

中华人民共和国地质矿产部

地质专报

二 地层 古生物 第8号

中国同位素地质年表

地质矿产部中国同位素地质年表工作组

地质出版社



中华人民共和国地质矿产部

地质专报

二 地层古生物 第8号

中国同位素地质年表

地质矿产部中国同位素地质年表工作组

地质出版社

内 容 提 要

本书根据我国不同地质时代的79个基点共108个界限年龄数据,首次系统地提出了以纪或重大地质事件为单位的我国同位素地质年表。由于本年表所应用的年龄数据绝大部分是在“六五”计划期间,按照“年表”项目的统一要求,利用界限地层的最新研究成果和采用先进的测试技术获得的,因此界限年龄的置信度较高,从而基本反映了我国同位素地质年代学的当前研究水平。本书还结合具体界限简略地介绍了国际上地质年表的研究现状,讨论了不同岩石、矿物对同位素年龄测定的适用性等问题。

本书可供地质找矿勘探、科研和教学人员和同位素地质实验工作者参考、使用。

中华人民共和国地质矿产部 地质专报

二 地层 古生物 第8号

中国同位素地质年表

地质矿产部中国同位素地质年表工作组

责任编辑:徐涛

地质出版社出版

(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本: $787 \times 1092^{1/16}$ 印张: $9^{5/8}$ 字数: 222,000

1987年12月北京第一版·1987年12月北京第一次印刷

印数: 1-2500册 国内定价: 4.50元

ISBN7-116-00093-3/P·082

统一书号: 13038·新491

科目: 161-228

前 言

同位素地质年表是地学领域地质勘查和科研工作的一个基础，是同位素地质年代学学科的重要研究内容，它对于研究地球和生物的演化、地壳变动、岩浆活动和成岩成矿等都具有重要的理论意义和实际意义。通过这项研究工作的开展又必然会促进和带动同位素地质年代学理论与实验技术的提高和发展。

然而，在此之前，我国尚没有一份比较系统又比较完整的中国同位素地质年表，广大地质工作者当使用年代学资料时，不得不引用国外的资料。我们知道，国际上对显生宙和前寒武纪年表的研究虽然已经有了几十年的历史，发表的年表多达十几个，但是，由于这项工作客观存在的复杂性和困难性，因而它们仍然存在很多问题。不同的人发表的年表，在许多界限年龄的厘定上，彼此之间的分歧十分突出，因而至今还没有一个年表为大家所公认和接受。我国是一个大国，幅员广阔，地质条件优越，我们应该在建立统一的国际地质年表中做出自己的贡献。此外，地层、地壳运动和生物演化等，在全球范围内不仅具有共性而且有其差异性。从这点讲，我们也应该独立地建立起中国的同位素地质年表，来反映地质发展历史中我国所具有的特殊情况。同位素地质年代学研究在我国开展已有三十多年的历史，在地层古生物方面研究历史更是悠久。目前我国已经有十几个具有先进仪器设备和先进技术的同位素年代学实验室，已经形成了一支水平较高的生物地层学和同位素地质年代学研究队伍。总之，我国不但有必要而且已有可能系统地进行同位素地质年表的研究工作。为此，中国同位素地质年表在“六五”计划期间被列入地质矿产部的重点科研项目。参加该项目的单位有：地质矿产部宜昌地质矿产研究所、天津地质矿产研究所、地质研究所、地质力学研究所、沈阳地质矿产研究所、成都地质矿产研究所、西安地质矿产研究所、南京地质矿产研究所、云南省地质科学研究所和成都地质学院、河北地质学院。

为了加强中国同位素地质年表科研工作的领导和管理，在部科技司的领导下成立了中国同位素年表协调领导小组，协调领导小组组长由研究员章人骏先生担任（后由副研究员叶伯丹同志代理），副组长由副研究员于荣炳同志担任，协调领导小组的其他成员是叶伯丹、罗修泉、袁海华和薛啸峰同志。项目挂靠单位是宜昌地质矿产研究所。

自1981年项目开展以来，通过各参加单位和个人5年来的努力，先后完成了年表中17个以纪或以重大地质事件为单位的界限年龄研究，提交了25份专题研究报告。它们是：

1. 刘敦一，伍家善，阜平群、五台群、滹沱群界限年龄研究；
2. 孙家树，冀东迁西群—单塔子群的界限年龄及早太古代年龄讨论；
3. 王汝铮，滹沱群与五台群的界限年龄；
4. 孙家树、冀东双山子群—朱杖子群的界限年龄及长城纪下限年龄讨论；
5. 叶伯丹，下元古—中元古代界限年龄研究；
6. 于荣炳、张学琪，蓟县及其邻区晚前寒武纪同位素地质年代学研究；
7. 王汝铮，长城系与滹沱群的界限年龄；
8. 罗修泉、富云莲、王东方、林蔚兴，震旦纪—青白口纪界限年龄研究；

9. 张自超、马国干、李华芹, 震旦系底界同位素年龄研究;
10. 袁海华, 川西及其邻区震旦纪—前震旦纪界限年龄的初步研究;
11. 薛啸峰, 云南晋宁梅树村和王家湾震旦纪—寒武纪界限年龄研究;
12. 马国干、李华芹、张自超, 震旦纪—寒武纪界限年龄研究;
13. 覃加铭、徐永生、尹国师, 四川綦江观音桥奥陶纪—志留纪界限年龄的研究;
14. 杨静华、秦克令, 志留纪下界年龄的研究;
15. 杨静华、秦克令, 志留纪—泥盆纪界限年龄研究;
16. 徐济华、陆敏、刘全喜, 内蒙石炭纪—二叠纪界限年龄初步研究;
17. 李志昌、刘树林, 三叠纪年代表;
18. 夏明仙、傅国民、王东方、刁乃昌, 吉林九台芦家屯早三叠世地层全岩铷-锶等时线年龄研究;
19. 叶伯丹、邓祝琴, 华南地区三叠纪—侏罗纪界限年龄研究;
20. 叶伯丹、刘敬秀、沈国奇, 侏罗纪—白垩纪界限年龄研究;
21. 李坤英、王小平、沈加林, 浙江建德群同位素年代学研究;
22. 罗修泉、富云莲, 侏罗纪—白垩纪界限年龄研究;
23. 王东方、刁乃昌, 辽西侏罗系与白垩系底界的界限年龄;
24. 叶伯丹, 华南白垩纪—第三纪界限年龄研究;
25. 王集源、王东方, 抚顺地区第三纪底界年龄的研究。

本年表是在综合上述各专题研究成果的基础上, 并引用了少量已公开发表的非本项目的界限年龄资料, 以79个基点共108个界限年龄数据而编制的。它是我国第一个较完整的以纪或重大地质事件为单位的同位素地质年表。在编制本年表中, 为确保其完整性, 并避免不必要的重复, 我们将本项目各专题研究成果和其他所引用的资料, 分基点, 按地质年代、测定方法、地理位置、地质概况、年龄数据和讨论等条目, 以详细摘要的形式全部编入本书的第二部分, 作为中国同位素地质年表的基础资料, 以利读者查考。在本书的第一部分, 则在融汇本项目各专题报告和所引用的其他资料的基础上, 对我国各地质界限年龄进行了厘定和论证; 与此同时, 我们还分别就地层、地球化学与测试技术等方面的不确定性、对界限年龄的可靠性等问题作了必要的讨论。

由于该年表所应用的年龄数据绝大部分是按照本项目的统一要求、利用界限地层的最新研究成果和采用先进的测试技术获得的, 因此各界限年龄的置信度较高。这个年表的提出, 基本反映了我国当前同位素地质年代学研究和实验方面的先进水平。当然, 它还有很多缺点与不足之处, 其中尤其突出的是未能就第三纪—第四纪的界限年龄进行厘定。这说明, 本年表的提出并不意味着我国年表研究工作的结束, 它还有待于大家在今后的研究中不断加以修订和补充。为此, 我们热忱希望大家批评指正。

本书是地矿部中国同位素地质年表工作组的集体成果。全书由叶伯丹、李志昌、张自超执笔。英文摘要由张自超撰写。莫柱孙教授审核了英文摘要, 范惠珠、段万军同志清绘了图件, 在此一并致以深切的谢意。

地质矿产部中国同位素地质年表工作组

1986年12月

目 录

第一篇 中国同位素地质年表.....	(1)
引言.....	(1)
第一章 研究方法.....	(4)
§ 1 研究基点的选择原则.....	(4)
§ 2 样品的采集与加工.....	(4)
§ 3 同位素年龄测定.....	(5)
§ 4 计算年龄的地球化学参数.....	(6)
第二章 界限年龄的可靠性.....	(8)
§ 1 地层的不确定性.....	(8)
§ 2 地球化学的不确定性.....	(9)
§ 3 分析上的不确定性.....	(12)
§ 4 数据处理引入的不确定性.....	(12)
第三章 地质年表.....	(14)
§ 1 前寒武纪地质年表.....	(15)
§ 2 显生宙地质年表.....	(19)
第二篇 中国同位素地质年表基点资料.....	(26)
参考文献.....	(111)
英文摘要.....	(111)

CONTENTS

Part I A Geological Time Scale of China	(1)
Introduction	(1)
Chapter 1 Methodology	(4)
Section 1 The principles for selecting reference points	(4)
Section 2 Sample preparation	(4)
Section 3 Isotopic analyses	(5)
Section 4 Constants	(6)
Chapter 2 Reliability of the boundary age data	(8)
Section 1 Stratigraphical uncertainty	(8)
Section 2 Geochemical uncertainty	(9)
Section 3 Analytical uncertainty	(12)
Section 4 Uncertainty in data processing	(12)
Chapter 3 Geological Time Scale	(14)
Section 1 Precambrian Time Scale	(15)
Section 2 Phanerozoic Time Scale	(19)
Part II Abstracts on the data from the reference points of the	
Geological Time Scale of China	(26)
Reference	(114)
English Abstract	(111)

第一篇 中国同位素地质年表

引言

同位素地质年表是传统的生物地层表与同位素年龄的结合。它赋予地层的形成,延续和地质事件的发生以定量的时间概念,对研究地壳演化、岩体和地层的时代、划分与对比以及对矿产资源的普查勘探都具有十分重要的意义,因而是地学领域内的一项重要基础研究课题。

该项研究在国外始于本世纪30年代。从1937年Holmes, A.发表第一个显生宙地质年表以来到现在,先后已发表了11个(表1)具代表性的显生宙地质年表^[1-9]。其中,1966年国际地科联年代学分会根据Афанасьев, Г.Д. (1964)^[3]和Harland, W.B. (1964)^[1]的研究成果,编制了一个综合年表(Composite Time Scale)推荐给国际使用。1982年,Odin, G.S.编辑了一部巨著:《地层的数字年龄》^[6](Numerical Dating in Stratigraphy),书中除了根据251个基点资料提出一个新的显生宙年表外,还全面地讨论了年表中有关地层、成因、演化历史和年龄测定等方面的不定性问题。同年,Harland, W.B.等^[8]根据他们1971年的66个增补资料和其它新资料,对其1964年的年表做了重要修正。显然,这两个新年表代表了当代的研究水平。然而,它们在目前并没有被普遍地接受。即使是在这两个年表之间,有不少界限的年龄亦相差很大。现任国际地科联年代学分会主席Snelling, N.J.于1984年提出了一个折衷方案^[9]。有关这一方案,目前正在讨论之中。

同样,自60年代以来,许多学者根据各自的研究成果提出了不少前寒武纪区域或全球性的年代划分方案(表2)。国际地科联前寒武纪地层分会在组织对界线地层的实地考察和年代学研究的基础上,召开了一系列的专业讨论会。1977年在南非开普敦召开的第四次会议上,提出了以全球性重大地质事件作为划分前寒武纪一级时代单元的基础,并以同位素年龄确定地质事件的时间;同时建议将整个前寒武纪划分为太古宙和元古宙两个一级时间单元,并将它们之间的界限年龄暂定为2500Ma,但认为2600Ma的界限年龄也值得考虑。在美国德卢斯召开的第五次会议上,与会代表对前寒武纪的划分作了进一步讨论,明确了对前寒武纪的划分应当是严格的地质年代的划分,也就是时间的划分;并规定:所确定的时间界限应尽可能少地截断重要的沉积层序、火成岩侵位和造山作用系列,界线时间应用同位素方法测定。为便于进行洲际对比,会议还建议将元古宙和太古宙都实行三分。并暂定分别以900, 1600Ma和2900, 3500Ma作为元古宙和太古宙三分的内部界限年龄。1982年,国际地科联前寒武纪地层分会在埃及召开了第六次会议,以表决方式通过了太古宙一元古宙界限年龄为2500Ma;元古宙的二级时间划分单位的界限年龄分别为1600和900Ma;其顶界年龄为570Ma。然而,对于元古宙内部二级时间单元的划分意见是以6比2的多数通过的。由此可见,对此仍然存在意见分歧。

表 1 国外不同作者的显生宙地质年表的对比 (Ma)

Table 1 Comparison of the Phanerozoic Time Scales from various authors (Ma)

作者 时代	Holmes, A. 1937	Holmes, A. 1959	Kulp, J. L. 1961	Afanasyev, C. D. 1964	Harland W. B. 1964	I. U. C. S. 1966	Odin, G. S. 1982	Harland, W. B. 1982	Spelling, N. J. 1984
第四纪									
第三纪	16	1	1	1.5—2	1.5—2	1.5±0.5		2.0	
白垩纪	68	70±2	70	67±3	65	67±3	65	65	65/66.4
侏罗纪	108	135±5	135	137±5	136	137±3	130	144	132
三叠纪	145	180	180	195±5	190—195	195±5	204	213	205
二叠纪	193	225±5	220	240±10	225	235±10	245	248	250
石炭纪	227	270±5	270	285±10	280	285±10	290	286	290
泥盆纪	275	350±5	350	340/360	345	350±15	360	360	355
志留纪	313	400±10	400	410±10	395	405±10	400	408	405
奥陶纪	341	440±10	430	500±20	430/440	440±10	418	438	435
寒武纪	392	500±15	490	570	500	500±15	495	505	≤510
前寒武纪	470	600±20	600?	240±10	570	570±15	530	590	≤570

表 2 各国的前寒武纪地质年表划分方案 (1977年讨论会)

Table 2 Divisional scheme on the Precambrian Time Scale from various countries (After a symposium, 1977)

国家或地区	美国— 墨西哥	印 度	南 非	波罗的地盾	巴 西	加拿大	中 国	澳大利亚	埃及	苏联
Ma	显 生 宙									
— 500	570	晚	晚	4	3	3	3	晚	3	
— 1000	元	— 900 —	— 1000 —	— 1000 —	— 800—900 —	— 1000 —	— 1000 —	— 1000 —	— 900 —	— 900 — 上
		中	中	3	2	2	2	中	2	
— 1500	古	— 1600 —	— 1500 —	— 1500 —	— 1500 —	— 1880 —	— 1750 —	— 1900 —	— 1500—1700 —	— 1650 —
— 2000	宙	早	早	2	1	1	1	早		下
— 2500				1						
	太 古 宙									
										— 2600 — 太古宙

总之, 经过50多年的研究, 国际上至今还未得出一个为大家所公认的统一的显生宙地质年表, 还有许多界限年龄有待于进一步研究。前寒武纪地质年表目前虽然基本统一, 但仍存在分歧, 而且重大地质事件不能都是全球性的, 常常是穿时的。因此, 在不同地区重大地质事件的发生时间无疑会有区域性差异。

我国对同位素地质年表的系统研究工作开始得较晚。最早发表的地质年表是中国科学院地球化学研究所1977年利用海绿石K-Ar年龄和黑色页岩Pb-Pb等时线年龄编制的燕山地区震旦纪地质年表^[10]。其次是陈毓蔚等通过补充工作于1981年提出的中国前寒武纪地质年表^[11]。再就是地质矿产部宜昌地质矿产研究所1979年根据国内外资料编制的中国同位素地质年表(草案)。

为推动我国地质生产和科研的不断发展,促进矿产资源的普查和勘探,也为了在建立国际统一地质年表方面做出我们应有的贡献,我们在“六五”期间系统进行了中国同位素地质年表的研究工作,并相继发表了一些中间性研究成果^[12-20]。在此期间,还有一些地层古生物学家和构造地质学家根据各自的学术观点提出了各种年表方案。其中最有代表性的是刘鸿允等(1982)的前寒武纪划分方案^[21]和孙大中、陆松年(1982)在第六届国际前寒武纪地层分会会议上代表我国提出的前寒武纪方案。

本书在地层层序方面,除了采用公认的地层表外,就是严格地遵照国内历次地层会议所做的有关决定。这里仅着重指出的是:本年表在寒武系下面是接湖北峡东地区的上元古界震旦系,以下依次接河北蓟县地区的青白口系、蓟县系和长城系。长城系下接华北地区下元古界溥沱群、再下依次接五台—太行山地区的太古界五台群、阜平群。目前我国发现的最古老岩石是冀东迁安县位于曹庄群长英质片麻岩中的角闪岩包体。

第一章 研究方法

§ 1 研究基点的选择原则

“同位素地质年表”是用同位素年龄对生物地层表上的界限时代进行标定，赋予它们以定量的时间概念。因此，主要研究方法是选择合适的基点，运用同位素年龄测定手段，精确地测出界限地层的形成年龄。而所谓基点，就是为确定界限年龄而选择的研究点。我们选择基点的原则是：

1. 与界限地层的研究紧密结合。最理想的是，把基点选择在层型剖面上。如果由于种原因做不到这一点，也要把基点选择在那些有标准化石，能与层型剖面进行可靠对比的界限地层上或其附近。

2. 在选做基点的界限地层上或它的上下相近层位中有适合做同位素年龄测定的岩石、矿物。

3. 如果基点是侵入体，则要求被侵入的地层与覆盖岩体的地层两者之间时距最短，也就是说，这种侵入体的侵位时间应当被上下地层限制得很严密。

4. 早前寒武纪的研究基点可以是区域性不整合面上、下的变质岩或不整合面上的侵入体。

为了提高界限年龄的可信程度，我们尽可能地多选择一些基点，多用几种测定年龄的方法，以便于对同一界限年龄的测定结果相互进行验证。

§ 2 样品采集和加工

在正确选择基点之后，精确和准确地测定同位素年龄是年表研究工作的关键。本研究中我们所测的样品都是尽可能地采于界限地层中，采集时注意到所采样品未受或少受到风化作用影响，并尽力避开后期构造带与侵入体。由于我们所采用的绝大部分是微量或半微量测试技术，因此，对样品的加工程序十分注意，并在每一个样品加工前，对加工设备和环境进行仔细认真的清洗，以避免样品在加工过程中遭受外界物质的污染。

锆石、磷灰石等U-Pb法样品，选于10—30kg重的岩石大样。样品经破碎后，先经过摇床或手淘洗，然后过筛分级、用电磁仪通过调节不同的电流强度进行电磁选，最后将选出的锆石或磷灰石等精矿置于双目镜下检查或作进一步手选。溶矿前又经过一次超声波清洗，对于锆石样则还用低浓度酸浸泡一段时间，以彻底清除样品表面的杂质。

对于Rb-Sr全岩等时线年龄样品，首先在野外采样时就充分考虑它们应满足构成等时线的四个基本条件，即具有均一的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值、同时形成、Rb-Sr系统一直保持封闭和岩性(Rb/Sr)有一定的变化。回到室内后再进行薄片鉴定，对页岩样品还要进行X射线衍射分析，以淘汰那些已经遭受到变质（蚀变）作用或含有陆源碎屑物质的不合格样品。

然后将剩余的合格样品研磨到200目通过缩分，才成为被测定样品。

Rb-Sr法和K-Ar法的单矿物样品，选矿方法基本上同锆石、磷灰石的U-Pb样品，并且注意到，K-Ar法样品的烘干温度控制在100℃以下。为了便于正确地应用所测年龄数据，对一部分样品，我们还同时做了较为系统的岩石学与矿物学研究。

§ 3 同位素年龄测定

我们测定同位素年龄所使用的质谱计多数是近几年引进的CH5、MAT260、MAT261、VG345和MM1200型等国际先进水平的质谱计，所采用的分析方法及实验室的其它设备在国内属于先进水平，有些部分甚至可以与国外的先进水平相比较。其中U-Pb法年龄除少数样品外，绝大部分是按照Krough, T.E. (1974) 提出的程序进行。每次测定的锆石最大称量为几毫克，一般为1—2mg。U、Pb浓度都采用同位素稀释法测定，稀释剂分别是²³⁵U、²⁰⁸Pb或²⁰⁷Pb。两个具代表性的U-Pb实验是地质矿产部地质研究所和宜昌地质矿产研究所同位素实验室。前者的Pb全流程本底稳定在0.1—0.7ng范围内，平均是0.3ng，测定国际标样SRM-982 (NBS) 的²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb比值的相对偏差小于±0.1%，测定一般样品U/Pb比的相对偏差小于±1%；后者的Pb全流程本底是2ng，U全流程本底是0.03ng，测定国际标样SRM-982 (NBS) 的²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb比值的相对偏差是±0.05%，测定一般样品的U/Pb比值的相对偏差小于±1%。Rb-Sr法样品都采用HF加HClO₄混合酸溶解，加⁸⁴Sr/⁸⁵Rb混合稀释剂后，上Dowex50×8阳离子树脂交换柱，用HCl做淋洗液，进行Rb、Sr分离。Sr同位素分馏效应采用⁸⁸Sr/⁸⁶Sr等于8.3752进行校正。不同实验室的Rb、Sr全流程本底和对国际标样的测定结果分别列于表3和表4。

表 3 不同实验室的 Rb、Sr 全流程本底

Table 3 Blank contaminations for Rb and Sr in various laboratories

测定实验室	全流程本底 (ng)		测定实验室	全流程本底 (ng)	
	Sr	Rb		Sr	Rb
宜昌地质矿产研究所	0.5—3	0.1—2	南京地质矿产研究所	20	20
成都地质矿产研究所	0.12	6	南省地质科学研究所	10	10
地质研究所	0.31	1.9			

K-Ar法样品的Ar浓度除少数较早测定的数据是采用体积法测定的外，其余样品均采用稀释法测定，其K的浓度则用火焰分光光度计或原子吸收分光光度计测定。同位素分析分别在MM1200、MS-10s或改装后的国产ZhH-1301等质谱计上进行，并用国内标准样ZBH-25 (黑云母) 或红碲一号 (白云母) 做监控。年龄测定误差，稀释法一般为1—2%，体积法一般为3—5%。

³⁹Ar-⁴⁰Ar法样品的快中子照射在中国科学院原子能科学研究所49-2反应堆H₄孔道中进行。快中子瞬时通量为 $5.8 \times 10^{12} \text{ n/cm}^2 \cdot \text{s}$ ，照射时间为48—66h，快中子累计通量达 $(1.0—1.5) \times 10^{18} \text{ n/cm}^2 \cdot \text{s}$ 。由于通量在纵向上有明显的变化，于30mm高度内，照射参

表 4 不同实验室对国际标样的测定结果

Table 4 Results measured by various laboratories for the
NBS standards of SRM-607, -70a and -987

标 样	测定实验室	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
SRM-607	标准值	65.485 ± 0.320	523.90 ± 1.01	1.20039 ± 20
	宜昌所实验室	65.666 ± 0.094	523.88 ± 0.55	1.20048 ± 30
	地质所实验室	65.05	529.93	1.196908
	云南所实验室	65.332	524.07	1.199744
SRM-70a	澳大利亚国立 大学实验	65.406	519.9	1.2000
	室宜昌所实验室	64.26	520.9	1.2004
SRM-987	标准值			0.71034 ± 26
	宜昌所实验室			0.71020 ± 8
				0.71030 ± 3
	成都所实验室			0.71021 ± 4
				0.71022 ± 3
	地质所实验室			0.71047
	云南所实验室			0.71028
				0.71035
				0.71037

数(J)的变化约为4%，因此，选择样品的J值都根据样品的高度。此外，在照射样品时同时放入光谱纯CaF和K₂SO₄，以求得消除干扰因素的校正参数。该法又进一步分为全熔融测定和阶段升温测定两种。

§ 4 计算年龄的地球化学参数

本年表对于新测定的数据，在计算年龄时均采用国际地科联年代学分会1976年推荐的一整套地球化学参数^[22]。在引用较早发表的年龄资料时，对其年龄值都根据该套参数重新作了换算。对个别无法换算而又必须引用的年龄数据则另加了说明。我们计算年龄所采用的地球化学参数是：

1. K-Ar法和³⁹Ar-⁴⁰Ar法：

$$\lambda(^{40}\text{K}\beta^-) = 4.962 \times 10^{-10} \text{a}^{-1};$$

$$\lambda(^{40}\text{K}_e) + \lambda(^{40}\text{K}_c) = 0.581 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}.$$

同位素丰度(原子百分比)：³⁹K=93.2581；⁴⁰K=0.01167；⁴¹K=6.7302。

大气氩原子比：⁴⁰Ar/³⁶Ar=295.5。

2. Rb-Sr法：

$$\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}.$$

同位素原子比：⁸⁵Rb/⁸⁷Rb=2.59265；⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194；⁸⁴Sr/⁸⁶Sr=0.056584。

3. U-Th-Pb法:

$$\lambda^{238}\text{U}=1.55125 \times 10^{-10}\text{a}^{-1};$$

$$\lambda^{235}\text{U}=9.8485 \times 10^{-10}\text{a}^{-1};$$

$$\lambda^{232}\text{Th}=4.9475 \times 10^{-11}\text{a}^{-1}.$$

$$\text{同位素原子比: } ^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88.$$

第二章 界限年龄可靠性

准确测定不同时代界限地层的年龄是件很困难的工作。这是因为界限年龄的可靠性受多种因素制约,其中特别受到界限地层不定性的制约。长期以来,同位素年代学工作者总是力图减少由这些因素带来的影响。然而,由于受种种客观条件和人们的客观事物认识水平的限制,使得这些努力常常不能如愿以偿。这就是造成目前不同人提出的年表,其中许多界限年龄不能统一的根本原因。众所周知,60年代年表中的许多界限年龄是根据与界限地层关系不十分紧密的深成岩年龄数据或根据海绿石的K-Ar年龄厘定的。由于海绿石的成因十分复杂,而当时对它的研究还不够深入,因此York, D. 和 Farquhar, R. M. (1972)^[23]等在评价60年代发表的显生宙地质年表时,除了认为第三纪—白垩纪、侏罗纪—三叠纪和二叠纪—石炭纪三个界限年龄基本可信外,对其它的界限年龄都提出了疑问。Odin, G. S. 等(1982)基于同一原因,认为Harland, W. B. (1964)所提出的显生宙年表必须废弃。他们在《Numerical Dating in Stratigraphy》(1982)一书中专门讨论了地质年表中界限年龄的地层不定性、地球化学误差、测定误差等问题,并对每一基点分别进行了叙述和讨论。我们认为,Odin, G. S. (1982)分析的问题,也是我们应该讨论的问题。

§ 1 地层的不确定性

前已指出,同位素地质年表中界限年龄的确定,理想情况应当是从层型剖面的界线上直接采样测定。但是,在层型剖面上却往往难以找到适宜进行同位素年龄测定的岩石或矿物。这是因为层型剖面要求建立在构造稳定、岩浆活动不强烈的地区,而现有的同位素年龄测定方法,较成熟的测定对象是火成岩及其组成矿物。因此,常常不得不在尽可能靠近界限地层或能够与层型剖面相对比的地区采集测年样品,从而导致了地层对比上的误差和样品年龄与真正的界限年龄之间的差异。此外,界限地层呈连续沉积形式出现者是少数,这不但增加了选择基点的困难,而且直接影响了界限年龄的可靠性。

如前所述,本年表使用的中国地层层序是我国地质学家长期研究的成果,是根据我国标准剖面建立起来的地层柱子。我们在选择年表基点时,已充分考虑了地层上的因素,并尽可能地避开了那些在界限划分上有争议的地区。因此,在本年表中,基本上可排除“统”一级地层单位划分上的不确定性。但是,仍有少数地层界限明显存在划分上的不确定性,这些界线有:

1. 侏罗纪—白垩纪界限

由于我国研究得比较详细的侏罗—白垩纪地层是陆相火山沉积地层,而国际上的侏罗—白垩纪标准地层是欧洲的海相沉积地层,这就涉及到了陆相化石与海相化石、以及陆相各门类化石之间在时间上的对比问题,而这一问题又至今尚未完全解决。因此,有关这一界限地层的划分在我国虽已争论达20年之久,但至今仍未取得一致意见。顾知

微^[24、25]、王思恩^[26]和赵宗溥^[27]等主张将侏罗—白垩纪的热河群上部九佛堂组以下的地层和建德群上部寿昌组以下的地层划归晚侏罗世；而郝诒纯等^[28、28]和曹正尧等^[30]则认为热河群底部的义县组和建德群底部的劳村组应归属于早白垩世；另外还有一些学者则主张取折衷方案。看来，生物地层学家们对此还将继续争论下去而一时难以解决。不过，从已取得同位素年龄资料看，我们认为郝诒纯等人（1982）的划分方案^[29]比较合理。

2. 青白口纪—震旦纪界限

鉴于我国震旦系的标准剖面位于湖北省的峡东地区，而青白口系则分布于河北省的蓟县地区，两者不是直接的连续剖面，这就导致了地层学家对两者时空关系上的认识分歧。有人认为，两套地层正好互相衔接；但也有人认为，两套地层之间存在缺失或者有部分重叠^[31]。有关这一问题，虽经多年悉心研究，但至今仍未能取得令人满意的结果。不过，我国大多数地层、古生物学家倾向于把峡东震旦系置于蓟县青白口系之上；并认为，它们之间即使有缺失或重叠，也不会有很大。目前所取得的同位素年龄资料也证明了这一点。因此，我们在编制本年表时，也做了这样的处理。

3. 太古代阜平群、迁西群和曹庄群之间的关系

太古代阜平群和迁西群都是变质褶皱岩系，前者分布在山西的五台—太行山地区，后者则出露在河北东部，彼此间尚没有发现直接的接触关系。迁西群的变质程度较高，除角闪岩相外，还有众多的麻粒岩相岩石，而阜平群主要属于角闪岩相。早期人们根据区域变质作用程度方面的差异，认为迁西群比阜平群老，在层位上应位于后者的下面。但是，后来在对迁西群做了一系列高精度的同位素年龄测定以后，发现 U-Pb 或 Rb-Sr 年龄均在 2500Ma 左右，于是对上述认识发生了怀疑，认为阜平群与迁西群基本相当。然而，几乎是在同时或稍后一点，在迁安县的曹庄一带，在原认为是迁西群的岩石中，又测出了许多大于 3000Ma 的年龄数据，特别是黄莹等和江博明等测定的花岗质片麻岩中变质基性岩的 Sm-Nd 等时线年龄 $3500 \pm 80\text{Ma}$ ^[32] 和 $3511 \pm 115\text{Ma}$ ^[33] 以及王松山等测定的变质基性岩的全岩 ^{39}Ar - ^{40}Ar 年龄 3600Ma ^[34] 等数据，具有一定的可信性。于是，人们又把曹庄一带的变质岩从迁西群中单独划分出来，称为曹庄群，并认为它是我国目前发现的最古老地层。鉴于当前的研究程度，我们在编制本年表中也作了这样的处理。但应指出的是，国内一些有名的前寒武纪地质专家对此仍持怀疑态度。

除了上述三个界限地层目前存在较大的争议之外，对其余界限地层尽管也有一些不同的意见，但它们仅仅涉及到“阶”或“段”一级地层单位，因此，并不存在突出的分歧。尤其是其中的震旦纪—寒武纪界线，是根据国际地科联地层委员会界限工作组 1985 年通过的标准层型确定的。而晚太古代至元古代地层层序则是根据连续的地层剖面、区域性不整合面，并结合叠层石、古孢粉等古生物遗迹确定的，因此有着较高的可靠性。综上所述，本年表界限年龄的地层不确定性是比较小的。

§ 2 地球化学的不确定性

地球化学的不确定性涉及到成因因素和演化因素两个方面。根据同位素年龄测定原理，只有当测定对象成因单一，由放射性母体和子体同位素构成的体系自它们形成以后一直保持封闭，才能获得真实的形成年龄。可是，这种理想情况在自然界中并不多见。这一

方面是因为岩石或矿物的形成机理十分复杂,另一方面是因为在它们形成以后,往往又经历了复杂的演化历史。这样必然导致实测的年龄(又称表观年龄、表面年龄或视年龄)与测定对象的真实年龄之间或多或少地存在一些差异,从而最终影响界限年龄的可靠性。例如,就火成岩而言,从岩浆的形成、侵位到固结成岩,是经历了一个相当长而复杂的过程。不同的矿物是随着岩浆的逐渐冷却而依次晶出的。很明显,在同一岩体中不同的矿物结晶年龄并不相同。此外,在同一矿物中,不同的同位素体系,例如云母中的K—Ar体系和Rb—Sr体系,它们的封闭温度亦互不相同,即同位素“时钟”启动而开始计时的时间不同。这样,即使是采用同一种岩石,由于测定矿物不同(如锆石、云母、长石等)和测定方法不同,所测得的年龄就不完全相同,它们所代表的地质意义严格地说也不相同。这就要求我们对测定结果做出具体分析,才能得出合理的解释。还有,在岩浆上升过程中,有可能捕获甚至部分熔融上侵途中所遇到的老地层或老岩体,从而使继承组分加入到新岩浆之中。当我们测定这种混有古地壳物质的岩浆所形成的岩石或矿物的时候,由于继承组分的影响而使测得的年龄偏老,而不能代表岩石的真实侵位或喷发时间。再如沉积岩,其碎屑物质来源非常复杂,且在沉积-成岩过程中,除了非常细小的碎屑组分之外,一般碎屑组分很难与沉积-成岩环境达到同位素平衡。因此,利用沉积碎屑岩测定的地层年龄,往往因陆源碎屑的存在而偏老。现有资料表明,正是由于这些继承放射成因子体的影响,使得某些锆石U—Pb一致曲线的上交点年龄及某些全岩Rb—Sr等时线年龄不能正确反映岩石的真正成岩年龄。此外,某些在高压环境下形成的矿物(如辉石等)也会由于过剩氩的存在而使其K—Ar年龄的应用变得复杂起来。在演化因素方面,由于矿物和岩石形成之后,一般都经历了漫长而复杂的演化历史,如遭受变质作用、后期热动力事件、风化作用及地下水交换作用等等,从而使岩石或矿物中原有的同位素化学封闭体系受到破坏,导致测定的年龄的偏高或偏低。

当然,导致地球化学不定性的这些干扰因素并非千篇一律。就每个研究基点或测定的样品而言,都各有其特殊的地质环境。这就要求我们在进行同位素年龄样品的采集和测定之前,深入地进行必要的地质、岩石、矿物学研究工作,以掌握有关的地球化学背景资料。只有这样,方有可能对所获得的年龄数据进行合理的解释。为此,我们在本年表研究中,从一开始就比较重视并强调了基础地质和岩石学、矿物学研究,相应提出了从样品采集、加工到测试分析的一系列严格要求,以避免和减少这种地球化学因素引起的不确定性。然而,由于受着各种条件的限制,有关这方面的研究还不够深入。因此,本年表中这种不确定性无疑存在。下面针对本年表应用的一些具体测试对象进行简要的分析和讨论。

1. 泥岩、泥质页岩和泥灰岩

本年表中有不少泥质岩石的Rb—Sr等时线年龄数据。为了减少陆源碎屑物质和后期地质事件的影响,我们除在样品采集时严格避开后期构造带、热动力变质带和后期侵入体外,还对绝大部分样品进行了岩石薄片和X衍射分析,以剔除那些明显含长石和云母等碎屑矿物的样品,从中选出以1M型和1Md型伊利石为主的样品进行测定;在对测定数据进行分析时,注意考察等时线的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值是否与地层形成时古海水的铍同位素比值相一致。如果样品等时线给出的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值与地层形成时海水的铍同位素比值明显不同,则表明样品中有继承铍的存在或受到了后期地质事件的明显影响,其年龄值不能代表地层的沉积或成岩年龄,应予废弃。大量的工作表明,不含或仅含极少长石、云母等碎屑