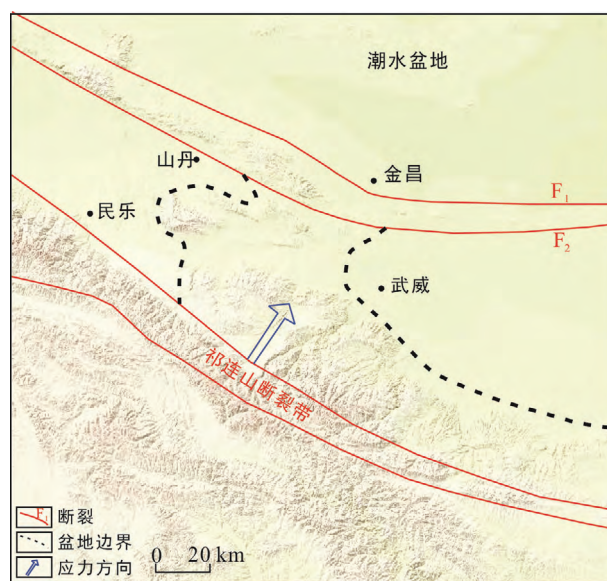


图 10 喜山期区域应力分析图

Fig.10 Regional stress analysis of the Himalayan period



解释简单等一系列特点, 但该方法有两个与生俱来的缺点, 一是信号微弱, 二是信号随机, 它们导致垂直分辨率和水平分辨率都很低, 观测精度很低(何继善, 2019), 依据大地电磁测深(MT)探测结果对深部构造的解释可能存在多解性。姜枚等(2012)也认为无法对铲状断裂给予肯定与支持, 可控源音频大地电磁测深(CSAMT)剖面反映出地表与深部异常是相连的。因此, MT 反映的低阻电性层, 可能需从龙首山隆起的历史演化过程或探测方法的适用性中另行分析。而且  $F_1$  内在结构特征及演化过程分析, 也不支持推覆构造存在。

#### 4.1.2 $F_1$ 与 $F_8$ 成生关系

$F_1$  与  $F_8$  形成关系, 前人虽有过论述(甘肃省地质矿产局第六地质队, 1984; 汤中立和李文渊, 1995; 宋谢炎等, 2011), 但其形成机理、先后顺序及成生联系没有厘清。由于  $F_1$  与  $F_8$  交汇部位地表被第四系覆盖, 仅表现为山前断裂, 无法直接辨识其地表特征及产出位置, 因此,  $F_1$  是否被  $F_8$  错断存在分歧。根据矿床初期勘查钻孔原始资料(如 CK32 等)(甘肃省祁连山地质队, 1961), 并结合物探资料, 认为  $F_1$  没有被  $F_8$  错断(图 2、3)。

二维地震资料(杨敏芳, 2011)及矿区 CSAMT 测量成果(姜枚等, 2012)均显示, 紧邻  $F_1$  的窖南凹陷, 以  $F_8$  为界, 东段埋深最深可达 3600 m(玉门石油地质志编写组, 1989), 西段仅数百米(甘肃省祁连山地质队, 1963), 在中新世  $F_1$  强烈反转过程中, 东段为应力释放区, 西段则受下伏龙首山岩群刚性地层的制约, 形成应力抵抗区。 $F_8$  则在  $F_1$  强烈反转过程中, 受潮水盆地基底出露高度的制约, 在 I 矿区与 III 矿区交汇处形成“入”字型构造(图 3),  $F_1$  从东向西产状逐渐变陡, 也印证了这一观点。

因此,  $F_8$  及其他 II 级和 III 级断裂构造, 是  $F_1$  的派生(次生)断裂, 其具有内在的成生联系, 共同构成  $F_1$  断裂系统。

#### 4.2 $F_1$ 断裂系统对岩矿体的影响

根据  $F_1$  特征及演化史, 初步认为  $F_1$  为潮水盆地形成之初的拉张阶段形成的正断层, 可将 I 矿区超基性岩体北西端延伸部分错断(图 3、4a), 错断部分陷落至潮水盆地; 从 I 矿区超基性岩体的分布形态及勘查结果分析, 也不排除超基性岩体在该部位尖灭的可能;  $F_1$  反转阶段, 受 SSW 向浅表层水平推力, 近地表的岩矿体由南南西向北北东发生了推移, 产状发生了变化, 深部则影响较小, 岩矿体仍然是

连续的。

矿区内发育走向与  $F_1$  近平行的 III 级断裂, 其数量众多、规模较小, 部分在  $F_1$  形成之初, 继承和改造了原有断裂, 并且也以张性断裂的形式出现, 随  $F_1$  发生反转, 现今表现为逆断层; 另外一部分则是在  $F_1$  反转过程中形成。NEE 向 II 级断裂构造, 除  $F_8$  将岩矿体左行平移, 产生一定的破坏作用外, 其余断层对岩体影响较小;  $F_{17}$  则是在 SSW 向挤压中, 形成的张扭性断层, 对岩矿体也有破坏。

根据历年勘查资料及地表调查, 矿区内岩石整体破碎, 钻孔中除厚层大理岩、致密的超基性岩局部较完整外, 其余地段岩石较为破碎, 说明矿区内 III 级断裂数量众多, 只是单个断层对岩矿体破坏程度较小, 没有全部识别。 $F_1$  浅表层产状由龙首山采坑向东(图 6a、b), 分别为  $75^\circ$ 、 $44^\circ$ 、 $32^\circ$ , 逐渐变缓, 受其影响, 浅表层岩矿体产状也由西向东逐渐变缓(图 11), 从另一个侧面证明各矿区岩石变形或位移程度的差异: III 矿区通过其东侧发育的  $F_8$ , 应力得以释放; I、II、IV 矿区则主要以  $F_1$  发生强烈反转及 II 级、III 级断裂的形式表现, 岩石完整性受到破坏, 地层及岩体浅表层由 SSW 向 NNE 向发生了位移, 且由西向东位移量逐渐加大, 深部超基性岩体则基本保持了其侵位形态, 位移量较小。岩矿体深部连续延伸地段为找矿有利部位。

## 5 结 论

(1)  $F_1$  为控制潮水盆地的边缘同生断裂, 与潮水盆地同步发展, 早-中侏罗世断陷成盆期形成同生正断层; 晚侏罗世早中期拗陷期断层规模得到进一步发展; 晚侏罗世末到白垩纪隆升萎缩期, 区内应力由拉伸转为挤压; 新生代消亡期(主要为中新世), 受青藏高原强烈隆起产生的来自 SSW 向的水平挤压应力, 经永昌隆起传导至潮水盆地,  $F_1$  强烈反转, 改造为浅部南倾, 深部北倾的弧形断裂, 表现为左行逆断层。因此,  $F_1$  并非控岩控矿断裂, 也非吕梁期形成。

(2) 以  $F_8$  为代表的 II 级断裂构造和规模较小的 III 级断裂构造是 I 级断裂构造( $F_1$ )的派生(次生)断裂, 是在统一的应力场作用下形成, 具内在成生联系, 共同构成  $F_1$  断裂系统。 $F_8$  及其他 NE 向断裂为左行平移断层, 是受  $F_1$  控制的分支断裂, 为“入”字型构造。

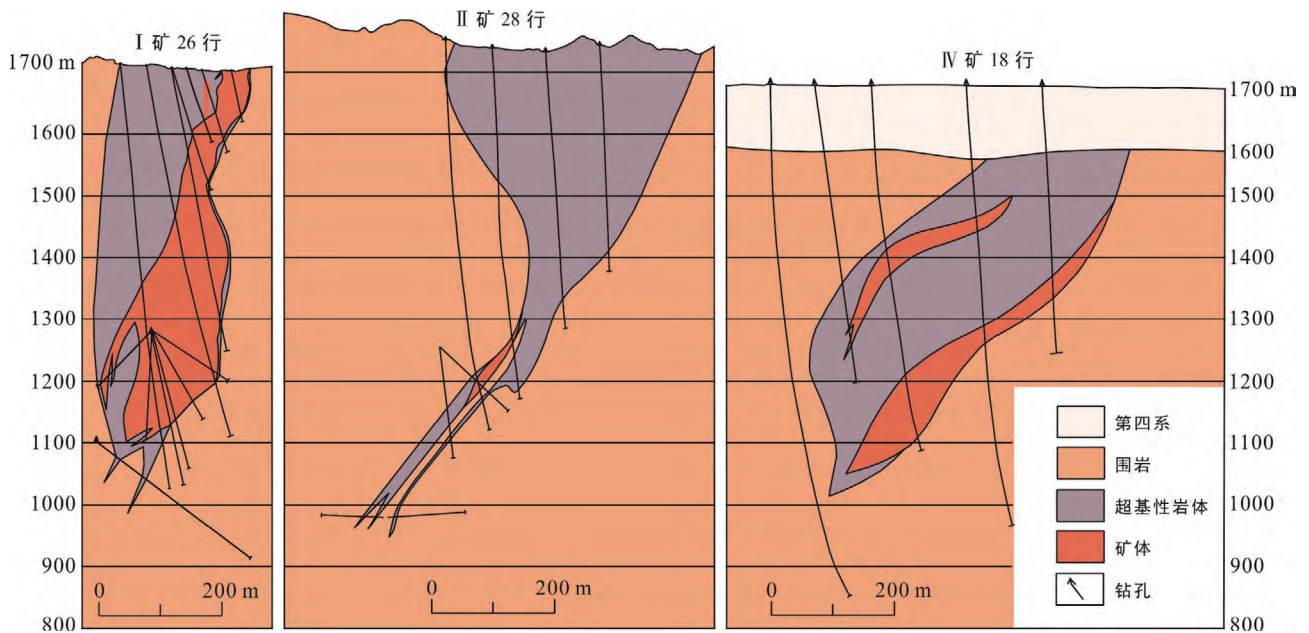


图 11 超基性岩体由西向东产状变化剖面图

Fig.11 Profiles showing the occurrence changes of the ultrabasic rock body from west to east

(3)  $F_1$  断裂系统对岩矿体的影响表现为: III 矿区东侧发育  $F_8$  左行平移断层, 岩矿体被错断; I、II、IV 矿区地层及岩矿体, 浅部主要通过  $F_1$  反转及 II 级、III 级断裂的形式由南南西向北北东发生位移, 产状由西向东逐渐变缓, 岩石完整性受到破坏; 深部超基性岩体则基本保持了其原始侵位形态, 受影响较小; 岩矿体深部连续延伸地段为找矿有利部位, 对深部勘查具重要指导意义。

**致谢:** 本文在成文过程中得到了中国地质大学(北京)王根厚教授和中国地质科学院地质力学研究所陈柏林研究员的指导, 在此深表谢意; 也感谢桂林理工大学汪劲草教授和中南大学赖健清教授在一审、二审过程中提出的宝贵建议, 使本文更加完善。

#### 参考文献(References):

- 艾启兴, 曾认宇, 和秋姣, 赖健清, 毛先成. 2018. 金川矿区变基性岩锆石 U-Pb 年代学及地质意义. 矿物学报, 38(2): 185-195.
- 长安大学. 2015. 甘肃省金昌市金川铜镍硫化物矿床深部及东湾异常区资源潜力评价.
- 陈发景, 汪新文. 2000. 中国西北地区早-中侏罗世盆地原型分析. 地学前缘, 7(4): 459-469.
- 陈静, 荣晓, 杨昆, 郭长林. 2015. 潮水盆地西部半槽河地区砂岩型铀矿成矿潜力分析. 世界核地质科学, 32(2): 85-90.

陈列猛, 宋谢炎, Danyushevsky L V, 肖加飞, 朱丹, 周国富, 官建祥, 刘世荣, 郑文勤. 2009. 金川岩体母岩浆成分及其分离结晶过程的熔浆热力学模拟. 地质学报, 83(9): 1302-1315.

陈宣华, 邵兆刚, 熊小松, 高锐, 徐盛林, 张义平, 李冰, 王叶. 2019. 祁连山北缘早白垩世榆木山逆冲推覆构造与油气远景. 地球学报, 40(3): 377-392.

陈正乐, 万景林, 王小凤, 陈宣华, 潘锦华. 2002. 阿尔金断裂带 8Ma 左右的快速走滑及其地质意义. 地球学报, 23(4): 295-300.

甘肃省地矿局. 1995. 西坡幅、河西堡幅、东寨乡幅 1: 50000 区域地质调查报告.

甘肃省地质矿产局第六地质队. 1984. 白家咀子硫化铜镍矿床地质. 北京: 地质出版社: 1-17.

甘肃省祁连山地质队. 1961. 甘肃省永昌县白家嘴咀子铜镍矿第一矿区地质勘探最终报告.

甘肃省祁连山地质队. 1963. 甘肃永昌白家咀子地区断层及竖井工程地质性质勘察中间报告.

高辉, Hronsky J, 曹殿华, 李瑞萍, 张鹏. 2009. 金川铜镍矿床成矿模式、控矿因素分析与找矿. 地质与勘探, 45(3): 218-228.

何继善. 2019. 大深度高精度广域电磁勘探理论与技术. 中国有色金属学报, 29(9): 1809-1816.

何鹏举. 2015. 碎屑磷灰石裂变径迹热年代学记录的青藏高原东北缘祁连山新生代构造变形过程. 兰州: 兰州大学博士学位论文: 1-113.

和秋姣, 赖健清, 毛先成, 肖文舟, 艾启兴, 刘焯, 杜日



- 俊. 2019. 甘肃金川矿区构造应力场与构造演化研究. 地质找矿论丛, 34(2): 265–273.
- 贾恩环. 1986. 甘肃金川硫化铜镍矿床地质特征. 矿床地质, 5(1): 27–38.
- 姜枚, 谭捍东, 钱辉, 张立树, 李庆庆, 彭森, 王伟. 2012. 金川铜镍矿床的地球物理深部结构与成因模式. 矿床地质, 31(2): 207–215.
- 姜少飞. 2011. 北祁连山磷灰石裂变径迹热年代学初步研究. 兰州: 兰州大学硕士学位论文: 1–55.
- 李清洋. 2010. 祁连山东段磷灰石裂变径迹热年代学初步研究. 兰州: 兰州大学硕士学位论文: 1–40.
- 李文渊. 2006. 祁连山岩浆作用有关金属硫化物矿床成矿与找矿. 北京: 地质出版社: 1–150.
- 李雄. 2010. 潮水盆地构造特征及其对油气成藏条件的控制. 石油地质与工程, 24(2): 17–20.
- 刘高, 韩文峰, 聂德新. 2002. 金川矿区地应力场特征. 天津城市建设学院学报, 8(2): 81–85.
- 罗开平, 范小林. 2004. 河西走廊及邻区中生代成盆背景与盆地原型. 石油实验地质, 26(5): 432–436.
- 马关宇, 高军平, 杜丁丁, 白永波, 潘星. 2014. 金川铜镍矿床成矿后的抬升破坏: 来自热年代学的证据. 世界地质, 33(3): 581–590.
- 戚帮申, 胡道功, 杨肖肖, 张耀玲, 谭成轩, 张鹏, 丰成君. 2016. 祁连山中段白垩纪以来阶段性构造抬升过程的磷灰石裂变径迹证据. 地球学报, 37(1): 46–58.
- 宋鸿林, 张长厚, 王根厚. 2013. 构造地质学. 北京: 地质出版社: 175–186.
- 宋谢炎, 陈列猛, 邓宇峰, 颜炜. 2011. 金川两个岩体的识别及其深部找矿意义. 矿物学报, 31(S1): 389–390.
- 孙桂玉. 1990. 脆-韧性剪切带控矿的初步探讨——对金川铜镍矿控岩控矿构造的新见解. 矿床地质, 9(4): 352–362.
- 汤中立. 1990. 金川硫化铜镍矿床成矿模式. 现代地质, 4(4): 55–64.
- 汤中立. 1996. 中国岩浆硫化物矿床的主要成矿机制. 地质学报, 70(3): 237–243.
- 汤中立, 李文渊. 1995. 金川铜镍硫化物(含铂)矿床成矿模式及地质对比. 北京: 地质出版社: 1–37.
- 汤中立, 闫海卿, 焦建刚, 王沪文, 陈克娜, 邱根雷, 赵晓燕. 2010. 金川铜镍矿集区大陆深钻选址研究现状与进展. 矿床地质, 29(S1): 889–890.
- 汤中立, 杨杰东, 徐士进, 陶仙聪, 李文渊. 1992. 金川含矿超镁铁岩的Sm-Nd定年. 科学通报, 37(10): 918–920.
- 万景林, 王瑜, 李齐, 王非, 王二七. 2001. 阿尔金山北段新生代山体抬升的裂变径迹证据. 矿物岩石地球化学通报, 20(4): 222–224.
- 万景林, 郑文俊, 郑德文, 王伟涛, 王志才. 2010. 祁连山北缘晚新生代构造活动的低温热年代学证据. 地球化学, 39(5): 439–446.
- 汪劲草, 汤静如. 2011. 金川超基性岩体形态演变对矿区构造的制约. 地质学报, 85(3): 323–329.
- 王瑜, 万景林, 李齐, 王非, 王二七. 2002. 阿尔金山北段阿克塞-党金山口一带新生代山体抬升和剥蚀的裂变径迹证据. 地质学报, 76(2): 191–198.
- 杨刚, 杜安道, 卢记仁, 屈文俊, 陈江峰. 2005. 金川镍-铜-铂矿床块状硫化物矿石的Re-Os(ICP-MS)定年. 中国科学(D辑), 35(3): 241–245.
- 杨经绥, 许志琴, 汤中立, 刘嘉麒, 戚学祥, 张泽明, 吴才来, 薛怀民, 张金昌, 张晓西, 姜枚, 曾载淋. 2011. 大陆科学钻探选址与钻探实验. 地球学报, 32(S1): 84–112.
- 杨敏芳. 2011. 潮水盆地侏罗纪煤炭资源赋存规律研究. 北京: 中国地质大学(北京)博士学位论文: 1–150.
- 玉门石油地质志编写组. 1989. 中国石油地质志(卷十三) 玉门石油地质志. 北京: 石油工业出版社: 313–355.
- 张北航. 2016. 河西走廊北缘晚中生代-新生代构造演化. 北京: 中国地质大学(北京)硕士学位论文: 1–50.
- 曾南石, 汪劲草, 罗先熔, 张建辉. 2013. 金川地区构造序列及与铜镍硫化物矿床的关系. 地学前缘, 20(6): 210–218.
- 曾认宇, 赖健清, 毛先成, 陶斤金. 2013. 金川铜镍矿床中断裂系统的形成演化及对矿体的控制. 中国有色金属学报, 23(9): 2574–2582.
- 赵宏波, 何昕睿, 王筱烨, 谷道会. 2013. 潮水盆地构造特征. 岩性油气藏, 25(2): 36–40.
- 郑孟林, 曹春潮, 李明杰, 张军勇. 2003. 北山-阿拉善地区侏罗纪盆地构造特征及其演化. 世界地质, 22(2): 124–128.
- 朱志澄, 韦必则, 张旺生, 曾佐勋, 索书田. 1990. 构造地质学. 北京: 地质出版社: 1–9.
- Yang X Z, Ishihara S, Matsueda H. 1998. Multiphase melt inclusions in the Jinchuan complex, China: Implications for petrogenic and metallogenic physico-chemical conditions. *International Geology Review*, 40(4): 335–349.
- Zhang M J, Kamo S L, Li C, Hu P Q, Ripley E M. 2010. Precise U-Pb zircon-baddeleyite age of the Jinchuan sulfide ore-bearing ultramafic intrusion, western China. *Mineralium Deposita*, 45(1): 3–9.

## Evolution of $F_1$ Fracture System in Jinchuan Cu-Ni Sulfide Deposit and its Significance

LI Shengdong<sup>1</sup>, YANG Yongchun<sup>1</sup>, AI Qixing<sup>2</sup>, DA Rui<sup>1</sup>

(1. Forth Institute of Geological and Mineral Exploration of Gansu Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources, Jiuquan 735000, Gansu, China; 2. Nickel Cobalt Research and Design Institute, Jinchuan Group., Ltd., Jinchang 737104, Gansu, China)

**Abstract:** The Jinchuan deposit is the third largest Cu-Ni sulfide deposit in the world. With the continuous consumption of the proven reserves, the deep resource exploration become crucial for the sustainable development and utilization. The mining area experienced multiphase and complicated tectonic activities, which leads to the highly controversial interpretations of the evolution of the largest  $F_1$  fault in the mining area. Some researchers believe that  $F_1$  is a rock- and ore-controlling fault, which was formed in the Lüliang period, while the others argue that  $F_1$  is a nappe structure, which is a SW-dipped listric fault in the upper crust. Therefore, delineating the structural controls on the ore mineralization is an essential step to realize a breakthrough of deep prospecting. On the basis of fully mining of the previous exploration data and geophysical exploration achievements, combined with the development and evolution of regional structures, the post-metallogenic  $F_1$  fracture system in the mining area is systematically analyzed and studied through field investigation. It is found that the structural breccia of the  $F_1$  fault zone is angular to subangular, with argillaceous cementation, and comes mainly from the Longshoushan Rock Group along with the Quaternary sandy gravel and Neogene sandstone and conglomerate. Two-dimensional seismic profile and other geophysical results show that the occurrence of the  $F_1$  fault is steep in the deep part, so it is difficult to explain this phenomenon reasonably and reveal its internal genetic relationship even though it is clear that the  $F_1$  fault is a reverse fault according to the superposition relationship. Combined with the research results of the Chaoshui Basin, the authors firstly proposed a possible mechanism for the formation and evolution of the  $F_1$  fracture system and its genetic relationship with the Chaoshui Basin evolution. 1) The  $F_1$  fault and the Chaoshui Basin evolved synchronously, and a series of contemporaneous normal faults were formed in the basin during the early and middle Jurassic rift basin period. During the depression period of the late Jurassic, the basin scale was further expanded, and during the uplift and contraction period from the end of the late Jurassic to Cretaceous, the stress in the mining area changed from tension to compression. Finally, during the Cenozoic extension period, the stress was transmitted to the Chaoshui Basin through the Yongchang uplift, and the  $F_1$  fault was strongly reversed and transformed into a left-lateral reverse fault by the SSW horizontal compression caused by the strong uplift of the Qinghai Tibet Plateau. 2) The other fault structures originated (secondary) from the  $F_1$  fault were formed under the influence of the unified stress field.  $F_8$  fault is a branch of  $F_1$  fracture system, showing ‘入’-type structure. 3)  $F_8$  has left-lateral translation, which dislocated the tail of the ore body in the III mining area. Due to the inversion of  $F_1$  and secondary faults in the shallow part, the strata and rock/ore bodies in the I, II and IV mining areas displaced from SSW to NNE, and as a consequence damaged the rock integrity. The deep part of the ultrabasic rock body is less affected and basically keeps its original emplacement form, which indicates that the deep continuous extension section of the rock orebody is a favorable prospecting area.

**Keywords:**  $F_1$  fracture system; Chaoshui Basin; fault overturning; ‘入’-type structure; copper-nickel deposit; Jinchuan