地 学 前 缘

前 言

自然科学具有很强的历史连续性。继承人类的科学遗产，吸取前人的研究成果，从而确定本学科的奋斗目标，是攀登科学技术高峰的必经之途。牛顿在临去世前，回顾自己的科学历程时讲了一句意味深长的话。他说：“如果说我所见的比笛卡尔要远一点，那是因为我站在巨人肩上的缘故”。

本书力图勾画 20 世纪科学革命和科学哲学的主要进展，并以此为契机，重新认识当代地学的重大课题，展示和综述地质科学的热点，通过关键事实及其理论的阐述，更深刻地理解和揭示目前地学发展中的本质矛盾，籍以推动地学革命的进程。

第一章　20 世纪的科学革命和科学创新　1
第一节　科学、科学前沿和科学热点　1
第二节　科学革命　3
第三节　20 世纪的科学革命　3
1　牛顿的经典物理学　4
2　相对论　5
3　量子理论　11
4　生物学革命　15
4.1　基因、核糖核酸和蛋白质　15
4.1.1　基因　16
4.1.2　生老病死之谜　16
4.1.3　人类起源　18
4.1.4　基因突变　19
4.1.5　生命密码　20
4.1.6　核糖核酸　20
4.1.7　蛋白质　20
4.1.8　核糖核酸　21
4.2　生物工程　21
4.2.1　基因医学和药学　22
4.2.2　细胞工程－－干细胞和生成新的人体器官　23
4.2.3　动物基因工程　25
4.2.4　植物基因工程　25
5　耗散结构理论　26
5.1　时间之箭　27
5.2　热力学　28
5.3　动力学　29
5.4　平衡态和近平衡态热力学　29
5.5　非平衡热力学　30
5.6　分叉点和混沌　31
5.7　远离平衡态热力学和自组织　33
5.8　奇异吸引子　35
5.9　耗散结构的启示　36
6　板块构造理论　37
6.1　大陆漂移假说　37
6.2　古地磁学　38
6.3　海底扩张假说　39
6.4　转换断裂　39
6.5　板块构造假说　39
第四节　科学创新　42
1　科学创新之一　42
1.1　批判旧理论体系的内在逻辑矛盾　42
1.2　科学和“证伪”　44
1.3　从问题到问题的更新　44
1.4　实验和理性思维　45

2 科学创新之二 46
2.1 经验论和归纳逻辑 46
2.2 从理论到观察 47
2.3 问题—猜想—反驳—问题 47
2.4 自由选择 48
2.5 检验理论 51
3 科学创新之三 52
3.1 爱因斯坦与直觉 52
3.2 直觉的含义 53
3.3 直觉思维的训练 54
4 小结 56
第二章 地球和地球科学 60
第一节 地球的表面特征 60
第二节 地球的层圈结构 61
1 大气圈 61
1.1 大气环流和科氏效应 62
1.2 季风 63
2 水圈 63
2.1 水循环 63
2.2 大洋洋流 64
2.3 海洋垂直分层和碳酸盐补偿深度界面 65
3 生物圈 66
4 固体圈 67
4.1 地壳 67
4.2 地幔 68
4.3 地核 68
第三节 地球科学的研究方法 69
1 地质学的研究方法 69
1.1 思维方法 69
1.2 生物学思维方法 70
1.3 地质科学研究中的技术系统 71
2 地球化学的研究方法 71
2.1 同位素地质年代学 71
2.1.1 应用放射性衰变、裂变与核反应计时的基本原理 72
2.1.2 等时线方法和不一致线模式 73
2.1.2.1 等时线方法 73
2.1.2.2 Pb-Pb 等时线年龄 74
2.1.2.3 不一致线模式 75
2.1.3 模式年龄计算及其地质意义 77
2.1.3.1 钕同位素模式年龄 77
2.1.3.2 混合模式年龄 79
2.1.4 冷却年龄与封闭温度 79
2.2 地球化学示踪 80
2.2.1 同位素示踪 80

2.2.1.1 同位素分馏 80
2.2.1.2 放射性同位素示踪 84
2.2.1.3 稳定同位素示踪 87
2.2.2 微量元素示踪 93
2.2.2.1 亨利定律和元素相容原理 94
2.2.2.2 微量元素判别图和反演法 97
2.2.2,3 微量元素模型 97
2.3 地质过程的地球化学制约 98
3 地球物理学的研究方法 98
3.1 地震法 98
3.2 重力法 100
3.3 磁法 101
3.4 热和热流 102
第四节 地质年表 103
第三章 岩石圈研究进展 109
第一节 大洋板块 110
1 大洋中脊、洋岛和大洋盆地 110
1.1 大西洋 110
1.2 印度洋 111
1.3 太平洋 111
1.4 火山岩分类 112
1.5 洋中脊玄武岩 114
1.5.1 洋中脊下的岩浆室 115
1.5.2 洋中脊玄武岩的化学特征 115
1.5.3 洋中脊玄武岩的熔融模式 117
1.5.4 洋中脊热水喷流和氦异常 119
1.6 洋岛玄武岩 120
1.6.1 洋岛玄武岩的地球化学特征 121
1.6.2 四种基本地幔端元组分 123
1.6.3 富集地幔组分研究 124
1.6.4 洋岛玄武岩的熔融特征 124
1.7 蛇绿岩系 124
1.8 大洋中的天然气水化物 126
1.9 洋底古地磁研究 128
2 大陆边缘 128
2.1 海沟 128
2.2 滑塌堆积和混杂堆积 129
2.3 消减带 129
2.4 岛弧 131
2.5 边缘海盆 135
2.6 沟弧盆体系 136
第二节 大陆板块和大陆岩石圈 137
1 裂谷 137
1.1 大陆内部裂谷 138

1.1.1 肯尼亚型裂谷 138
1.1.2 西非和中非裂谷 140
1.1.3 贝加尔型裂谷 141
1.2 大陆边缘裂谷 141
1.2.1 东墨西哥和东亚型裂谷 141
1.2.2 内华达型裂谷 141
1.3 裂谷的岩浆活动 142
1.4 拗拉谷 143
1.5 裂谷的演化 144
2 盆地 144
2.1 盆地分类 144
2.1.1 拉张盆地 144
2.1.2 前陆盆地 146
2.1.3 走滑盆地 148
2.2 盆地的演化 148
3 造山带 149
3.1 造山带的分类 149
3.1.1 俯冲型造山作用 149
3.1.1.1 岛弧型 149
3.1.1.2 科迪勒拉型 149
3.1.2 碰撞型造山作用 151
3.1.2.1 岛弧与大陆的碰撞 151
3.1.2.2 大陆之间的碰撞 151
3.2 喜马拉雅造山带 152
3.2.1 蛇绿岩带 152
3.2.2 地块特征 152
3.2.3 地球物理研究 154
3.2.4 喜马拉雅造山带的形成和演化 155
3.2.5 青藏高原晚新生代以来的环境变化 157
3.3 阿尔卑斯造山带 158
3.3.1 阿尔卑斯造山带蛇绿岩 158
3.3.2 阿尔卑斯造山带的岩石 159
3.3.3 构造演化和微板块运动 160
3.4 造山作用的机制 161
3.4.1 造山带的基本特征 161
3.4.2 A 型俯冲 162
3.4.3 C 型俯冲 163
3.4.4 造山作用的动力学机制一一推土机”模式和滑线场理论 163
第三节 大陆岩石圈研究 164
1 大陆岩石圈的结构和性质 164
1.1 陆壳 164
1.1.1 陆壳的分层结构 165
1.1.2 下地壳 166
1.1.2.1 下地壳样品 166

1.1.2.2 下地壳的物质组成 167
1.1.3 陆壳的化学成分特征 167
1.2 康拉德面 168
1.3 低速带 169
1.4 莫霍面 169
1.5 岩石圈地幔 170
1.5.1 岩石圈地幔的组成 170
1.5.2 岩石圈地幔的物理结构和熔融 172
1.5.3 岩石圈地幔的定年 173
2 大陆岩石圈的构造活动 173
2.1 主要构造形式 174
2.1.1 逆冲推覆构造 174
2.1.2 薄皮构造和厚皮构造 175
2.1.3 韧性剪切带 176
2.1.4 拆离构造 177
2.1.5 拆沉构造 177
2.1.6 变质核杂岩 178
2.2 流变学 179
2.2.1 本构方程 179
2.2.2 摩擦强度 180
2.2.3 破裂强度 181
2.2.4 塑性强度 181
2.2.5 脆性－延性和脆性－塑性转变 182
2.2.6 蠕变类型和变形机制 183
2.2.7 流变学的地质应用 184
3 大陆岩石圈的岩浆活动 185
3.1 花岗岩类 185
3.1.1 花岗岩分类 185
3.1.2 花岗岩同位素特征 189
3.1.3 不同时代的花岗岩类研究 190
3.2 大陆玄武岩 191
3.2.1 大陆玄武岩的分类 191
3.2.2 大陆溢流玄武岩 192
3.2.3 大陆玄武岩浆的成因模式 193
3.2.3.1 壳源物质的混染问题 193
3.2.3.2 上地幔－软流圈源区的地球化学区分 194
3.2.4 岩浆起源的深度 194
3.2.5 上地幔玄武岩岩浆源 195
3.2.6 大陆拉张区岩浆作用的动力学意义 195
3.3 钾质与超钾质的基性和超基性岩 196
3.4 碳酸岩 198
4 大陆岩石圈的变质作用 200
4.1 双变质带到 p-T-t 轨迹 200
4.2 超高压变质岩 202

4.3 榴辉岩 204
4.4 麻粒岩 206
5 大陆地壳的性质和增生演化 208
5.1 现代陆壳的平均年龄 208
5.1.1 陆壳存留时间的厘定和下陆壳的年龄 208
5.1.2 显生宙陆壳增长量与陆壳增生速度 210
5.1.2.1 新生陆壳量 210
5.1.2.2 陆壳消耗量 210
5.1.2.3 陆壳净增长量 210
5.1.2.4 陆壳累积增长曲线及其确定 210
5.1.2.5 地质历史上陆壳生长率的变化 211
5.1.3 陆壳的物质来源的讨论——盒子模式 211
5.2 大陆地壳的增生机制和壳一幔相互作用 212
5.2.1 大陆地壳的增生方式 212
5.2.1.1 安山岩模式 212
5.2.1.2 海洋高原增生模式 213
5.2.1.3 松弛板块负荷 213
5.2.1.4 岩浆底侵作用 213
5.2.1.5 拆沉作用 214
5.2.2 壳－幔相互作用 214
5.2.2.1 大洋壳幔相互作用中陆壳物质的返回地幔 215
5.2.2.2 大陆壳幔相互作用的特征 215
5.3 大陆地壳的形成和演化 216
5.3.1 冥古宙的大陆 216
5.3.2 太古宙的陆－海－大气演化 216
5.3.3 元古宙陆－海－大气演化 220
5.3.3.1 元古宙超级大陆 220
5.3.3.2 元古宙蛇绿岩 221
5.3.3.3 元古宙地壳演化 222
5.3.4 显生宙陆－海－大气演化 223
5.3.4.1 古生代 223
5.3.4.2 中生代至第三纪 224
5.3.5 陆壳的演化 228
第四章 地幔和地核 229
第一节 地幔 229
1 上地幔 230
2 软流圈 233
3 过渡带 234
4 下地幔 236
5 地幔的不均一性 237
5.1 地幔的主要端元组分 238
5.2 全球地球化学边界及同位素省的划分 240
5.3 地幔不均一性形成的地球动力学模式 241
6 地幔同位素化学 242

6.1 锇和铼同位素 242
6.2 氧同位素 243
6.3 氢同位素 245
6.4 碳同位素 246
6.5 硫同位素 247
6.6 氦同位素 249
6.7 氖同位素 250
6.8 氩同位素 250
6.9 氙同位素 250
7 地幔交代和地幔流体 251
8 热点和地幔羽 253
8.1 从热点到地幔羽 253
8.2 地幔羽证据 254
8.3 地幔羽实验证据 256
8.4 与地幔羽有关的地质事件 257
8.5 地幔羽成因 258
9 地幔对流 260
9.1 地幔对流的证据 260
9.2 热对流的物理模式和数学基础 261
9.3 地幔对流的特征 263
9.3.1 与地幔对流有关的实验证据－粘度 263
9.3.2 地幔流变学 264
9.4 数值模拟 265
9.4.1 基本方程和数值分析 266
9.4.2 粘度的温度关系 266
9.4.3 粘度的压力关系 267
9.5 地球热演化的参数化对流模式 268
9.6 地幔羽和地幔对流 268
9.6.1 平面形式和时间依赖对流 268
9.6.2 相变和层状对流 269
9.7 展望 269
第二节 核幔界面 270
第三节 地核 274
第五章 宇宙、恒星和行星 279
第一节 宇宙、星系和恒星的起源 279
1 恒星的演化 281
1.1 赫罗图 281
1.2 恒星的能源 281
1.3 主序星和红巨星 282
1.4 造父型变星 283
1.5 白矮星的形成 284
1.6 X 射线星和中子星 284
1.7 γ射线源 287
1.8 超新星爆炸 288

1.9 黑洞 289
1.9.1 黑洞的基本特征 289
1.9.2 黑洞的证据 290
1.9.3 黑洞的质量 291
1.10 恒星演化的进程 292
2 恒星的诞生 294
3 银河系的演变 297
4 宇宙的起源 298
4.1 “红移”和哈勃定律 298
4.2 宇宙膨胀 298
4.3 宇宙微波背景辐射 300
4.4 宇宙的大爆炸模式 301
4.5 中微子 302
4.6 暴胀理论 303
4.7 宇宙年龄 303
4.8 动的宇宙观和宇宙常数 304
4.9 宇宙的开端和大统一理论 304
4.10 时间 305
4.11 宇宙的终结 306
4.12 蛀洞理论 307
4.13 超弦理论 309
4.14 暗物质和反物质 309
4.15 外星系行星和地外文明 310
第二节 元素的形成 312
1 宇宙的元素丰度 312
2 元素的合成 313
2.1 大爆炸后的元素合成 313
2.2 核燃烧过程 313
2.2.1 氢燃烧：两个可能的途径 313
2.2.2 氦燃烧 314
2.2.3 碳燃烧 314
2.2.4 氧燃烧 315
2.2.5 氖－钠燃烧 315
2.2.6 镁－铝燃烧 315
2.3 光聚变反应和α过程 315
2.4 e 过程 315
2.5 慢中子俘获过程（s 过程） 315
2.6 快中子俘获过程（γ 过程） 316
2.7 质子俘获过程（p 过程） 316
2.8 x 过程 316
2.9 高能粒子反应形成 316
2.10 人造元素和超重元素稳定岛 316
第三节 太阳系及其行星 317
1 太阳 317

2 太阳系行星和卫星 320
2.1 地球 321
2.2 月球 323
2.3 水星 327
2.4 金星 327
2.5 火星 328
2.6 小行星和彗星 330
2.6.1 小行星 330
2.6.2 彗星 332
2.6.3 小行星或彗星撞击事件 332
2.7 木星 334
2.8 土星 336
2.9 天王星、海王星和冥王星 337
2.10 陨石 337
2.10.1 陨石的分类 337
2.10.2 陨石的年龄 340
2.10.3 玻璃陨石 341
2.10.4 星际有机分子与陨石中的有机质 342
2.10.5 宇宙尘 342
2.11 比较行星地质学 342
2.12 太阳系行星形成 344
2.13 太阳系外物质研究 345
第四节 地球的时间之箭和节律 348
1 地球上的时间之箭 348
1.1 生物圈演化中的重大事件 348
1.1.1 生命起源 349
1.1.1.1 生命的定义 349
1.1.1.2 最早的地球生命遗迹 349
1.1.1.3 地球生命起源的模拟实验 350
1.1.1.4 地外有机物的发现 350
1.1.1.5 生物分子的手性选择 350
1.1.1.6 核酸－蛋白质密码关系的建立 351
1.1.1.7 生命起源的两种观点 351
1.1.2 早期生命演化 351
1.1.2.1 微生物和地质作用 352
1.1.2.1.1 微生物定义 352
1.1.2.1.2 微生物分类 352
1.1.2.1.3 生命树和侧向基因转移 352
1.1.2.1.4 微生物对无机元素的依赖 353
1.1.2.1.5 微生物矿物学 354
1.1.2.2 真核生物 354
1.1.3 多细胞生物的发展 355
1.1.3.1 后生动物 355
1.1.3.2 雪球说 355

1.1.3.3 显生宙的生物进化 357
1.1.4 人类起源 357
1.1.4.1 腊玛古猿和分子生物学证据 358
1.1.4.2 南方古猿 359
1.1.4.3 能人 361
1.1.4.4 直立人 362
1.1.4.5 智人 365
1.1.4.6 直接演化说 368
1.1.4.7 现代人的心智 369
1.1.4.8 人类的基因特征 372
1.1.5 生物的集群绝灭 374
2 地球的节律 374
2.1 地球的短周期节律 374
2.1.1 米兰柯维奇的冰期假说 374
2.1.1.1 偏心率，黄赤交角和岁差 374
2.1.1.2 全球温度变化曲线的周期性 375
2.1.2 精确的太阳辐照方程 376
2.1.2.1 地球轨道参数的新理论 376
2.1.2.2 日照率方程 377
2.1.2.3 Rubincam 日照率 377
2.1.2.4 地球轨道和气候的地层学表述 378
2.1.2.4.1 轨道信号显示 379
2.1.2.4.2 进动数据调制 379
2.1.2.4.3 倾角（obliquity）调制 379
2.1.2.4.4 地层学与节拍分析的比较 380
2.1.2.4.5 轨道力地层学 380
2.2 地球的长周期节律 380
2.2.1 海平面变化 381
2.2.2 生物集群灭绝 381
2.2.3 古地磁 381
2.2.4 岩浆活动旋回 382
2.2.5 造山运动 382
2.2.6 古陆形成 383
2.2.7 陨石撞击 383
2.2.8 全球气候 384
2.3 控制地球节律的因素 384
第六章 全球变化 386
第一节 全球气候 388
1 大气 389
2 海洋 391
2.1 海洋与气候的关联 391
2.2 海气相互作用 391
2.3 海洋中的 CO_2 和 Ca^{2+}浓度 392
3 EDNO 事件 393

3.1 厄尔尼诺和南方涛动 394
3.2 厄尔尼诺的演化 395
3.3 热带海洋－全球大气计划 396
3.3.1 长期平均值和平均季节循环 397
3.3.1.1 长期平均值 397
3.3.1.2 平均季节循环 398
3.3.2 ENSO 变化 399
3.3.3 大气的季节变化和突变 400
3.3.3.1 季节间 Kelvin 波 400
3.3.3.2 西风突然发作驱动力的局部响应 401
3.3.3.3 不稳定波 401
3.3.4 ENSO 与全球海洋和大气变化 401
3.4 厄尔尼诺的理论和预测 402
3.4.1 厄尔尼诺事件的理论 402
3.4.3 厄尔尼诺的预测 404
4 海平面变化 405
5 现代冰川 408
5.1 南极冰盖 408
5.2 格陵兰冰盖 410
5.3 山地冰川 411
6 核战争的气候后果 412
7 日地关系 413
8 地外物质的撞击 415
9 目前全球气候变化状况 416
第二节 过去全球变化研究 417
1 过去全球变化的年代研究 418
1.1 生物地层学 418
1.2 磁性生物地层年代学 418
1.3 同位素年代学 418
2 过去全球变化研究方法 420
2.1 提取古环境信息的载体 420
2.1.1 深海和大陆沉积 420
2.1.2 冰心研究 421
2.1.3 动植物研究 424
2.1.4 历史记录 424
2.2 过去全球变化研究技术 424
2.2.1 同位素示踪 424
2.2.1.1 氢和氧同位素 425
2.2.1.2 碳同位素 427
2.2.1.3 硫同位素 430
2.2.1.4 硼同位素 430
2.2.1.5 氯同位素 431
2.2.1.6 锶同位素 432
2.2.1.7 铍同位素 433

2.2.1.8 ^{137}Cs 侵蚀示踪 434
2.2.1.9 ^{210}Pb 示踪 434
2.2.1.10 ^{226}Ra 和 ^{228}Ra 434
2.2.2 其它技术方法 434
2.2.2.1 微体化石群的定量分析方法－－转换函数法 434
2.2.2.2 分子温度计 U^{k}_{37} 435
2.2.2.3 有机物分子的地球化学指标 436
3 过去全球变化的研究成果 436
3.1 冰期和间冰期 438
3.2 特殊事件 442
3.2.1 新仙女木事件 442
3.2.2 Heinrich 事件与 D/O 事件 444
3.2.3 间冰期的不稳定性 445
3.2.4 十年、年际和年内尺度的高分辨率古环境事件 446
3.3 地质时代的 CO_2 含量变化 447
3.4 东亚古季风 448
3.4.1 新生代气候环境与东亚古季风 448
3.4.2 东亚古季风与黄土，青藏高原隆升和冰盖 449
3.4.3 新生代构造运动与东亚古季风 450
第三节 大气化学 451
1 温室效应和温室气体 451
2 臭氧层 455
2.1 臭氧形成和消耗的化学反应 455
2.2 大气臭氧层的破坏 460
2.3 对流层大气臭氧研究 462
2.4 科学和国际协定的干预 463
3 大气酸沉降 463
4 气溶胶 465
5 光化学烟雾 468
第四节 生物地球化学循环 469
1 碳循环 469
1.1 CO_2 的循环 469
1.2 碳循环的源和汇的平衡 471
1.3 其它形式的碳循环 474
1.4 人类活动 476
2 氮循环 476
3 硫循环 479
4 磷循环 481
第五节 生态系统和生物多样性 481
1 生态系统 482
1.1 陆地生态系统 482
1.1.1 气候变化与陆地生态系统 483
1.1.2 全球变化模型的生命化 486
1.1.3 中国全球变化生态样带研究 487

1.2 海洋生态系统 487
1.2.1 海洋生态系统研究 488
1.2.2 全球海洋生态系统动力学 488
1.3 海陆交错带生态系统 489
1.4 城市－－生态学最后的前沿阵地 490
2 生物多样性 491
2.1 遗传多样性 491
2.2 物种多样性 492
2.3 生态系统多样性 492
2.4 生物多样性梯度 492
2.5 生物多样性保护 493
第六节 人类影响 493
1 人口增长的需求 493
1.1 谷物和耕地 493
1.2 淡水 494
1.3 肉类 494
1.4 海洋捕鱼量 494
1.5 能源 494
1.6 人口增长带来的其他问题 494
1.7 21 世纪的人类 495
2 人类对生态系统的影响 495
2.1 森林 496
2.2 土壤侵蚀和土壤退化 496
2.3 荒漠化 496
2.4 城市化 496
2.5 自然栖息地 497
2.6 废弃物 497
2.7 动物 498
第七章 数字地球 499
第一节 地球系统科学计划 499
第二节 信息化进程和数字地球的构筑 501
第三节 三 S（RS、GIS 和 GPS）集成 502

探索真理是人类的公共事业，究竟由谁去发现真理是无关紧要的，个人是应该淡漠的，真理才是值得崇拜的。同我相较，真理是无比强大的。　　－－爱因斯坦

第一章　　20 世纪的科学革命和科学创新

对于刚刚步入科学殿堂的青年学者，杨振宁教授讲了一段意味深长的话。他说：“到一个好大学跟研究生接触，发现他们都很聪明、好学。可是过了二十年，就发现他们研究成绩悬殊很大，有的非常成功，有得令人失望”。“最重要的道理，是成功的人找到一个研究方向。这个方向在他们研究生阶段以后，五年到十年大有发展”。“所以，自己的最大责任就是把自己引导到一个有发展的研究方向上去”。“选择一个有发展、有希望的领域”。“这应该自己去寻找，凭着自己的判断”。“这就要求尽量使自己的兴趣面广泛些”，不要“怕出错。不敢接触新东西，不敢提出自己的见解，是没出息的”。“把自己训练成有独立思考能力的研究工作者，特别重要”。要“提倡跨学科的兴趣，跨学科的研究”，这常常可以作出非常重要的贡献”。

显然，青年学者在扩大自己的知识面，寻找一个有发展前途的领域，确定自己的研究方向时，首先应当从整体上认识科学，了解与科学发展有关的规律，以帮助自己作出这一重大的选择。

第一节　科学、科学前沿和科学热点

科学，特别是自然科学，是社会发展和人类进步的一种最基本的推动力，是人类现代文明的基石，是技术革命和产业革命的基础和先导。

什么是科学？《辞海》（夏征农等，1999）写道：科学是“运用范畴、定理、定律等思维形式反映现实世界各种现象的本质和规律的知识体系。……它是一种在历史上起推动作用的革命力量，在现代，科学技术是第一生产力”。 这就是说，科学是一个不断深化的知识体系，又是一种影响深远的革命力量，或者说是一种创新力量。

总的说来，科学以探求真理为目标，以揭示自然规律为目的。科学构成现代社会的知识基础，提供了人类对自然界的系统认知，是人类文明和生产力发展中永不枯竭的源泉。科学知识的应用和与之相关的技术发展是生产力中最活跃的因素。

科学起源于欧洲。科学家采用系统的实验方法研究自然界，将思辨与实证结合起来，使西方近代科学逐渐从作为思辨的自然哲学中独立出来，成为实证的科学。它确立起用自己的理性可以揭示自然秘密的信念，通过对自然以及人类社会进行独立的理性思考，这种独立性倡导和遵循合理的怀疑态度、理性的批判精神，以及对真理的崇尚胜过对权威的膜拜，对一切虚假行为的排斥和憎恶，对公正、普遍、创新等准则的严格遵循；在方法上则追求系统的逻辑建构（不满足经验的具体性而追求其普遍性、体系性）和实证的研究（坚持理性概念的可检验性、可操作性、可重复性，从而导致科学的精确性、有用性）。这种为知识而知识，为真理而学术的科学观至今仍是西方理解学术与科学的主导观点，是科学精神的基本内容。

显然，科学不等同于技术，更不是科学普及。科学的真正基石是科学精神——求真求实，独立的理性思考，合理的怀疑精神和严格的实证态度——的认同和追求。这才是科学的精髓之所在。

科学精神要求对人类创造的一切学说保持开放的态度，要求在理性批判主义的驱动下不断发展、完善，甚至超越自身所建构的一切。因此，科学绝不妄称“真理在握”，即使已被经验所证实的理论，面对未来，仍然是有待检验的。17 世纪 Newton（牛顿）力学和引力理论取代了 Aristotle（亚里士多德）物理学和 Prolemy（托勒密）的本轮－均轮体系；20 世纪量子力学、广义相对论和混沌理论又分别革新了牛顿力学和引力理论。当代的科学家也没有固守量子力学和广义相对论，而是努力试图超越它们。科学的活力，就在于它具有一种自我改进的机制。正是理性批判精神，将科学与伪科学划清了界限。美国著名的科学社会学家 Merton 将“有条理的怀疑精神”称作科学家最基本的行为规范之一（柳延延，2000）。

科学的意义在于发现和创新。科学史就是一部创新史。科学创新是发现新现象，研究事物发展的新规律，建立新的概念和理论体系。具体而言，是在科学实验的基础上，通过剖析原有理论与新实验事实之间的矛盾，推动新的科学革命。

科学创新要求实验技术的发展，而新仪器、新方法的发展又支持科学创新。科学创新往往出现在最新的尖端技术领域，这充分说明实验技术的重要作用。然而，科学创新主要不是实验或观察的结果，更重要的是思维的创新、理论的更新。用新的、更完善的、逻辑性严密的、经过检验的理论代替旧的理论。

在科学活动中，不同时代各个学科的发展是不平衡的。历史进程中会不断显现新的科学研究热点和科学前沿。科学热点表现为该领域的文献数量急剧增加，反映该领域的实验和理论出现令人瞩目的进展，从而吸引了更多的科学家的注意和参与。例如，近年国际上出现的常温核聚变，超导材料、准晶态、金刚石薄膜和纳米物质。当这些热点课题由于之后未被他人实验所证实，（常温核聚变），虽然 Storms（1999）综述其近年研究进展和过去实验未被重复的原因；或深入研究难度很大，实用前景不甚明确时（准晶态），该领域的文献数量将迅速回落。而地学的情况则稍有不同。例如，近年构造推复体、地体和伸展构造都曾形成热点。但比物理、化学等学科热点，文献增幅小，持续时间更长；这些热点又逐步并入学科发展的主流。就上述地学热点而言，我国出现文献增长年代比国外约滞后十年。

科学前沿和科学热点既有差异，又存在着一定的联系。一般说来，科学前沿的科学性和现实性都更加明确。它常是一个新的学科交叉领域，或者是过去科研中的薄弱环节。另外，科学前沿的第二个特点是，由于当前实验或理论的发展，该领域有新的苗头出现，发展前景明朗。例如，上述的纳米物质等。

真理的探求永无止境，科学具有不断更新的前沿。探索真理是一种时代相继、崇高伟大的公共事业，而不是仅仅属于个人。Einstein（爱因斯坦）认为：“谁要是把自己标榜为真理和知识领域的裁判官，它就会被神的笑声所覆灭。作为科研工作者来说，必须时刻注意科学发展的总进程，以及学科的当前主攻方向和前沿，才能在创新中充分发挥自己的作用。

在科学创新的活动中，先进的试验手段是必须的。但是，更需要强调的、更有决定性作用的是精神活动，是科学家本人的理性思维。科学家本人的抽象思维能力，科学认识水平、对新事物的态度、及其心理素质都将决定他所能取得的科学成就。从历史上看，划时代的发现往往是新旧观念斗争的结果。更具体地说，只有接受或相信新观念的科学家才能获得这种难得的殊荣。

常常听到有人抱怨自己生不逢时，为机遇所慢待。实际在科学研究中，多少人与重大发明擦肩而过。例如，1895 年德国物理学家 Roentgen（伦琴）在研究阴极射线中发现荧光屏出现闪光，从而发现 X 射线。为此，他获得 1901 年诺贝尔奖金，成为诺贝尔物理学奖金的第一个获得者。但是 Roentgen 并非第一个看到荧光的人。1879 年英国 Crookes、1890 年美国古兹皮德、和 1892 年德国的 Lenard 都曾看到这一现象，而未予以理会。只有伦琴除了埋头苦干做试验，有敏锐的观察力之外，还进行认真的思考和追究，才使真相得以大白。1897 年英国 Thomson（汤姆逊）测出阴极射

线粒子的电荷和质量比是氢离子电荷与质量比的两千倍。据此，他认为阴极射线中的粒子质量约为氢离子质量的两千分之一，带有负电，带电量是基本的电荷单位，称之为电子。值得注意的是1890年英国的Schuster（舒斯特）也算出阴极射线的荷质比，但他不敢相信自己测量的结果。1897年德国的 Kaufmann（考夫曼）更精确地测得阴极射线的荷质比。但他没勇气发表这些数据，甚至怀疑阴极射线是否是粒子。显然，只有敢于和传统观念决裂的汤姆逊才成为最先打开通向基本粒子物理学大门的伟人，获得 1906 年诺贝尔物理学奖。所以，科学哲学家 Cohen（科恩）教授认为，在巨大的发现面前，“观念转变是革命过程的关键成分”。

科学创新反映一个国家、一个民族的科研成就；体现一个国家的科研政策、科研管理、企业管理，以及人文素养等多方面的综合国力。如果说，古代的技术发达源自于经验，那么，现代技术的进步则取决于科学，这是一种要求“知其所以然”的技术活动。

为了学习 20 世纪以来推动科学革命的重要科学家，学习他们在科学活动中的认识历程、科学方法、研究艺术和治学精神。下面我们将从科学革命出发，结合科学家的贡献，分析他们取得伟大业绩的内在原因，促进我们更加自觉地参与科学活动。

第二节　科学革命

回顾20世纪以来许多重大的科学成就，不能不引起人们的深思。为什么20世纪会出现这样多的科学成果？科学发展的历史进程是什么？这些科学家是如何一步步达到他们的科学顶峰？以及从认识论角度来揭示科学进程中他们的正确和谬误，了解其思想根源。显然，这些总结不仅是科学史研究的需要，也有助于人们更加自觉地进行科学研究。在这一领域中卓有成就的有Kuh（库恩）、Popper（波普尔）、Lakatos（拉卡托斯）、Cohen 等人。其中尤以 Kuh 的“科学革命的结构”影响最大。Kuh 曾任美国科学史学会主席，美国科学院院士，是美国颇负盛名的科学哲学家、科学学史家、是历史主义学派的代表人物。

《科学革命的结构》是 Kuh 从自己的专业内容——“理论物理学的历史发展”出发，浸润数十年的研究结果。书中 Kuh 首次阐明自己的科学发展模式。他认为科学发展并非杂乱无章，而是有结构的、有规律的。其模式就是：前范式科学—常规科学—反常与危机—科学革命—新的常规科学。而用来表征各个阶段的核心概念是“范式”。“范式”是“在科学的实际活动中，某些被公认的定律、理论、应用以及仪器设备”。这些范式制约着进行科研人员。Kuh 的中心思想是：科学发展不是一个渐进的积累过程，科学革命在科学变化中起到重要的奠基性作用。科学发展中的渐进积累与革命飞跃反映了科学发展的内在规律。

Kuh 提出的科学革命的概念，深刻地冲击了当代历史学家、社会学家、哲学家和科学家的传统认知。然而，对科学革命的认识和理解，以及哪些是科学革命，大革命和小革命等，看法各异，莫衷一是。Cohen（1985）的《科学革命史》对之作出了比较系统的论述。首先，Cohen 提出科学革命的两个标准：逻辑标准和历史标准。其次，他认为科学革命不是突发的短暂事件，而有其发展历程，可以划分为四个阶段：智力革命、书本上许诺的革命、纸面上的革命和科学革命。第三，发生科学革命的四项证据，包括：① 见证人证明；② 后来的历史文献；③ 历史学家、特别是科学史家和哲学史家的评判；④ 当代从事该领域研究的科学家的普遍意见。这样，Cohen 论证了 17 世纪至 20 世纪的重大科学革命。提出 20 世纪的重大科学革命有相对论、量子理论和板块构造学说。

第三节　20 世纪的科学革命

在 20 世纪中，科学以前所未有的速度飞跃发展，推动了经济、政治和社会日新月异的变化。

科学研究在微观领域已经深入到原子、基本粒子内部；在宏观领域中确立了河外星系的存在。与19 世纪相比，科学思想有着更加丰富、更加深刻的内容。电子、质子、中子、反粒子以及基本粒子的发现，突破了原子不可分的观点，建立了物质结构有无限层次的假说。量子理论的提出，概率统计方法的应用，都从根本上改变了运动是连续的观念和因果决定论的思维定式，推动了半导体、激光、雷达，Internate（因特）网的发展。相对论的建立，打破了经典理论中的绝对空间和绝对时间的概念，建立质量和能量相互关系的理论，为原子能开发和核聚变的利用奠定了基础；并打开现代宇宙学的大门。从基因研究到克隆复制和遗传工程揭开人类向自然界发起的最大战役。最后，Wegener（魏格纳）的大陆漂移说，在经历三十年的冷落之后，卷土重来；在古地磁、海底扩张假说的支持下发展成为板块理论学说，彻底摧毁地学中的固定论的观点；继续步入后板块理论的进程。

1　牛顿的经典物理学

在叙述 20 世纪科学革命之前，有必要简要地叙述统治经典物理学达三百年之久的 Newton 的基本思想体系，以便我们深入理解相对论和量子理论革命的重大意义。

Newton 是一个伟大的科学家。他在力学、光学、天文学和数学上都做出了杰出的贡献，为后世留下丰厚的科学遗产。Newton 提出力学三大定律是经典力学的基础，体现了宏观物体在缓慢运动情况下的机械运动规律，是科学史上的第一次大总结。

Newton 概括了 Kepler（开普勒）、Galileo（伽利略）、Kooke（胡克）和 Huygens（惠更斯）等人的研究成果，从重力概念引出万有引力定律。认为行星与卫星的运动都是由万有引力定律决定的。Newton 的引力理论经过几次重大检验之后，得到普遍的承认。首先，Newton 认为地球不是完整的球体，而是两极稍扁。这被法国科学家的测量所证实。其次，按 Newton 的理论，英国天文学家 Halley（哈雷）和法国数学家（克雷罗）计算出哈雷彗星的近日点和回归周期，使彗星脱下神秘的外衣。此外，由于人们发现天王星轨道和理论计算有出入，法国 Le Verrier（勒维列）和英国 Adams（亚当斯）根据 Newton 理论同时计算得出，是一个未知行星对天王星摄动，并算出新行星的位置和轨道，从而迅速发现海王星。

Newton 把古代原子论和机械力学结合起来，提出了微粒说。微粒说认为所有物体都是由微粒构成的。微粒的基本属性是广延性、坚硬性、不可入性和惯性。微粒是不可分的，它们之间是虚空。所以，微粒间力的传播必须采用“以太”的假说。微粒说与波动说经过长期争论，由于波动说能够更好地解释光的干涉和衍射，又可用 Maxwell（麦克斯韦尔）波动方程来统一，19 世纪微粒说被光的波动说所代替。另外，Newton 又和德国的 Leibniz（莱布尼兹）分别发明了微积分。这引起科学史上的一次针对发现权的最激烈争吵。

任何人的思想和行为都带有时代的烙印，对于 Newton 这样伟大的科学家也是一样。Newton 的机械运动规律，成为统治经典物理学和人类思维的“机械论”的自然科学基础。Newton 力学认为，只有外力才能改变物体的运动状态；所以，机械论认为物体运动变化来自外因。对此，Newton 有一个最具体的说明。他认为行星绕日运动必须有引力和横向运动力。他说：“没有神力之助，我不知道自然界中还有什么力量竟能促成这种横向运动”。因此，Newton 把这种横向运动的产生归结为上帝的“第一次推动”。 Newton 力学认为不论物体如何运动，只能改变速度和位置，其质量不变；因此机械论认为，所有运动只有量变，没有质变。Newton 力学认为，不论运动物体质量和速度如何改变，力学定律都适用；机械论认为机械力学是全部科学的基础，各种运动和变化都可用之来说明。更重要的是，Newton 力学的严格用数学来表示机械因果关系的联系，可以精确预测机械运动的结果，正如上述的行星运动轨道预测。机械论则认为这种机械的单义决定论是决定论的唯一形式。对此，Newton 说：“自然界的其他一切现象，全可以根据力学的原理，用相

似的推理演绎出来”。

Newton 从力学出发，提出了绝对时间和绝对空间的含义，把绝对时空和相对时空区别开来。他认为：“绝对的、真正的、数学的时间自身在流逝，而且由于其本性在均匀的、与任何其他外界无关地流逝着，它又可以名之为延续性”；“相对的、表观的和通常的时间是延续性有效的一种可感觉的、外部的、可通过运动来进行量度，我们通常就用诸如小时、日、月、年等这种量度以代替真正的时间”。“绝对的空间，就其本性而言，是与外界任何事物无关而永远相同和不动的。相对空间是绝对空间的可动部分和量度”。 Newton 主张绝对空间以及绝对时间应当与太阳系的中心重合。他的追随者又认为，应该采用所谓的固定恒星参考系，做为绝对空间的框架。

2 相对论

19 世纪末，经典物理学已经发展到相当完善的地步。物体的机械运动遵循 Newton 力学规律；光的现象以波动说来解释，Maxwell 电磁方程总结了光、电和磁现象；热力学以及统计物理学概括了热现象。许多物理学家把经典物理学看作是业已完成的不可动摇的圣殿。当物理学大师 Planck（普朗克）准备献身物理事业时，他的物理学教授劝他说：年轻人，你为什么要断送自己的前途呢？要知道，理论物理学已经终结。微分方程已经确立，它们的解法已经制定。可供计算的只是个别的局部情况。把自己的一生献给这一事业，值得吗？另一个著名物理学家也提醒人们，未来的物理学研究者只能做小数点后面第六位数字的修补工作。

当经典物理学家欢欣雀跃，歌舞升平之际，经典物理学的天空已经是乌云翻滚，山雨欲来风满楼。只不过传统观念深深地束缚住他们，使他们盲目乐观，视而不见。正如 Einstein 所说：“是理论决定我们能够观察到什么东西”。实际上，一系列尖锐的矛盾已经呈现在物理学家眼前。1860 年 Maxwell 提出比热的理论计算与测定结果不符，法国天文学家 Le Verrier 发现水星近日点进动的误差过大，Michelson（迈克尔逊）和 Morley（莫雷）的多次实验否认以太的存在；黑体辐射，光电效应，以及 1895 年 X 射线的发现，1986 年放射性的发现，1897 年电子的发现，都在不断冲击着经典物理学的王国。

Einstein 建立的相对论是对经典物理学的致命打击，宣告一个新时代的诞生。从历史上看，相对论的基本思想与 Mach（马赫）有着极深的渊源。1930 年 Einstein 给魏纳的信中说：相对论的“思想的整个方向是同 Mach 的思想一致”。所以，可以认为：“Mach 是广义相对论的先驱”。Mach 在 1883 年出版的《发展中的力学》中明确地批评 Newton 的绝对时空的思想。他指出“一切都是相互联系的，运动都是相对的。绝对时间既无使用价值，也无科学价值，是一种无用的形而上学的概念”。“一切运动是相对的，惯性力本质上也是一种引力”。 Mach 的这个观点，被 Einstein 称作“Mach 原理”，并说这“表明 Mach 已经清楚地看出经典力学的薄弱方面，而且离开提出广义相对论已经不远”。

在促使相对论建立中，关键是两个经典物理学难以解释的矛盾：“以太”和光速问题。“以太”是 Descartes（笛卡尔）提出的。Descartes 多才多艺、思想开放。他的一句名言“愈学习，愈发现自己的无知”。与我国古语“学而后知不足”不谋而合。Descartes 认为以太是一种非常稀薄的连续的流体，没有重量，不能被人的感官所感知。Newton 部分接受 Descartes 的以太说。Newton 从微粒说出发，主张以太是一种粒子流，波长是粒子转一周时所经过空间长度。而且认为光的传递是通过以太进行。后来，Huygens 的波动说占了上风。Huygens 的理论最初也是以古典力学为根据的，以太被假定为波的载体。但是，长期以来人们无法得到关于以太的清晰图像，也不知道以太与其他有重量的物质是如何相互作用的。

Maxwell 创立电磁方程之后，开始还试图用以太从力学上来解释场论，但他遇到很大的麻烦。根据经典物理学，在介质中传播的速度同介质的密度成正比。如果认为以太是传播电磁波的介质，

由于电磁波的速度极快，那么，以太的密度应当非常大。而以太的定义认为，它没有重量，两者显然是矛盾的。这样，矛盾的焦点集中在以太是否存在？反映到以太与在以太中运动物体的关系上，即物体在以太中运动时，以太是否参与物体的运动？Hertz（赫兹）认为以太跟随物体运动，但是1851 年 Fizeau（斐索）的实验否定这个看法。之后，Lorentz（洛伦兹）设想以太不随物体运动，并把以太看作一种绝对静止的参考系，运动物体对以太没有任何影响。这样，物体运动时势必产生以太风。可是，Michelson 和 Morley 多次实验又否认了“以太风”的存在。

关于光速不变性，表面看来似乎令人难以相信。它与我们日常所感觉的情况大相迳庭。我们都记得力学中速度合成的公式，它能计算河岸两地间船只顺流或逆流行驶时的速度变化。如果说光速不变，这就相当于当你测量一颗出膛的步枪子弹的速度时，无论是一个站着的步兵向你射击，还是在一个飞行的超音速飞机中的人向你射击，两者速度都一样。按照经典力学的速度合成公式，对于以不同速度运动的两个惯性系（例如上述静止站立的人和飞机上的人）来说，受电磁方程决定的光速应有不同的数值，即电磁场方程在不同的惯性系中应当有不同的形式。但光速的测量结果却并非如此。17 世纪以前，人们认为光速是无限的。Galileo 对此表示怀疑，但未能测出光速。17 世纪到 20 世纪人们多次反复测定光速，发现光速与光源的运动、光的频率、光的传播方向无关，即光速是一个常数。

光速不变的事实揭示出经典力学和电磁学方程的矛盾。从经典力学出发，光速应遵循 Galileo 变换。Galileo 变换联系 Newton 力学的绝对空间和绝对时间。它可以确定两个惯性系之间的空间和时间参量的关系。更具体地说，可以确定在一个静止参考系和另一个运动参考系之间的空间和时间参量的关系。例如，某物体相对于一个沿 x 轴作惯性运动 vt 的惯性系的空间和时间参量的关系式见表 1.1。为了解决这一矛盾，Lorentz 提出了 Lorentz 变换来代替 Galilco 变换，但这只是方法学上的改进，没有解决问题的实质。

Einstein 深邃地认识到 Newton 力学和 Maxwell 电磁理论，这两次物理学大综合之间的内在矛盾。Maxwell 方程预言，电磁波以大约 3×10^8m / s 米的固定速度传播，而不考虑一个观察者或光源本身运动得有多快。然而力学则预言如果观察者相对于光源在运动，或相对于假设的媒体并通过它在运动，光的速度会变化。

面临多种选择的情况下，Einstein 义无反顾地抛弃传统观念重新认识 Newton 力学。正如 Einstein 在自传中所说：“这已经够了，Newton 啊，请原谅我，你所发现的道路，在你那个时代，是一位具有最高思维和创造力的人所能发现的唯一道路。你所创造的概念，甚至在今天仍然指导着我们的物理学思想。虽然我们现在知道，如果要更加深入地理解各种联系，那就必须用另外一些离直接经验领域较远的概念来代替这些概念”。

1905 年 Einstein 在“论运动物体的电动力学”一文中提出狭义相对论中两条最重要的原理：相对性原理和光速不变原理。相对性原理认为，宇宙中所有各处的物理规律都是相同的，或者说物理规律对所有惯性参考系都是相同的，而不论观测者所处的参考系的运动速度如何。这就把相对性原理从力学推广到电磁学领域。光速不变原理认为，真空中光的传播速度是一个常数，它与光源运动无关。

相对性原理的思想始于 Galileo，Descartes 给予正确的表述。Galileo 注意到下列事实的等价性。一个人在仃靠港口即相对于陆地静止的船里，另一个人在沿直线驶离港口的船里，每人都从舱内 1 米高处一只球，则两球都竖直下落，经历时间都是 0.45 秒。由于地球是园的，驶离港口的船是在作园周运动，Galileo 受园形为完美的古老思想的影响，认为园周运动是物体的自然状态，与静止不可区分。而 Descartes 则认识到匀速运动与静止不可区分。

匀速运动与静止不可区分的现象进一步表明，静止是一种惯性状态，与之等价的匀速运动也是惯性态。惯性原理可以表述为：一个自由物体，即不受任何力作用的物体以恒定速度运动。地球是一个理想的惯性参考系。地球绕日的转动可以近似看作以 30km / s 的恒定速度沿直线运动。

Descartes 的相对论和 Einstein 的狭义相对论都是建立在所有惯性参考系，包括静止参考系和匀

速运动参考系是等价的这个基础上。两者的差别是从一个惯性系转换到另一个惯性系的变换方式。狭义相对论认为：真空中的光速是绝对不变的，惯性系间的变换不是 Galileo 变换，而由 Lorentz 变换所取代。这使 Maxwell 方程保持不变，光速也成为绝对常数。

表 1.1　Galileo 变换和 Lorentz 变换

Galileo 变换	Lorentz 变换
$x' = x - vt$	$x' = \dfrac{x - vt}{\sqrt{1 - \dfrac{v^2}{c^2}}}$
$y' = y$	$y' = y$
$z' = z$	$z' = z$
$t' = t$	$t' = \dfrac{t - \dfrac{v^2}{c^2} \cdot x}{\sqrt{1 - \dfrac{v^2}{c^2}}}$

相对性原理保存了牛顿力学中两个参考系作相对运动的内容，而抛弃了无用的绝对时空参考系的概念。宇宙中没有一个绝对静止的特殊参考系，从两个参考系的比较中，可以得到相对运动的量值。正像你坐在一个停在站上的列车中，看到对面列车在动，你不能判断是自己所在列车开动，还是对面列车开动，还是两者都开动。为了解决这个问题，你只需要看看站台就清楚，是谁与站台发生相对运动，而不必寻找那虚无缥缈的绝对参考系。对于力学上的运动物体、Newton 力学通过 Galileo 变换把不同参考系的空间和时间联系起来。如果我们仍考虑上述命题。原点为（x，y，z，t）的物体相对于一个沿 X 轴作惯性运动 vt 的惯性系，它的空间和时间参量见表 1.1，并由此得到新的速度合成公式

$$v = \frac{v' + u}{1 + \dfrac{v'u}{c^2}}$$

显然，当 $v' = c$，$v = c_0$，当 v' 和 u 远小于 c 时，则与经典合成公式 $v = v' + u$ 相同。所以，$\beta = v / c$ 时是应进行相对论修正的判据，只有 v 接近于 c 时，修正才有意义。所以，缓慢运动的物体仍可应用 Newton 力学，只有接近光速的运动物体必须采用相对论。

相对认的核心是时间和空间问题。从相对论出发，当相对运动接近于光速时，一个新的世界呈现在我们面前，出现许多奇怪的现象。例如，长度收缩和质量变化。Einstein 指出，接近光速运动物体，在一个静止观测者看来，会在运动方向变扁。当然，实际物体并无收缩，只是观测者感到它变扁。我们可以想象一列近光速列车，即相对论快车。站上的人看到火车缩短，而车上的旅客则感到站台缩短。缩短程度取决于运动物体的速度。速度接近光速时，长度缩短为零。如果站上的人能够测量火车的质量，会发现质量也有变化。同时，车上旅客也发现站台质量改变。相对论预言运动物体的质量会增加。这已被加速器中的高速粒子的质量增加所证实。

相对论的一个主要特点是时间的相对化。在经典物理学中所有的钟，不管它们之间的空间距离有多远都能被调为同步，并保持指示出一致的时间。而相对论则表现为同时性概念的相对性，例如时间膨胀和双生子佯谬等一系列令人惊奇的现象。Einstein 认为，同一事件在同一时刻发生，不是一个绝对的概念；而是决定于观测者的相对速度。当你看表的时候，你看到的已是有一点点过时的时间。对此，按照经典物理学只要适当修正，仍然能重建绝对时间。但 Einstein 不允许这样作。

让我们再回到相对论快车上，在车厢里的人看来，车厢正中的灯是同时照到车厢两端旅客身上。但站台上的观测者看到的是，光先照到车厢尾部的旅客，后照到前端。因火车的运动使车尾迎着光线走（光的路程短），而车厢前端顺着光线走（光程要长一点）。所以，到达车厢两端明显不同时。相对论认为运动的钟要比静止的钟走得慢，这称为时间膨胀。在站上的观测者看来，相对论快车上的钟每秒的时间间隔变长，变长的速度取决于火车的速度。当趋近光速时，每秒间隔增加到无限长。这说明时间流逝不是绝对的，联系着运动进程。这点已为 μ介子的寿命所证实。

在相对论中空间和时间不再是彼此孤立的概念，而是构成“空间—时间”的四维连续体的概念。从上述的 Lorentz 变换即可以看出，空间坐标中包括着时间坐标，而时间坐标的变换也包括空间坐标。一对事件在空间坐标上的距离，可以转化为时间上的差异。正如协助 Einstein 完成相对论的数学处理的 Minkowski（明可夫斯基）所说的“从今以后空间自身和时间自身必然像影子般地逐渐消失，只有两者结合才保持为独立的实体。

在狭义相对论假设的条件下，通过物质吸收辐射前后的动量守恒计算，可以得出质－能公式。Einstein 指出，物体的质量随速度的增加而增大。物体处于相对静止坐标系中所测出的质量称为静止质量。物体相对于运动的惯性系所测出的质量称为相对质量。当物体接近光速时，其惯性质量接近无穷大。所以，增加速度将极其困难。但这时我们为增加速度所提供的能量跑到那里去了？Einstein 解释说，能量并未消失，而是转化为质量。质量 m 和能量 E 可以相互转化，这就是著名的质能关系式：

$$E = m c^2 \qquad (1.1)$$

这就是说，质能公式从 Einstein 关于空间和时间的基本含义中“自动地”产生出来的。这说明质量和能量在本质上的相互联系。Einstein 说：“惯性质量就是潜在的能量。质量守恒原理失去它的独立性，而同能量守恒原理融和在一起”。质能关系式的理论为原子能和核聚变的实施开辟了道路。

Einstein 曾对 Infeld（英费尔德）说过：“要是我没有发现狭义相对论，也会有人发现的。问题已经成熟。但我认为广义相对论的情况不是这样”。.在完成狭义相对论的过程中，Einstein 发现狭义相对论存在有两个矛盾，引力理论与狭义相对论的不相容，以及虽然抛弃了绝对时间和绝对空间体系，却保存了具有特殊地位的惯性系。为了解决这些矛盾，Einstein 历经八年艰辛，终于把相对论原理推广到加速度领域，创立了广义相对论。在这里，我们不准备介绍其中许多关键性的创新，例如，对引力场的认识和等效原理，利用 Riemann（黎曼）几何考虑时空弯曲，统一惯性系和非惯性系等。

“狭义相对论”所描述的物理学是从均匀移动的运载工具这一观点出发的，引力效应不是自发建立起来的。Einstein 想建立一个对所有的观察者均适合的理论，不管他们是否是被加速或同处在一个引力场中。解决这个问题的关键是一次来自灵感的闪光，他想到引力和自由下落加速在感觉上是相等的，从而得出引力会扭曲时空。广义相对论处理引力场，就如同由于物质的存在而引起时空的局部弯曲一样（Adams，1999）。Einstein 的引力场把时空变形程度与引力源的性质和运动联系起来。物质决定时空如何弯曲，而时空控制物体如何运动。多重类星体的发现是弯曲时空的最佳证据。一个遥远光源发出的光线沿不同路径穿过弯曲时空，呈现同一星体的多重像。

广义相对论提出三个预测，第一是计算水星近日点。人们曾经认为，水星轨道是闭合椭圆。离太阳最近的点，或称近日点是固定的。但是实测表明，水星近日点不固定，而是顺轨道方向逐渐前移，这称为“进动”。Newton 力学解释了大部分进动，仍有一部分进动不能解释。1859 年 Le Verier 预言这来自一个未知星体摄动，并命名其为火神星。可是一直没有找到火神星，被称为火神星之谜。Einstein 根据广义相对论的时空弯曲，算出附加进动为每世纪 43 弧秒，与实测的 42.5 弧秒相当吻合。之后，近年又测出其他行星的近日点异常进动，与计算结果也很吻合，差值均在测量误差之内。

英国天文学家 Eddington（爱丁顿）验证了广义相对论的另一个预言。即光受其它物质的引力

就会发生弯曲。Einstein 计算出光经过太阳表面附近，将发生 1.75 秒角度的偏转。1916 年 Einstein 发表了广义相对论。这时，第一次世界大战正在进行。Einstein 把论文寄给他的朋友，而 35 岁的 Eddington 得到他人转来的复本。正如 Einstein 所预言的“任何充分理解这一理论的人，都无法逃避它的魔力”。年青的 Eddington 确实是着了魔。在他的热情宣传下，他的亲密好友皇家天文学会会员 Dyson 爵士也着了迷。由于光偏转只有在日全食时才能进行观测。在战争中的 1917 年，他们共同制定了一个考察计划，准备对敌国科学家 Einstein 的预言进行考察。1918 年 11 月停战，两个考察队得以成行。一个去巴西；另一个去西非的普林西比岛，其中有 Eddington。在 1919 年 5 月 29 日日蚀时，两个考察队都给出肯定的证实。在皇家学会上报告这次英国考察队的证实结果之后，泰晤士报以及英国所有报刊都发表了这个头号新闻。随之，“飓风”越过大西洋，美国人也把 Einstein 捧上了天。

第三个被确认的是光谱线的引力红移。由于引力场会使时钟变慢，所以预测恒星的光谱线应向红端移动。这一现象在 1924 年也被证实。之后，又受到钟表走时和雷达测定的检验。1917 年 Einstein 发表了“根据广义相对论对宇宙学所作的考察”，从而开辟了现代宇宙学的广阔领域。关于这个问题，我们在第五章中将会更多地谈到。

实际上，把时间和空间作为独立实体的观念曾遭到与 Newton 同时代的数学家和哲学家 Leibniz 的强烈反对。他从哲学论据坚持认为时间和空间只能联系于物质而存在。Einstein 创立的广义相对论揭示了一个全新的时空观念：时间和空间并非绝对的，也不是彼此独立存在的。时间间隔和空间距离都不是固定的量，它们是相互联系着的，依赖于观测者与被观测物体之间的相对速度，是由物质分布和运动所决定的属性。这个观念对于宇宙学有着重大的意义，也将对地学产生积极的影响。

从物理学看来，狭义相对论是 Maxwell 电磁方程的必然延续。而广义相对论的创立是超越时代的，是科学史上最惊人的奇迹之一。那么，为什么 Einstein 能打开相对论的大门？最根本的原因是什么？在经典物理学处于风雨飘摇之际，盲目乐观者有之，高呼“物理学危机”，“物质消失了” 有之，这时理智的科学家面临着多种选择。在 1876 年到 1887 年 Michelson 和 Morley 多次实验否认了“以太风”的存在，也就实际上否认了以太的存在。为此，Michelson 和 Morley 获 1907 年诺贝尔物理学奖。即使这样，Lorentz 仍坚持以太的存在，认为以太压力造成物体在运动方向上的长度缩短，从而抵消了以太风的作用结果，使实验无法证实以太风的存在。对于光速不变和 Galileo 变换之间的矛盾，Lorentz 提出新的变换，即 Lorentz 变换。力图解决光速不变的问题。Lorentz 所提出的 Lorentz 变换、长度缩短和惯性质量增加的概念都为相对论的建立提供了砖石，获 1902 年诺贝尔物理学奖。但可惜的是，Lorentz 不肯抛弃以太观和绝对同时性的传统观念，所以，他作为卓越的物理学家，只能对经典物理学进行“修补”，而不能创立相对论。应该说，是经典物理学的思想束缚了这些物理学家，是旧的“范式”束缚了他们。

20 世纪另一位著名的数学家和物理学家 Poincare（彭加勒），与 Einstein 一样，也是经典物理学的批判者。他批判机械论的观点，提出追求的目标“不是机械论，真正的唯一的目标是统一性”。在经典力学和电磁学方程的矛盾上，他首次提出相对性原理，并把相对性原理作为物理学的基本定律之一。他还提出把光速不变作为一个公设。对于同时性，他得出与 Einstein 相同的结果。Poincare 给出精确的 Lorentz 变换，指出该变换的群的性质。更重要的是 Poincare 引入四维向量，使用虚时间坐标。这直接影响和导致 Minkowski 对相对论所作的四维时空表示。可以看出，Poincare 已经走到相对论的门口。可是就在这时，德国的 Kaufmann（考夫曼）从 1901 年开始测定电子加速时惯性是否增加，Poincare 听说测定结果与他的预期不符，对相对论产生了怀疑。而 Einstein 也知道 Kaufmann 的结果，但他认为问题还不清楚，不能根据 Kaufmann 的测定作出判断。十年后人们才知道 Kaufmann 的测定是错误的。看来，承担科学革命的科学家必须有一种新的理论思维准备。从某种意义上说，这种新的理论思维准备比实验事实更为重要。

从狭义相对论到广义相对论，不断闪现着理性光辉的 Einstein，虽然从未独立完成一次实验，也未参与他人的实验，却完成了一项旷世的发现。这在科学史上是非常罕见的。他的科研方法与中

世纪以来所推崇的以实验为主的科研方法形成鲜明对照。自 Bacon（培根）以来，特别强调经验在认识中的作用，认为只有用实验才能真正认识自然界。Bacon 说：“科学好像一座金字塔，它的唯一基础是历史和经验”。Newton 也是这样，他把自然科学称为实验哲学，并强调归纳的作用。他提出“用观察和实验来建立这些法则，从而导出事物的原因和结果”。“实验科学只能从现象出发，并且只能用归纳来从这些现象中推演一般的命题”。在自然科学发展的早期，为了与宗教和经院哲学作斗争，科学提倡事实，尊重自然，强调实验的作用，无疑都是正确的，但是，这些观点都存在着轻视理性思维的倾向，使之很容易落入经验论的泥坑。例如，Bacon 只承认归纳，反对演绎逻辑，认为人的心灵总喜欢跳跃。他呼吁“绝不能给理智加上翅膀，而毋宁挂上重的东西，使他不会跳跃和飞翔”。Newton 也具有类似的观点，并对假说存在偏见。他说：“任何不是从现象中推导出来的说法都应称为假说。这样一种假说，无论是形而上学的或者是物理学的，无论是属于隐蔽性质和适合力学性质的，在实验哲学中都没有它们的地位。在实验哲学中，命题都从现象推出，然后通过归纳使之成为一般”。与他们的观点不同，Einstein 也强调观察和实验的作用，从而反对纯粹的思维，他说：“理论所以能够成立，其根据就在于它同大量的单个观察关联着，而理论的真理性也正在此”。但更重要的是，Einstein 与其前辈在科学发现的认识论上截然相反，他非常强调理论思维的决定作用 ，认为“科学思想中本质上是构造和思辨的性质”，“只有借助于思辨的理论才能完成这一个任务”。

在此，Einstein 在观察或者实验与理论的科学关系上，为我们提出一个新的以更准确的理论创新图像。他说：“在原则上，试图单靠可观察量来建立理论，那是完全错误的。“只有大胆的思辨，而不是经验的堆积，才能使我们进步”。

在如何从实验进入到理性思维的过程中，Einstein 特别提出自由选择这一重要步骤。他说：“经过验证和长期使用而显得似乎同经验材料直接相联系的那些概念，其实都是自由选择出来的”。

Einstein 认为，科学发展完善的道路是，通过思维的自由创造，形成概念，从而建立起理论体系的框架。他说：“物理学构成一种处在不断进化过程中的思想的逻辑体系，他的基础可以说是不能用归纳从经验中提取出来的，而只能靠自由发明来得到，。这种体系的根据（真理的内容）在于导出的命题可由感觉经验来证实，而感觉经验对于基础的关系，只能直觉地去领悟。进化是循着不断增加逻辑基础的简单方向前进的。为了要进一步接近这个目标，我们必须听从这样的事实：逻辑基础愈来愈远离经验事实，而且我们从根本基础通向那些同感觉经验相关联地导出命题的思想路线，也不断地变得愈来愈艰难，愈来愈漫长了”。

显然，认识和使用理性思辨的方法，进行科学思维的概括和抽象，揭示其固有的本质特征，是 Einstein 发现相对论的最重要的思想武器。对此，Einstein 以相对论为题，作了精彩的总结。他说：“相对论是说明理论科学在现在发展的基本特征的一个良好的例子。初始，假设变得越来越抽象，离经验越来越远。另一方面它更接近一切科学的伟大目标，即要从尽可能少的假设或者公理出发，通过逻辑的演绎，概括尽可能多的经验事实。同时，从公理引向经验事实或可证实的结论的思路也就愈来愈长，愈来愈微妙。理论科学家在他探索理论时，就不得不愈来愈听从纯粹数学的形式的考虑，因为实验家的物理经验不能把他提高到最抽象的领域中去。适用于科学幼年时代的以归纳为主的方法，正在让位给新的演绎法”。

当然，相对论也有反对者。反对者认为相对论是先验的、不可理解的、无用的假设。这些观点是以日本广岛的毁灭为代价来消除。这对于人类而言，太过惨痛。反对者包括诺贝尔物理学奖委员会成员，1911 年诺贝尔生理学奖获得者 Gullstrand（古尔斯滕）。或许这就是 1921 年授予 Einstein 诺贝尔物理学奖是由于他对光电效应的发现，而不是相对论的原因。

3 量子理论

如果说，相对论是产生在经典物理学的花园中的一株奇葩，它把经典力学的物体运动规律扩展到接近光速的领域；那么，与之相比，量子理论与经典物理学却是这样地格格不入，使人怀疑它是否来自外星。量子理论涉及的是物质在最微小尺度上的性质，包括原子，以及更小的各种基本粒子。原子是化学元素的最小单位。在描述原子以下微观层次的行为时，Newton 力学几乎完全失效。

虽然，迄今为止没有多少人真正看到过原子的图像。可是，今天所有的科学家，甚至中学生都承认原子的存在。人们已经忘记了在 19 世纪末到 20 世纪初科学家对于“原子是否存在”的一场激烈论战。这一论战是和量子理论的初期进程紧密纠缠在一起的。

原子的史话约始于公元前五百年，希腊哲学家 Leucippus（卢西普斯）和他的学生 Demcritus（德谟克利特）认为：世界是由微小的、看不见的、而且不能再缩小的物质组成，并把这种物质实体称为原子，意思是不可再分的。这一观点被 Plato（柏拉图）和 Aristotle（亚里士多德）所批判。Plato 认为，物质可以被无限分割，于是原子论沉寂了两千五百年。

1808～1829 年 Dalton（道尔顿）完成《化学哲学的新体系》，使原子论重获新生。Dalton 提出原子量的概念，并满意地解释定比定律和倍比定律。在考察气体时，Avogadro（阿佛加德罗）提出了分子说。而 1869 年 Mendelef（门捷列夫）发现元素周期表。此后，物理学家和化学家已经有了许多证据，表明原子已经不再是一个方便的工具，而是确实存在的事实。即使如此，1895 年在德国的吕贝克召开的第 67 届自然科学家和医生大会，围绕着能量学和原子论，还是发生了针锋相对的争论。双方的论战延续到本世纪初。反对者从实证主义出发强调说，讨论一个无法直接看到的世界是毫无意义的，需要的是能够直接展现在眼前的事实。1905 年 Einstein 解释了“Browe 运动”。这是苏格兰人 Browe（布朗）在观察花粉时发现的。Einstein 提出，Browe 运动是悬浮颗粒与它们周围看不见的水分子随机碰撞的结果。这才把反对原子说的科学家统一起来。但是，此时新的原子论已经登场。

1895 年德国物理学家 Rontgen（伦琴）发现 X 射线，并因此获诺贝尔奖。1896 年法国 Becquerel（贝克勒）发现某些元素的原子可衰变为其它元素。这导致放射性元素的发现。为此，Curie（居里）夫妇获诺贝尔奖。1897 年英国的 Thomson（汤姆逊）在阴极射线研究中发现电子，也为此获诺贝尔奖。这些试验彻底打破原子不可分的传统观念，导致“物理学危机”，“物质消失了”的认识混乱。实际上原子不可分，只是说用通常的化学方法无法分割。而在 Mendelef 之后，试图进行原子分类的英国的 Prout（普劳特），就认为原子有内部组成。1885 年 Engels（恩格斯）在“关于现实世界中数学的无限的原型”中提出“原子决不能被看作简单的东西，或已知的最小的实物粒子”则预言了原子不是物质层次中的最小的不可分割的层次。1908 年 Lenin（列宁）则提出“电子和原子一样，也是不可穷尽的”。

现代原子论表明，原子本身有内部结构。可以进一步分割。1907 年 Geiger（盖革）在 Rutherford（卢瑟福）指导下测出镭放射出的 α粒子是氦核。1909 年 Rutherford 等用 α粒子轰击原子后，提出两条假设：首先，原子内带正电的物质集中在很小的体积内，其次，原子内大部分是空的。据此，1910 年 Rutherford 提出了原子的行星模型。1919 年 Rutherford 用 α粒子轰击氦核，变成氧核和氢核。Rutherford 提出氢核是质子。因此 Rutherford 被人称为“现代炼金术士”和核物理学之父。1920 年 Rutherford 在法国讲学时提出可能存在中子。1932 年 Chadwick（查德威克）发现中子，由此获得 1935 年诺贝尔物理学奖。这样，科学家完成了原子层次的发现。

鉴于经典物理学的各种成就，当时的物理学家相信，原子层次中的物质，包括原子和电子应当遵守 Newton 的决定论和力学方程，正如地球和太阳系一样。但是，他们研究原子的吸收和发射光谱中，不管是 Newton 力学，还是 Maxwell 电磁方程均告失败。

首先出来拯救经典物理学的是德国物理学家 Planck。他研究温度和电磁辐射的关系。对此，过去 Wein（维恩）曾用黑体（百分之百发出或吸收辐射的物体）提出黑体辐射的经验公式，短波与实验数据相符，长波却不符合。为此，Wein 获 1911 年诺贝尔物理学奖。之后，Rayleigh（瑞利）和 Jeans（金斯）提出另一个公式。这个公式在长波与实验吻合，而短波也不符合；并预言物体将发出无穷大的能量，故被戏称为“紫外灾难”。1900 年 40 岁的 Planck 根据 Boltzmann（玻耳兹曼）的建议，用统计力学方法处理这个问题。Planck 假定电磁辐射所携带的能量是一份一份的，称为量子；量子的能量可以用辐射的频率 ν 乘一个自然常数 h 来计算。这个常数 h 后来被称为 Planck 常数。Planck 的结果对黑体辐射谱作出了极好的描述。他成为量子理论的开创者，获 1918 年诺贝尔物理学奖。

长期以来，科学家和哲学家都认为一切自然过程都是连续的，并以此作为科研的基本出发点。Leibniz 的名言“自然没有飞跃”，一直被推崇。许多人认为一切是渐变的，没有间断性，更没有突变。Newton 和 Leibniz 发明的微积分则提供研究渐变的数学形式。现在，Planck 的量子打破了连续性的自然界幻觉。可是他却是不自觉的革新家。开始 Planck 还为自己对黑体辐射完美解释而沾沾自喜。但当他意识到自己的行动是把量子幽灵从魔瓶中放出来之后，他犹疑动摇了十五年。最后他终于认识到量子概念是完全不能用经典物理学来解释时，他再次悔恨自己浪费了十五年的宝贵时光。从个人的亲身经历，他深深感到新思想得到公认是多么艰难。他说：“伟大的科学思想很少是用乞求和说服自己的对手而巩固起来。……实际上，事情往往是反对者逐渐地死去，而新生的一代人从一开始就熟悉新的思想——这就是未来属于青年的例证”。

第二个开辟量子理论又是 Einstein，1905 年 Einstein 发表了三篇论文。相对论和 Browe 运动前面已经谈过；第三篇涉及光电效应。为此，Einstein 于 1921 年获诺贝尔物理学奖。光电效应为 1888 年 Hertz（赫兹）所发现，即光照到金属上会打出电子。深入研究表明，弱的紫光能打出电子，而其强的红光则不能。根据传统的波动说，光波的能量与强度成正比，而与波长无关。这与试验明显不符。

对于这一矛盾，Einstein 认为其关键是连续性和间断性问题。Newton 认为光是粒子，而 Maxwell 却把光和电磁波的能量看作连续的空间函数。对此，Einstein 提出光量子假说，认为光束的能量不是连续的，而是由能量子所组成。这些能量子称为光量子（光子），光子能量也遵守 Planck 公式，即光子能量等于 Planck 常数 h 乘以频率 ν。

$$E = h\nu \qquad (1.2)$$

光子是在量子理论的基础上提出的，Einstein 首先期望得到 Planck 的支持。可是 Planck 正在悔恨自己的“量子”第一步，又看到 Einstein 迈出“量子”的第二步，觉得他走得太远了，就批评他在思辨中迷失了方向。到 1910 年全世界拥护光子的科学家，包括 Einstein 在内只有四位。但在 20 年代，Millikan（密立根）进行光电效应的精确实验和 Compton（康普顿）效应证实了光子理论的正确性。为此，Millikan 和 Compton 分获 1923 年诺贝尔物理学奖。然而，对于量子理论 Einstein 却和 Planck 一样，也有所保留。他强调光量子假说只是一种暂时性的假定。1951 年他给老朋友的信中说：“整整五十年的自觉思索，没有使我更接近于解答‘光量子是什么’这个问题”。

光子的确认使物理学家处于十分困难的境界。科学总是在一个矛盾点上反复斗争，正像地质学的水火之争、渐变和突变一样；“光的本质是什么”也是一个历史性课题。Newton 提出光是粒子，Huygens 认为光是波。17 世纪到 18 世纪微粒说占优势。19 世纪波动说占了上风。20 世纪风向又变了，Einstein 使微粒说复活。但 Newton 的微粒说是机械的，而 Einstein 的微粒说是电磁的。物理学迷茫了，“山穷水复疑无路”，难啊！

正在这时，法国物理学家 de Broglie（德布罗意）闯进了《镜花缘》的“两面国”。他认为正像光波可以表现为粒子一样，粒子也可以表现为波。他提出一个简单的数学关系，把两者联系起来。即粒子的动量 mv 反比于粒子的波长λ，比例常数为 Planck 常数 h。

$$mv = h / \lambda \qquad (1.3)$$

这就是说。粒子速度或质量越大，它的 de Broglie 波长就越短。同时，他认为光子的思想应当推广到其它粒子上去，首先是电子。1923 年他对此发表了三篇论文。1924 年他写成博士论文，论文审查人 Langevin（朗之万）看到后甚感震惊，寄了一份给 Einstein。Einstein 回信说：“已经揭开面纱的一角”。为此，de Broglie 获 1929 年诺贝尔物理学奖。1925 年美国贝尔实验室的 Davisson（戴维森）和 Germer（盖莫）在真空中用电子束照射镍的表面，观察电子束与散射角的关系。他们得到与 X 射线衍射类似的图像。他们想到 de Broglie 提出的理论，认为是电子产生的衍射图，测量证明其波长与 de Broglie 公式的计算值相符。另一个晶体的电子衍射证实实验是在 Thomson（汤姆逊）指导下完成。这两个实验均获 1937 年诺贝尔物理学奖。有意思的是，Thomson 父子双双获诺贝尔物理学奖。父亲证明电子是粒子获奖；儿子是由于证明电子是波再次获奖。波粒两象性获得科学家的认可。

让我们再回到使传统原子论难堪的发射光谱和吸收光谱问题上去。按照 Maxwell 电磁方程和 Newton 力学，带负电的电子在围绕原子核旋转时会不断损失能量，并最终落在原子核上。这就是说，原子是不稳定的。这显然与实验事实不符。同时，传统理论认为，绕核运动的原子应当发出不同频率的连续辐射光谱。但是试验证明发射光谱却是不连续的分立谱。例如，氢的光谱不仅是分立的，而且是有规律的，符合 Balmer（巴尔末）公式：

$$\nu = Rc(\frac{1}{n'^2} - \frac{1}{n^2}) \qquad (n > n') \qquad (1.4)$$

这公式表明，光谱谱线频率值可以用简单正实数 n 代入，并乘以 Rydberg（里德伯）常数 R 和光速 c 来确定。对于这个矛盾，1913 年 Bohr（玻尔）提出了一个介于经典力学和量子力学之间的办法来解决它。基于 Rutherford 的原子行星模型，Bohr 人为地假定：电子在绕原子核运动中，占据着固定的轨道。他称之为“稳定的量子态”。在轨道上的电子不发出辐射。当原子接收电磁能量时，例如，吸收一个光子使轨道上的电子会跳到离核更远的轨道上去；当电子跳回原轨道，即稳定的量子态时，有光辐射出来。辐射的能量为两轨道的能量差。所以，谱线不是连续的，而是取决于各轨道的能量差。Bohr 成功地解释了氢原子辐射，获 1922 年诺贝尔物理学奖。但是，对氦原子的解释就不太好。它的主要问题是仍把微观粒子看作经典力学中的质点来处理。所以，这只是一个过渡性的理论，人们后来称之为“旧量子理论”。

旧量子理论，或者说 Bohr 的轨道理论对地质学，地球化学和矿物学有巨大影响。在 Bohr 提出轨道理论后，Kossel（科塞尔）和 Lewis（莱威斯）提出了最早的化学键模型。Kossel 提出：① 全充满的电子壳层（包括电子数为 2，8 和 18 的壳层）是最稳定的；② 未充满壳层的电子，给出电子的原子成为正离子，或接受电子成为负离子。正负离子的静电作用使之结合。Lewis 提出，电子不是由一个原子完全转给另 一个原子，而是成对共享。这些成键理论目前仍广泛出现在地球化学的基础概念中。事实上，地球化学概念是 1838 年由瑞士化学家 Schonbein（舒贝恩）提出。19 世纪末到 20 世纪初克拉克综述了大量元素分布的数据。地球化学真正形成于 20 世纪 20 年代，戈尔德施密特、维尔纳德斯基和费尔斯曼对之作出重要的贡献。他们发展了离子半径和价态概念，包括与之联系的晶体化学原理、晶格能、类质同象交代、以及元素迁移和运动的规律。在这些观点中可以明显感到 Bohr 的稳定量子轨道的印记。可惜的是，量子理论的核心方程，即 Schrodinger（薛定谔）方程对地球化学的影响微乎其微，至今未能真正进入量子理论范畴。就地学而言，仅矿物物理学大量使用量子理论。

de Broglie 确认了波粒两象性，也说明 Bohr 只把量子化条件引入经典力学是不够的。要描述原子中的电子的位置、运动和状态必须建立新的力学，这就是量子力学的任务。量子力学是反映包括分子、原子、原子核、电子和基本粒子等微观粒子运动规律的理论。量子力学的突破，几乎同时从两条独立的途径得到。1925 年德国人 Heisenberg（海森堡）提出了矩阵力学。1926 年奥地利物理学家 Schrodinger 从 de Broglie 的波粒两象性出发，利用波动方程，发展成为波动力学。波动力学是微分方程，通常称为 Schrodinger 方程，

$$\hat{H}\psi = E\psi \qquad (1.5)$$

式中 $\hat{H}$ 为 Hamiltonth 算符，相当于动能和势能之和的总能量，ψ为波函数，即 $\hat{H}$ 算符的本征函数，E 为 $\hat{H}$ 算符的本征值。

Schrodinger 方程比矩阵力学更直观，更灵活，所以更常用。两种力学表是等价的，结果完全相同。为此，Heisenberg 获 1932 年诺贝尔物理学奖；Schrodinger 和 Dirac（狄拉克）获 1933 年诺贝尔物理学奖。对于量子理论的详细探讨，有兴趣的读者可以阅读下列参考书：量子力学教程（周世勋，1979）、量子力学（席夫，1987）和矿物物理学（陈丰，1995）。

Schrodinger 描述微观粒子时，创造出“波函数”这个新概念。德国物理学家 Born（波恩）提出，波函数是粒子（或电子）分布的几率波。利用波函数振幅绝对值的平方，可以得出该粒子在空间任意一点出现的几率。波函数对粒子的波动性作出统一描述。正如 Newton 力学中质点的状态用速度和坐标来描述，质点运动方程是 Newton 方程；在量子力学中，微观粒子的状态由波函数描述，微观粒子的运动方程则利用包含波函数 Schrodinger 方程来决定。Schrodinger 用这个方程求解氢原子的电子得出的结果与 Bohr 的计算相同。不同的是，支配电子占据固定轨道的法则，不是假设的，而是 Schrodinger 方程的解。同时，成功地解释了 Bohr 未能解释的氦原子。

以 Bohr 为首的哥本哈根学派的量子力学基本观点包括 Born 的几率解释，Pauli（泡利）的不相容原理，Heisenberg 的测不准原理和 Bohr 的互补原理。Born 由于量子力学研究获得 1954 年诺贝尔物理学奖。Pauli 获得 1945 年诺贝尔物理学奖。测不准原理认为，对于描述量子体系行为的特定成对的物理量，不可能同时精确确定它们两者的值。例如，测量电子或任何粒子的位置，就会干扰它的动量；而测量它的动量，又会扰乱它的位置。测不准原理要求，如果要精确限制粒子的位置，你就必须增加它的动量的不确定性。在 Einstein 与 Bohr 的论战中，Bohr 是用测不准原理来不断挫败 Einstein 的进攻。Bohr 认为，发生这种情况的原因是，当光子从粒子中跳出来时，它传送无序的和不可控的动量反冲。这种反冲扰动改变了粒子打中屏幕的位置，改变的距离大致与干涉之间的距离相等，使图样变得轮廓不清。

1991 年德国康斯坦茨大学的 Rempe（兰姆普）等用激光分裂冷铷原子束进行双缝实验，发现实验中并没有无序反冲。剑桥大学物理学家 Yushi（石禹）分析了实验，他说，“Bohr 关于动量反冲破坏了干涉的意见是错误的。”他建议，忘记关于测不准的模糊观念，去关注准确得多的“量子缠结”。1935 年 Einstein 提出，如果两粒子被缠结，对扰动其中之一会立即影响到另一个，即使它们相距很远。

波函数对微观粒子的描述很成功。但是，它的物理意义是什么？科学家对此存在着严重的分歧。这个分歧更明确地表现为科学家对自然界基本规律的认识差异。波函数含义是什么？量子力学的含义是什么？有两种截然相反的答案。Bohr 和 “哥本哈根学派”学者认为，Schrodinger 方程是一个新的微观粒子的基本力学方程。微观粒子的各种力学量，如位置、动量和能量等都是几率性的。在原子和亚原子层次中我们只能观测这些力学量的几率，而不能准确预言这些微观粒子的行为。因此，量子力学对微观粒子的几率性描述是完备的。决定论或因果律不适合于微观粒子范畴，以几率来描述自然界的规律是决定论的重要补充。

另一种观点：是以 Einstein 为主的，还包括许多在量子理论上有突出贡献的学者，如 Schrodinger、de Broglie、Pauli（泡利）、Planck、Dirac 和 Langevin 等，但它们的观点也不尽相同。Einstein 开始说，新量子理论是不正确的，后来改为量子理论是不完备的。他认为：波函数的几率解释，从根本上破坏了因果律。量子力学还不是真正的基础力学，只不过是对我们还不完全了解的事情，作出统计说明的 一种方法。这些事情在我们尚不清楚、更深刻的层次上，是严格决定性和因果性的。Einstein 坚持说：“上帝不会掷骰子”。Einstein 赞成统计理论进入理论物理，但他

不满意的是在全部物理学中都采用这种统计理论的描述。Einstein 认为这种物理只是对个别体系的系综的描述，而不是对个别体系的描述。这一观点为后来的物理学家所接受。

实质上 Einstein 与 Bohr 之间在量子力学描述“完备性”方面的主要分歧是个哲学问题。Einstein 认为应当存在客体，客体的性状不依赖于主观的观察过程。与此相反，哥本哈根学派则认为事物存在离不开主观观察，事物现象离不开对现象的描述。他们之间的论战以及伴随着的实验和理论探讨，至今仍在进行。更详细的内容可见戴维斯和布朗（1992）所著“原子中的幽灵”、柯文尼和海菲尔德（1995）合著《时间之箭》。正像《时间之箭》中所说的，“今天量子力学的说法已被广泛接受，尽管实际上，它带来问题和它给出的同样多”。

虽然对量子力学的理论看法不一。但是量子力学和相对论一样，迄今为止没有一个否定的实验证据。同时，它的成效非常显著。量子力学阐述了原子结构、核结构、放射性衰变、化学键、原子和化合物光谱、基本粒子的产生和湮灭、反物质的存在、恒星的坍塌和黑洞的形成等许多课题；促成了电子显微镜、谱学以及加速器的发展；以及半导体、激光、超导等物理性质的使用，其中特别是电子和光电器件的进展，出现了计算机、电视和信息等新兴产业，彻底改变了工业面貌，影响到人们的日常生活。

4 生物学革命

人类正在进入生物技术的新世纪。正如 1897 年电子的发现是作为物理学世纪中具里程碑意义的事件，1953 年 DNA 双螺旋结构的阐明则是 21 世纪作为生物技术世纪的预言。1997 年“多利”绵羊的克隆成功，以及 2001 年人类基因组图谱正式发表，使人类开始从分子水平上了解生命活动规律。基因分离、扩增、重组以及体细胞克隆技术等均已实现，蛋白质结构与功能间关系的系统诠释和分子设计合成技术。人脑和神经系统分子发育和工作机制的深入研究，将逐步揭示脑和认知过程的奥秘。生物信息科技的发展将为生命体的发育、遗传的调控，对机体疾病的诊断、调控与康复，对脑与神经的发育与修复乃至认知的发展开辟新的途径。分子遗传与分子生态学的进展将揭示自然界生物多样性、生态平衡和动植物间的互相依存与相互作用的分子机制，为生态保护和恢复提供新的科学根据。

与上述章节中相对论和量子理论革命不同，以描述性科学著称的生物学，它的革命经过了一百多年的渐进历程。从 1866 年 Mendel（孟德尔）发现生物遗传的基本规律，1910 年 Morgan（摩尔根）揭示果蝇的遗传基因存在于染色体中， 1953 年美国 Watson（沃森）和英国 Crick（克里克）发现 DNA 双螺旋结构，到 1990 年国际人类基因组计划正式启动，同年美国对 4 岁的 ADA 免疫系统疾病患者实施首例基因治疗。2000 年发表人类基因工作框架图，2001 年 2 月正式公布人类基因组图谱。

4.1 基因、核糖体和蛋白质

在千禧年之交的时候，最重大科学突破就是“人类基因测序”所取得的成就。由世界各国科学家参与的“人类基因测序”，目标是破译人体细胞全部遗传指令，测定每个基因在人体基因组中的位置。

从事这项研究的主要是两个激烈竞争的研究组。一个是由美国、英国、日本和中国等世界各地科学家参加的，由政府资助的“人类基因组计划（HGP）”课题组。HGP 的基本原则是人类基因组序列应当无偿供人们使用。另一个是美国马里兰州的一家私营企业，由 Venter 领导的塞洛拉基因科学公司。它是一个商业机构，希冀从其发现中盈利。

基因组学研究的关键在于技术。20 世纪 70 年代末期 Sanger（桑格）和生物化学家 Gilbert（吉尔伯特）发明 DNA 测序技术。他们荣获 1980 年诺贝尔奖。从此，基因测序进程大大加快。80 年代科学家耗时 9 年才分离出导致囊性纤维化病变基因。而 1997 年科学家仅以 9 天时间就绘制出与帕金森氏疾病有关的一种基因图谱。

HGP 课题组采用逐一克隆的方法对基因组序列进行预测，然后整理成图，即称为“先制图后测序”法。塞洛拉基因科学公司采用霰弹法，把整个基因组砸成碎片，输入计算机后依赖来自 HGP 数据来解读。这种方法比逐一克隆法快得多，但对于重复 DNA 序列不易处理。

4.1.1　基因

基因（genes）是处于染色体某个部位的 DNA（脱氧核糖核酸）片断，也就是嵌在 DNA 链中的含有指示细胞何时何地开始制造以及制造多少蛋白质的 DNA 碱基序列的遗传密码指令（图 1.1）。DNA 双螺旋链由两股含碱基核苷酸链连接而成。含碱基核苷酸链由 4 种核苷酸 A、G、C 和 T 组成。每个 DNA 片断中的 A、G、C 和 T 的顺序编码携带着具有自我复制功能的遗传密码。

图 1.1　人类基因组在 23 对染色体中，而染色体则位于每个细胞的细胞核中。每个染色体都由被称为组蛋白的卷筒状蛋白包裹的 DNA 双螺旋链构成，即 DNA－组蛋白复合体卷曲形成了染色体。当某一个基因“导通”时，细胞就利用被称为转录的过程将基因的 DNA 复制成称为信使 RNA（mRNA）的单链分子，mRNA 让细胞核与称为核蛋白体的一系列大蛋白结构结合。随后核蛋白体将 mRNA 翻译成构成编码蛋白的氨基酸键。新蛋白质－－图上是细胞膜的感受器－－在一个序列中进行几次折叠（Collins 和 Jegalian. 2000）

1999 年“人类基因组计划”取得重大突破。英国剑桥桑格中心的 Dunham 等(（1999）等发表人类 22 号染色体的基因序列的解译结果，尽管还有一些小空白。22 号染色体是人类 23 对染色体中次小的一对。从第 22 染色体中已识别出编码基因 545 个，其中与已知基因或蛋白序列相同的有 247 个，叫做“已知基因”；另有一些是其核苷酸序列与某人类基因或其他物种基因或蛋白序列有同源或有相似区域，被称为“相关基因”；还有一部分是其核苷酸序列目前只知与某 ESTs 同源，还没有任何进一步信息，称之为“预期基因”。还发现有 134 个假基因，它们的核苷酸顺序与已知基因或蛋白同源，但是“读框”不完整，这类基因没有产物和功能。还有一些目前尚未被识别出来，估计在第 22 染色体上可能有约 1000 个基因。在第 22 染色体上已经发现的疾病基因有：猫眼综合征、DiGeorge 综合征、内皮细胞性骨髓瘤、多发性神经纤维瘤二型、腭心面综合症等。

2001 年 2 月 15、16 日人类基因组计划（HGP）课题组和塞洛拉公司分别在《Nature》和《Science》的专刊上正式发表人类基因组图谱，表明人类进入基因时代。HGP 课题组给出一套编制的人类基因图谱。包括克隆性全基因组物理图，它是基因序列装配的脚手架；细胞发生图把物理图锚定在染色体的基本位点上；而遗传图和物理图的比较则制成一张基因组代代相传时发生再联合的比率表，即人体 46 条染色体每对之间的交换率表；国际 SNP（单核苷酸多态性）图谱给出人类基因组上的 142 万个多态位点，首次给出在每一个基因和各个基因组区域中的变量。这一个人类基因组图谱更准确，特别是了解到人类只有约 3.1～3.2 万个基因，现已鉴定出其中的 2.2 万个。而塞洛拉公司认为人类的基因数是 26588。这都远少于原先估计的 10 万个，表明人类的复杂性并不是单纯地源于基因的数量。

“测序”可以比作是把这部“天书”“读”出来了，但并不等于已经“读懂”。除了需要填补其中的空白点之外，要“读懂”生命之书还需要破译更多的分子群。第一种分子群是“转录分子群”，即由人类基因组产生的全套 RNA 分子。下一步则是“蛋白质分子群”，即由人类基因组所编码的全部蛋白质；从而揭开基因启动以及所处状态之谜。

目前，科学家已完成酵母菌、线虫（17800 个基因）、果蝇（13600 个基因）、拟南芥菜（*arabidopsis thaliana*）水稻、流感病毒、老鼠、以及 30 多种细菌的基因测序工作，正实施建立哺乳动物基因图谱计划、植物基因组计划、某些重要的微生物、病原体的基因组图。鼠基因组图发现只有 300 个基因是人类独有而老鼠没有的。

4.1.2　生老病死之谜

人类所有的生命过程无不受控于 23 对染色体和线粒体上的基因。使人生病的原因不外有内因和外因。由于基因结构“错误”造成的疾病属于内因；而由于外界环境因素如外伤、感染等引起的

疾病属于外因。外因通过内因而起作用，基因参与所有生理和病理的全过程。正如斯坦福大学生化学家、诺贝尔奖获得者 Berg（贝格）所说：所有疾病都有某种程度的遗传因素。显然，基因组结构对健康和疾病都发挥着重要作用。由于基因所导致的疾病有三类：“单基因病”、“多基因病”和“线粒体基因病”。“单基因病”由单个基因“突变”所致，如基因中某个核苷酸的缺失、重复、或替换造成的相应蛋白的氨基酸变化，以致该蛋白功能的丧失或改变，造成疾病；如苯丙酮尿症、血友病、假肥大型肌营养不良症等，这类疾病受环境的影响小。“多基因病”涉及许多严重威胁人类健康的重大疾病，例如，占第一位的心脑血管病，依次是癌症、糖尿病、老年痴呆症等，它们均与多个基因位点相关，尚未找到确定的“致病基因”。现在科学家倾向于认为这些疾病不是由于那些结构基因的突变所致，而可能是由一些核苷酸的多态性改变造成。这类疾病的发生有明显的“家族性”，且与环境因素有密切关系。“线粒体基因病”是指由线粒体 DNA 突变所导致的一类疾病，也称核外遗传病。例如，帕金森氏病和老年性痴呆症等。

科学家们测得的 DNA 序列只能看作是一个“基本序列”。它仅代表一般的序列特征，而任何两个人的序列不会完全一致。通常，任意两个不同个体间大约平均每任何 1，000 个核苷酸序列中就会有一个不相同，这叫做“单核苷酸多态性”（SNP）。这些差异也是引起疾病的根源。SNP 在人类群体中非常普遍，在全部 DNA 序列差异中 SNP 占 85％。每个人都有自己的一套 SNP“个性”，但在一个家族内则有更多的相似处。大多数常见遗传病可能是由 SNP 的特定结合引起的。例如，约有 10％的人群易患的糖尿病，可能有 5 种基因与其相关。目前国际上正致力于在人类群体中发现 300,000 个 SNP 遗传标志。它将被用来对各种人群进行调查分析，来识别出其 SNP 及其组合是好是坏。英国正准备征募 50 万名成人的血样，将其 DNA 输入国家数据库，以了解许多疾病的产生原因、探索新疗法以及评估个人患病风险率，以便采取预防措施。在其他国家私人基因数据库则集中研究小家族，例如冰岛等地，企图发现有关的遗传疾病。国内学者建议，可从中国的姓氏出发研究中国人群的 SNP 特征。

单核苷酸多态性 SNP 的医学重要性有两方面。首先，它们可以作为路标。每一个 SNP 被假定具有一个独立的进化起源。因而单核苷酸多态性可作为特殊版本基因的标记物，包括那些使人们易于罹染疾病的版本。第二，它们中的一些 SNP 导致了基因的不同版本。

生物分子钟现象也与基因有关。生物分子钟指生命活动的内在节奏性。生物通过它能感受外界环境的周期性变化（昼夜变化等），并调节本身生理活动的节律。例如，植物开花，以及人类的生理活动，包括激素分泌、生殖周期、睡眠与苏醒等。

生物分子钟由三部分组成，即将生物体内周期变化与外部环境变化相联系的输入途径；产生每天生理节律变化的自主起搏点；以及使生理节律信号得以表达的输出途径。在大多数生物中，分子钟位于中枢神经系统的某个特定区域中，鸟类和爬行类动物等的松果体中的光敏细胞均有起搏点的性质。哺乳动物的分子钟位于下丘脑前部的上交叉核（SCN）中，它由一万多个神经元组成。不过，其它区域的细胞也表现出时钟活动。

人类生物钟主要是上交叉核（SCN）。早上当光刺激视网膜的时候，特定的神经就向 SCN 传递信号，而 SCN 则控制着大量生物活性物质的产生周期。例如，当白昼逐渐转为黑夜，SCN 刺激松果腺产生更多的褪黑激素，即所谓睡眠荷尔蒙。随之人体温度略有下降，从而增强了睡眠倾向。哈佛大学 Czeisler，Kronauer 等确定，人类昼夜节律是 24.18h。研究发现，把受试者的白昼延长 4h，他们的体温（通常在夜间下降）、褪黑激素和一种皮质醇（在晚间下降）的水平依旧按 24h 节律时钟发生作用。更重要的是，年龄似乎与时钟活动没有影响；这不同于以前的研究。

近年发现多个与分子钟相关的基因。例如，在链孢霉属生物中，发现了一个频率基因（frg）负责无性孢子形成的生理节律。20 世纪 70 年代初期，揭示第一批 3 只突变果蝇可以改变昼夜节律。1986 年，发现 3 只突变果蝇生物钟的改变与被称为 period（per）的基因有关。之后又发现影响 per 基因的一种新基因，命名为 timeless（tim）基因。实验表明，per 蛋白和 tim 蛋白的生产形成了生物钟的反馈环。1997 年，科研人员在老鼠和人中分离出相当于果蝇的 per 基因。1998 年找到

多例老鼠和人类 tim 基因。

人类都难逃衰老死亡的命运。身体一旦老化，会呈现出各种变化。例如，头发脱落变白、皮肤失去弹性、视力衰退、骨质疏松、动脉硬化、免疫机能衰退、脑的神经细胞数量减少，出现老年痴呆症状。这样的老化现象是不可逆的。然而，癌细胞却能不死。例如，一种叫做 Hela 的细胞，是 1951 年从子宫颈癌患者身上取下来的癌细胞。提供此细胞的女患者早已去世，而 Hela 细胞却在培养器中继续增殖，并用于研究。

进化论对于人的必死性有几种解释，但归根结底在于人的“种系”（精卵细胞）与“躯体”（容纳生殖细胞的体组织）之间的区分。在那些种系与躯体之间无差异的生物，例如，完全通过自我复制方式繁殖的变形虫，这类生物实际上是永生不死的。

关于人类老化假说可划分为“先天说”和“后天说”。 先天说认为老化和死亡是预先规定在生物身体里的，力图了解隐藏在老化现象的根本因素；后天说则认为是由于产生各种障碍和内部原因的积累而引起老化，因而从各个侧面来研讨老化现象。

“后天说”认为，造成老化的原因中有 DNA 的变化、压力紧张、废物的蓄积，骨胶原的恶化，和“活性氧学说”。DNA 在每次细胞分裂时被复制，复制中会发生错误，以及放射线和化学物质的作用使 DNA 发生变化，产生异常的蛋白质导致老化。

“活性氧学说”是目前流行的假说。人们吸进氧气与食物反应获得能量，氧最终还原为水。但有一部分氧未被完全还原，而形成过氧化氢、超氧化物和羟基等自由基的活性氧（ROS）。ROS 是高活性物质，对细胞、组织和 DNA 具有强烈的破坏性作用。证据表明，ROS 参与各种涉及到老化的反应，而且其产量与代谢率相关。例如，单位体重的平均氧消费量越多的动物，其寿命越短。即便是同种生物，氧消费量增大，寿命也将变短。但是，ROS 对生命来说极为重要。例如，像过氧化物阴离子的 ROS 可被白细胞用作抗感染因子的武器；ROS 能对代谢率进行调节；而另一种 ROS，一氧化氮，则关系到血压的调节。由于后一发现，解开硝化甘油治心绞痛之谜，三位美国科学家获 1998 年诺贝尔生理学奖。看来，引起衰老的原因与其说是 ROS，不如说是机体对氧化实际反应能力的下降。尽管过量的氧化有害，但少许氧化对人还是有好处的。

由 ROS 研究还暴露出了端粒变短的问题。端粒位于各染色体端部的区域。每当线性染色体为进行细胞分裂而复制时，其两端的 DNA 都会逐渐消蚀。端粒阻止 DNA 的消蚀。它们由外面裹有蛋白质的 DNA 序列所组成。而且在有些细胞中，端粒酶能在它们变得过于短小时重新使它们变长。过去，科学家认为组织细胞每复制一次，其染色体的顶端就缩短一点，直至达到一个极点，细胞分裂完全停止。这个极点称为 Hayflick 极限，约在复制 50 次后出现，曾经认为这可能是衰老过程的关键所在。

端粒酶的发现者旧金山加州大学遗传学家 Blackburn 说：“戴帽”的概念说明端粒酶似乎在老化过程中起着关键性作用。端粒可分为戴帽和不戴帽两种类型。端粒的帽子是约束并稳定端粒 DNA 的蛋白质团。戴帽的端粒会通知细胞它已作好分裂准备。不过，端粒变得越短，那么成为不戴帽的可能性就越大。不戴帽的端粒使细胞停止分裂。因此，重要的问题并非是细胞的缓慢恶化，而是后续细胞偶然丢掉帽子，从而停止分裂。看来，动物体内有其他信号在指示细胞停止分裂或死亡。

癌症研究中得知存在着促使细胞老化的基因。癌细胞是正常细胞发生突变，变成不死和无限增殖的细胞。20 世纪 80 年代不断发现致癌基因的存在，90 年代发现阻止细胞癌化的“抑制癌化基因”。在研究人的正常细胞变为癌细胞的过程中，发现把 SV40T 等强力的癌基因插入到小鼠细胞内，细胞很容易变成不死化。但是，把癌基因插入到人的细胞中，却很少变成不死化，仅其分裂次数超过 50 次。可以认为，人有使细胞老化而死亡的基因在起作用。虽然，目前老化基因还没发现，但其候补者可能存在于抑制癌化的基因群里。老化基因好像不是一种。有的学者认为有几种基因群。它们之间相互配合而起作用。

4.1.3　人类起源

人与巨猿间最显著的区别是人有 46 个染色体（23 对），而我们的近亲（巨猿〕却有 48 个。大部分不知去向的巨猿染色体处于人类第 2 染色体的长端，但是其它染色体片断却在其它地方，主要在 X 染色体上。染色体重组是人类进化的首要原因，还是仅仅是基因突变的次要结果，尚未可知。

基因学研究将再建人类种群史。虽然人类似乎具有显著的多样性；但过去十年的研究表明，人类种群比其他动物种群更单一，差异性比黑猩猩更少。某些种群生物学家认为：不久之前人类也许只由 1 万个个体的一小群构成，仅到最近才在地球上扩散开来。而种群遗传学使用 DNA 技术解释人类学问题。遗传数据表明：现代人类相对较近地（也许在 10 到 20 万年前）起源于非洲，逐渐扩散到世界其余地区。但人类学家，特别是亚洲的人类学家持有异议。可能没有任何一棵系统树能够说明全人类的历史。事实上，人类种群史是以棚架的形式出现，系族经过一定隔离之后，经常又相交和融合。

自 500 万年前人类从猿猴中分离进化至今，我们人类的 DNA 进化不到 2%。但是，在 21 世纪，我们将有可能迅速改变人类的 DNA。虽然现在大多数 DNA 操纵技术实际上已不受限制，但一个重要的潜在目标仍被封锁着。以研究如何将功能基因物质嵌入人类生殖细胞——精子和卵子——为目的试验，对全世界的绝大多数科学家来说，仍是被禁止的。没有一个政府机构愿意承担责任来启动有可能改变未来人类进化途径的步骤。这种情况，反映了存在一种普遍的担心，即我们人类可能没有足够的知识来改造我们最珍贵的财富——我们的染色体“指令文本”。

1999 年 11 月美国已克隆出人类胚胎，但到 2000 年 6 月才被披露。2000 年 8 月 16 日英国政府宣布将允许以治疗研究为目的的人体胚胎实验。而同年 8 月 5 日欧洲议会以 237 票对 230 票通过反对用克隆技术进行医学研究。大多数克隆人的实验都是秘密进行，因为这涉及道德和伦理问题。

到 21 世纪末可能描绘出人类大脑里由 60 万亿个触突开关互相连接的 100 亿或者数目更多的神经元。这项突破与目前的阐释基因相比可能更胜一筹。据此能创造出在思考和知觉方式上与人脑没有区别的人工智能。最终，人类可以复制自己的才智，使信息革命将和生物革命汇合起来。

记忆过程是由分子在神经间的触突中完成。其中有许多令人不解的问题。1999 年新技术首次摄下了一个神经元的最本质的联系。从 NMDA 分子接受器被激活，使一个神经元对进入的信号更敏感（LTP），移向 AMPA 接受器，流入触突－－脊束的小节结。然后 AMPA 进一步激活 NMDA 接受器，来激活更多的 LTP。1999 年普林斯顿大学基因组应用基因工程增强 NMDA 接受器的小鼠，在迷宫试验中显示出更强的认知能力。

4.1.4　基因突变

过去认为，遗传的改变，即新物种的进化，源于一些基因的个别、微小、随机的突变。但是 1998 年以来的研究表明，导致进化性变化的突变，既不微小，也不稀少。有时，它们涉及 DNA 的相对较大的片段－－像转录子或称可移位元件（Transposable element）的移动，它们能对遗传物质采取全盘打乱重组或复制的方式。DNA 可以扭曲、翻转和伸展的以及对不同的蛋白质剪切、拷贝和拼接。所有这些变化，能影响基因的表达，或者发展新功能。这些变化可以是非完全随机的。例如，DNA 的有些片段，较之其它片段更常被复制或者移位。多数生物体在较小的程度上，有完成 DNA 重组的潜力，因为它们具备切割、重组并粘接 DNA 所需的酶，形成提高进化效率的突变热点。

同时，极有可能存在基因外遗传。传统细胞遗传基因学说认为，细胞遗传的一整套指令，指示基因何时激活，在什么组织，到什么程度。没有“基因外的”（epigenetie）指令。基因假说认为，精子和卵子形成时指令键盘上的指令被清除干净，以确保全部基因同等可用，直至胚胎发育特种组织。但是，有证据却提示，存在非基因物质（nongenetic material）的遗传，有时能从双亲传至下代。

1997 年偶然发现，小鼠可能携带有基因外信息的基因。随后报道果蝇的基因外遗传。这使一些生物学家提出，基因外遗传提供了一种快速适应环境的捷径，作为达尔文自然选择的补充。当

然，有人对此持怀疑态度。

4.1.5　生命密码

科学家已经利用几种已完全排序的基因组，大多数来自细菌，开始在单细胞的水平上研究其基因的排列，企图打开生命起源之门。

20 世纪 60 年代以来，分子序列就成了描述分类的必备工具。DNA 序列数据已经在很大程度上揭示了 35 亿年的进化记录，将生命事物分为三大领域：古细菌（古代原始单细胞生命）、细菌和真核生物（具有细胞核的有机体），从而揭示了众多的分支类型（图 1.2）。

图 1.2　　生命树（Collins 和 Jegalian，2000）

但是，企图使将所有生命安排到单一生命树上遇到很大的困难。在许多情形下，不同的基因表明同一有机体的不同家族史；这反映 DNA 并非总是以一直向前的方式遗传，从亲代到子代总有或多或少的可预见突变。有时候，基因会跨越巨大的进化鸿沟。此类例子有线粒体和叶绿体，它们是动植物产生能量的细胞器，二者都包含有自身的遗传物质，并且是从细菌（显然它整个被真核细胞包住）遗传而来的。这种“基因横向转移”（Lateral gene transfer）在生命史中似乎十分普遍，因此比较种间的基因将不会产生单一的普遍系统树。

一般认为，生物进化是历史，它是地球上生命繁衍的故事。如同任何历史一样、机遇起着一定的作用。但是，有些进化生物学家认为，进化不仅只是历史。通过在实验室培养细菌，变更它们的生存环境，可以模拟一次动物灭绝事件后的世界。因为地球上的生命至少已经过 5 次毁灭性灾害事件，在这些事件中，于地质年代的一瞬间，95％以上的物种从地球上消失了。但是，每次灭绝事件后，利用新的生态环境，有较前更多的物种反弹。研究证明，事件确实影响自然选择的结局和进化，“但经过漫长岁月，它们不再影响。”换句话说，进化最终将自然地发生。他们的结论是：进化是历史，也是科学。

发育生物学家已开始监测基因产物库如何随着组织发育而变化，以图找到决定发育阶段的基因产物。科学家们现正在设计一次测定数千个基因的所谓表达阵列，绘出哪些基因连通或断开以及哪些基因的表达强度发生变动。常用的样板生物有果蝇（Drosophila）、线虫（Caenorhaditis elegans）和老鼠等。随着这些生物基因组序列的完成，将给生物学家提供整个动物形体形成的动力学线索。

50 年内，我们将弄清生命史的许多细节；尽管我们不能完全了解第一个自我复制的有机体是怎样诞生的。例如，我们将了解各种世系何时，并怎样创造、获取和修改基因以获得一系列新的生化反应或躯体轮廓。

4.1.6　核糖核酸

人类基因组的下一步工作是对 RNA 分子的了解和掌握。基因主动形成 RNA 称为“被表达”，进而形成给定氨基酸顺序的蛋白质。也就是说，编码给定蛋白质的氨基酸顺序由基因的 DNA 碱基序列决定，RNA（核糖核酸）是中间环节。

人类基因组计划企图理解基因怎样被表达，这些基因的 DNA 序列怎样集中起来对抗其他类似的基因，我们人类个体的基因差异如何，以及 DNA 序列怎样翻译成可见的特征。构建于 DNA 序列之上的多层信息将揭示隐藏于 DNA 中的知识。

核糖核酸是细胞内传递基因信息到所有蛋白质里的关键所在。核糖核酸的分子结构十分复杂。有 54 个蛋白质缠结和 3 条 RNA 链，这使查明它的每一个步骤都需要 X 一射线结晶学。1999 年公布了两个较小的亚微粒子结构，它们组成一个完整的核糖核酸；同年，另一个研究组描绘了较大的亚单位结构；这些报道激起了对真正高分辨率的核糖核酸及其亚单位图像的冲刺性研究。因为核糖核酸图像还不十分完整。

4.1.7　蛋白质

最终的决定性结果将来自对由基因编码之蛋白质的了解。蛋白质分类能反映地球上的生命怎样进化。蛋白质不仅构成人体的结构框架，而且包含着进行生命的生化反应的酶。它们由连成长链的氨基酸单位构成，每条链都用一种决定蛋白质功能的方式进行折叠。

随着人类基因组计划的基本完成，科学家和企业家已经将目光转向下一个热点——蛋白质的三维结构。基因仅是合成蛋白质的基础，而各种各样的蛋白质分子则在体内行使各自的重要功能。大多数蛋白质的功能目前仍不清楚。因此，当前急需的工作是弄清楚蛋白质到底起什么作用以及它们如何作用的。对此，必须从蛋白质的三维结构着手研究。大量蛋白质结构的获得是当今生物学由基础科学快速向“工程学科”转化的必由之路。科学家发现，人们趋之若鹜地提供足够多的资金。大药厂都想购买蛋白质的三维结构，以便进行快速制药。

目前，美国国立卫生研究院（NIH）已启动“蛋白质结构原创性研究”计划，在五年里拟投资 1.25 亿美元。加拿大、德国和日本等国政府也计划启动结构基因组学的研究，所有经费几乎与耗资数十亿美元的人类基因组计划相当。此外，由 Novartis 研究基金资助的“基因组学研究所”，一个非盈利的机构，将要成立一个全新的 Syrrx 公司，借助于自动化和机器人技术，快速度预测蛋白质的结构。竞争者还包括英国剑桥的 Astex 和美国普林斯顿的“结构功能基因组学”公司。而刚成立的“结构基因组学”（Structural Genomix，SGX）公司，一年中已筹集近 4000 万美元的风险资金。

从 1957 年第一个蛋白质的结构（肌肉中的肌红蛋白）被弄清楚以来，到现在已近半个世纪，而国际“蛋白质数据库”里却只有大约 2000 种蛋白质结构。蛋白质结构的获得将是一件比 DNA 测序更为棘手的事。DNA 是由四种化学符号组成的一条简单的线性密码，而蛋白质则是由 20 种不同的氨基酸组成，并且折叠成复杂的结构，由许多未知的片层和环状结构排列组成。

蛋白质结构可以由 X 射线晶体衍射技术进行自动检测。但是，许多蛋白质很难进行分离纯化，获得蛋白质晶体必须仔细调整温度、酸碱度和离子强度。最后，将 X 射线数据转换成蛋白质的三维空间模型的过程通常是一件高难度和耗时的工作。即便如此，NIH 希望到 2010 年得到 1 万种蛋白质的结构。而到 2003 年，Syrrx 计划一年弄清约 1000 种蛋白质的结构，SGX 每年拟完成 1350 种蛋白质结构。

随着获得蛋白质结构的数量的急剧增多，工作重点会转向合成药物。虽然，大多数药物真正投入使用主要归因于蛋白质的活化或失活。然而，今天绝大多数药物很大程度上是通过大规模筛选的方式发现的。尽管根据结构设计药物，在医学上已经取得一些突破，例如，HIV 蛋白酶抑制剂和治疗流感的 Relenza。但是，类似的工作很少。而蛋白质结构可以根据其结构进行新药设计，改变传统的药物开发方法。

预计到 2050 年基因组学将能够给出蛋白质氨基酸序列、蛋白质的三维结构、建立细胞的计算机模型，精确预测对该细胞任何刺激的结果。

4.2 生物工程

以细胞工程、蛋白质工程和基因工程为核心的生物工程技术，将在解决人类面临的人口、食物、健康和生态环境等重大问题上，成为支柱性技术和产业，以最少的资源去创造最高的价值，其成果不仅成为人们获取高品质、多样化食物的来源，也将成为可再生能源、可再生和环境友好材料的主要手段。

目前，科研人员已经能够克隆哺乳动物（图 1）。而把基因转移入植物中，能使农作物免遭虫害，创造出一种全新物种。酶产业将成为 21 世纪的新兴产业，在工业、医药业和环境保护上广泛应用。生物工程与电子学结合是一个新的领域，利用 DNA 技术生产的电子装置其体积比目前的任何装置都小，将推动生物计算机的进展。

图 1.3 克隆过程（Lanza，2001）

a 在培养皿中将受体卵诱导成熟。每个卵有一个残存卵细胞（极体）；b 将每个卵的极体和染色体引入针中，吸管使卵保持平静状态；c 移出极体和染色体后，透明膜以内就只剩下胞质体；d 在培养皿中克隆和培育从动物身上分离出的皮肤细胞（或纤维细胞）；e 针吸入完整的皮肤细胞，又刺穿透明膜；f 将皮肤细胞注到透明膜之下，此处皮肤细胞和卵胞质体依然保持分离状态；g 电脉冲刺激每个注入的卵细胞，使皮肤细胞和卵胞质体发生融合；h 皮肤细胞的核及其基因进入卵胞质体。几个小时内融合细胞开始分化

科学永远是一柄双刃剑，既可用以作恶，也可用以为善。生物工程也是一样。生物工程实验亦将引出不容忽视的安全性、伦理和神学问题。

4.2.1 基因医学和药学

人类经历了四次医学革命。首次革命始于发现“霍乱病菌是经由被污染水源而传播的”，这使人类产生净化水源的卫生系统，从而多次避免传染病的袭击；第二次医学革命，即麻醉药的应用，使医生可以进行外科手术治疗；第三次医学革命是病菌疫苗和抗生素的使用，使得许多疾病得以预防或治愈。但是，目前医生除了治疗传染疾病及一些外科疾病外，实际上只能缓解机体发病的表面症状，并不能根除体内潜在的发病因素。人类基因工程——第四次医学革命将从根本上改变过去30～40 年中主宰医药使用的一贯作法。首次做到 2400 年前古希腊医师 Hippocrates（希波克拉底）提出的“人体的运转方式可以由自然法则，而非超自然力做出解释”。更重要的是，它的影响力远远超出了医药使用的范围。毫无疑问，运用得当我们的健康及幸福将会更有保障；相反，如果我们对此滥加利用，那么我们因此而付出的代价将是不可估量的。我们珍视的一切都无处可逃。

人类的基因疗法是建立在这样一个前提之上的，即“基因是人体的防御及自我愈合系统，它保护人体免遭外部侵袭，同时它也可以修复机体因疾病而受到的创伤，使之尽快痊愈；倘若基因出了问题，它会导致各种疾病。如果人们想治愈此类疾病，必须在基因层次上予以解决”。

基因治疗是应用基因工程技术，更换、校正或增补缺陷基因，以达到治疗目的。这包括基因修复、基因代替、开放类似基因、抑制有害基因、导入免疫基因等基因工程技术，这种疗法用于治疗罕见的酶功能紊乱病，包括 ADA 免疫缺陷症，以及众多的机体紊乱症，例如，心脏病、癌症、关节炎、血友病、膀优组织纤维性变异、肌营养不良甚至艾滋病等。第二种途径是“小颗粒疗法”，给病人服用一种小剂量药剂以使其体内一种或多种基因作用发生改变。1989 年美国食品与药品管理局同意对 5 名恶性黑色素瘤患者进行标记基因转移的首次人体临床试验后，基因治疗逐步发展。

迄今为止，基因工程研究的最大收获就是用替代基因刺激心脏中新生血管的生长以治愈心脏病，或者用于改善肢体中不良血液循环。另外几种基因疾病，如血友病的治疗似乎也大有希望。

药物基因组学（Pharmacygenomics）——这门新兴科学，旨在从基因水平准确地阐述病人应当使用和不应当采用的药物，以获得理想疗效。现已了解到病人对药物的反应，基因有相当大的影响。病人个体遗传影响了药物代谢、吸收、排泄的酶的独特变化。20 世纪 70 年代中期以来采用基因工程方法制取天然人体蛋白产品，正转向新型和更为复杂的方法制作新药，但更多地利用它作为发现药物的工具而非创造终极产品的手段。基因研究将激励药物开发，同时提供巨额回报。

基因疫苗将开始应用。过去防疫针是注射弱化了的微生物或部分病菌蛋白质，它产生轻微的感染，但不会真的致病。未来的疫苗很可能是用取自病毒、细菌或寄生虫的基因组原始 DNA 片段制成更为有效的疫苗。利用 DNA，而不是利用由微生物制造的蛋白质，可引导免疫系统产生更强有力的反应，并激发目前疫苗不能产生的 T 细胞，而增强免疫系统对入侵微生物的攻击。例如，1997 年霍夫曼小组首次开展 DNA 抗疟疾疫苗的人体试验，效果良好。疟疾目前威胁着世界近半数人口。

由于基因疫苗很容易通过增减 DNA 来加以调控，医生们还正在应用这种方法来治疗各种癌症。目前此项工作尚限于动物，但前景乐观。1995 年，科学家指出有一种 KAⅡ的基因可抑制肿瘤细胞的扩散。继而，发现 KAⅡ是受 P53 蛋白质控制的，P53 是在癌细胞变异中产生的。

今后十年内，基因检验将成为医疗的例行手段。到 2010 年至 2020 年，基因疗法亦将成为普通的处治方法，至少对一小部分疾病来说是如此。到 2050 年，许多潜在疾病在发作前就将在分子水平上得到治愈。当人们生病的时候，基因和药物疗法就将针对个体的基因，制定治疗方案。对人类衰老基因的详细了解将使人类平均寿命达到 90 至 95 岁。甚至重新设置导致细胞衰老的原始密码等使人类身体更为健康，生活更为幸福，寿命更为长久。

但是，基因疗法也有更为令人担忧的一面。原因之一就是这种技术并非绝对安全。虽然过去的 9 年中大约 400 例的临床试验发现其毒副作用微乎其微，但最近在宾夕法尼亚大学医学试验室对病人实施基因疗法而导致的意外以及无从解释的死亡，证明我们对自身，和人体对这种强有力的治疗方式显得多么的无知。

基因疗法还有一个更大的危险。它并不像我们所说的“小颗粒疗法”一样简单。当人们具备了用基因治病的能力，也会把基因用作它途。那么，其结果会不会适得其反呢？例如，试着运用这些基因以“改良”我们自身、影响人的体格发育及肌肉结实度、提高记忆力和聪明程度等。滥用“基因工程”的潜在威胁已初露端倪。例如，有一个公司正在开发一种防止癌症病人因化疗而脱发的治疗方法，把功能基因植入病人头皮毛囊的软药膏。以后，会不会研究改变头发颜色、改变肤色、改变其他人种特征呢？这种人体重新包装何时休止呢？最后，我们或许尝试用以改变自身及后代，设计人类繁殖品种以导致基因库的永久性改变。当今人类社会尚未消灭人种歧视。如果我们有意对各色人种进行基因强化，改变人种比例，后果将会如何呢？1997 年美国上演一部名为“盖特卡”（Gattaca）的影片，片中讲到只有经过基因强化的人才能拥有优越的工作，而“爱情的结晶”——即那些以自然方式出生，并携带先天不足的基因的人只能处于社会的最低层。

我们唯一的自我保护方式是找出一个明确无误的“停顿点”。我们为此目标唯一可做的是确保人类十分清醒并及时识别危险，谨防滥用基因工程以至无可挽救，最终使人类面目全非。我们无法命令百年后的人们如何行事。百年后的人们也许愿意操纵自身的基因，就像我们需要摄入维他命一样自然。我们的义务是尊重人类自身，尽可能小心地步入人类基因工程时代。这意味着除了治疗严重的疾病外，我们不应当将基因工程另作它途，不论它如何令我们着迷。

4.2.2　细胞工程－－干细胞和生成新的人体器官

干细胞（stem cell）是能分化并产生专能细胞的原始细胞。人的发育开始时，是一个精子使一个卵子受精，并形成单个细胞，它具有发展成为一个完整的生命体的潜能。这个受精卵是全能的。在受精后的几个小时，这个细胞就分裂成数个相同的全能细胞，如将其中每一个细胞置入女人的子宫，应该都能发育成胎。事实上，双胞胎就是两个全能细胞分别发育成的两个遗传上相同的人。受精后约四天，经过几轮细胞分裂，这些全能细胞开始专门化，形成中空的细胞球，叫做胚泡。胚泡外表是一个细胞层，里面中空部分有一团细胞，叫做内细胞团。

外细胞层会进一步形成胎盘以及胚胎在子宫内发育所需的其他支持组织。内细胞团能进一步形成人体内各种类型的细胞和组织，却不能形成完整的生命体，因为它们不具备外细胞层的功能。这些内细胞团被称为多能干细胞（pluripotent stem cell）。它们不是全能的，如果把内细胞团置入女人的子宫，它不会发育成胚胎。

多能干细胞进一步专门化成为多效干细胞（Multipotent cell)，后者的任务是产生具有专一功能的细胞。例如，成血干细胞能产生红血球细胞、白血球细胞和血小板；皮肤干细胞能产生各种类型的皮肤细胞。

干细胞在人体发育的早期十分重要。多效干细胞则在儿童和成人体内也能找到。例如血干细胞就存在于每一个儿童和成人的骨髓内，而且有少量见于血液循环中。成血干细胞承担的任务是在人的一生中不断补充血液细胞——红血球细胞、白血球细胞和血小板的来源。

1998 年 11 月由公司资助的两个研究组宣称，已分离出首批人胚干细胞（ES 细胞）系——在实验室培养液里不仅能分化为各种组织，且能在审慎控制条件下继续保持未分化状态的细胞。全球范围内许多科学家立即加入到这一研究领域。这项研究掀起了一场道德伦理方面大争论。因为他们

的干细胞有两个来源：一是取自一个生育诊所献出的人胚，即胚泡期的人类胚胎内细胞团。把医院进行试管授精用的多余的胚胎，经提供者同意后，从中分离出内细胞团，加以培养，产生干细胞系。二是从流产胎儿的组织中分离得干细胞。终止妊娠的决定由提供者独立作出。

人类 ES 细胞的研究引起了极大的争议。因为 ES 细胞干于人的胚胎，从传统观念上来说，胚胎是新生命的开始，所以有人认为，将胚胎用于研究等于是杀人。另一方面，科学家、医生和那些可能得到干细胞治疗的疾病患者则说，干细胞不是胚胎，它们并不能成为纯粹的人。再说 ES 细胞的治疗潜力非常之大，不能不予以重视。对此，许多国家在法律上禁止使用公共基金开展这项会损害人类胎儿的研究，但研究在私人资助的实验室里展开。最近美国国立卫生研究院（NIH）作出决定，胚胎干细胞不是胚胎，他们对人类胚胎的研究不应该受到禁止。然而，在 NlH 制订出详尽的人类 ES 细胞研究指导方针之前，美国政府是不会支持人类 ES 细胞研究的。当然，这场伦理道德方面争论一直会延续下去。

实际上应用体细胞核移植，是得到干细胞的又一种方法。这就是“克隆技术”。取一个正常的动物卵细胞，除去其核。卵细胞中剩下的东西中含有养料以及胚胎发育所必需的其他能量物质。然后，将一个体细胞放入卵内原来核所在的位置，使二者融合。这样融合成的细胞及其接着产生的子代，就应该具有发育成完整的动物的全部潜能。这些全能细胞会形成胚泡。从胚泡内细胞团取得的细胞应能发育成干细胞系（陶家祥，2000）。

1995 年美国威斯康星大学发育生物学家、灵长类 ES 细胞课题组负责人 Thomson 的私人资助实验室首先培育灵长类动物（恒河猴）ES 细胞。1998 年 Thomson 首次析取和培育人类 ES 细胞。人类 ES 细胞在实验室里很难培养。目前他的实验室已培育经过约 300 次分裂的人体 ES 细胞，远超过人体细胞只有 50～60 次的分裂记录，但这些干细胞仍然是 ES 细胞，它们并没有经历特化阶段。

分离人类多能干细胞对科学研究和人类健康十分重要，多能干细胞能帮助我们了解发生在人类发育过程中的一些复杂事件。其初步目标是弄清楚那些因子决定细胞专门化的过程。几种最危险的疾病，例如，癌症和先天性缺陷就是由于不正常的细胞专门化和细胞分裂而导致的。人类多能干细胞研究还用于新药初始试验。虽然这不能代替整体动物试验和人体试验，但可以提高药物开发的效率。

人类多能干细胞具有最大潜力的用途，也许是产生可用于“细胞疗法”的细胞和组织。许多疾病是由于细胞功能紊乱或人体组织损伤而造成的。现在常用捐献的器官、组织来置换有病的或损坏了的器官、组织。全世界每天要接纳数千名因体内某一重要器官功能失常而来就医的患者，由于缺乏捐赠器官和异体排斥，许多人面临死亡。最近，美国威斯康星大学的研究人员宣布，用干细胞可生长出人体器官。目前作为医学用途的组织，已在美国医院中进行。这包括人造皮肤、软骨、骨头、韧带和腱，特别是对皮肤烧伤或软骨损伤的患者疗效尤其显著。对于制造大的、复杂的人体器官，如肝脏、肾、膀胱、乳房和肠的可能性，至少在理论上的论证是充分的。科学家们当其在胚胎中尚未明确发育方向时将其取出，对其施以一定的刺激，它们便可发育成肝脏、心脏、大脑或各种骨骼，以致于治疗人类的各种疾病，例如帕金森氏症、早老性痴呆症、骨髓损伤、中风、烧伤、心脏病、糖尿病、骨关节炎和类风湿关节炎等。例如，用人类多能干细胞培育心肌细胞，然后植入衰退的心肌以增强心脏功能，这在小鼠等动物上已获成功。而来自人类多能干细胞的胰岛细胞能用于糖尿病研究，并最终用于移植。虽然，目前这些研究仍是纯理论性的。但是这一发现无疑预示着一个医学新纪元的来临。

2000 年 4 月底，法国科学家治愈两名婴儿的致命性免疫缺陷，该病全名为“严重合并性免疫缺陷症（SCID）”，它使病人容易受到致命性感染。医生把健康免疫系基因注入成血源细胞内，然后将干细胞植入病孩的骨髓，使他们能够生产出自己的免疫细胞。这项治疗是通过更换受损基因或缺失基因的方法来治疗疾病的第一次成功。

不久以前，科学家还认为人的成年组织中不存在干细胞，但事实并非如此。多效干细胞，或者

叫成年干细胞（adult setm cell）能够见于某些类型的成年组织。近年，神经干细胞已从胎儿组织分离获得，从癫痫病人取得的成年脑组织分离得到了一种可能是神经干细胞的细胞。

过去，大多数科学家都推测出成年干细胞只能分化成某种类型的专能细胞。但是，1999 年的研究显示成年干细胞仍然保持着可分化成多种类型组织的功能，大脑干细胞能分化成血球细胞，取自于骨髓的干细胞可发育成肝脏细胞。科学家们现在正致力于推进成年干细胞的研究，这显现了细胞王朝的魅力。

虽然成年干细胞在科学或细胞医疗上都有巨大潜力，然而还存在一些重大的障碍。首先，还没有分离出成年人体内所有组织的干细胞；其次，成年干细胞常以微量存在，难以分离提纯。最后，从病人自身取得干细胞用于治疗，要先分离干细胞和进行培养，达到足够的数量。但对某些危重病症而言，常常没有足够的时间来进行。

4.2.3　动物基因工程

1997 年英国科学家创造的克隆羊“多利”引起轰然大波。它打破了过去的一个主要论点：高度分化的体细胞，没有“全能性”。但是，“多利”的克隆使用动物的乳腺细胞核来自高度分化的体细胞，也具有全能性。随后，英国科学家又克隆了含有人类基因－一种蛋白质控制合成的基因。其乳汁中含有此基因合成的蛋白质。

目前，动物基因工程的已经在羊、牛、猪、昆虫等许多动物上进行。它们的医学主要目标有两个：用克隆动物生产生物药物。例如，用转基因绵羊生产“囊肿性纤维化”遗传病药品和利用植入基因让毛虫生产抗癌药物等；其次，用于代替人体组织进行人体器官移植。当然，转基因动物，例如，高产乳牛和低脂肪猪的生物学复制品会给人类带来更多更好的肉、乳等食品。

4.2.4　植物基因工程

随着基因组计划的推进，21 世纪初将出现农业的新革命，并把农业、食品和保健结合为一体。

据联合国估计，到 2050 年世界人口将达到 77 亿到 112 亿之间。另外，自 1984 年之来，世界谷物的产量就一直落后于人口的增长。20 世纪 50～60 年代杂交品种农作物、增加使用化肥和合理灌溉导致了“绿色革命”，使数亿人摆脱了饥荒。以基因嵌入技术为特征的第二次绿色革命将对全球经济生活产生重大影响。传统培育方法需要 7～8 年才能产生一种新作物，其品质只比上代稍好。而基因工程可以给植株嵌入任何基因，从而创造出一种全新物种——转基因农作物，所用时间仅为前者一半，也降低了人类对环境的破坏。

在美国转基因农作物已有很大发展。美国农业经济学家预测，五年内美国市场上采用基因工程改造的农产品和食品将达到 200 亿美元。2020 年新型农产品的市场份额将上升到 750 亿美元。大豆在美国农业中占有重要的地位，全球 2 / 3 的优质豆类来自美国。目前已有基因改良的抗除草剂大豆、棉花和玉米等农作物。科研人员正通过改变大豆基因，使其蛋白变得更具可溶性与稳定性，口感更好，并拟植入母牛基因，保留大豆蛋白，并增加牛肉蛋白。目前，在全球第二大谷物——玉米基因改良上也取得进展。玉米中含肌醇六磷，后者不易分解。用玉米作饲料，还需添加磷。目前正研究将一种基因植入玉米，解决这一问题。澳大利亚通过基因工程培育出蓝色玫瑰。

专家们认为，用食用植物来替代注射药物是一种新设想。正研制含高剂量抗癌物质的西红柿和可用于生产血红蛋白的玉米和大豆。摄食含有异黄酮成分大豆，可以遏制心脏病发作。此外，内含疫苗成分的香蕉和马铃薯，以及给糖尿病人食用含有胰岛素的块茎类蔬菜也在加紧研制中。

现在，科学家希望用改变主要的酶或使用 CO_2 加压的方法，促进作物光合作用。光合作用的主要催化酶是 1,5-二磷酸核酮糖羧酶加氧酶，简称 RuBisCO。它和大气中 CO_2 的相互作用，开启了产生碳水化合物、蛋白质和脂肪的生物化学链，得以供养植物和其它的生物，包括人类。但是，RuBisCO 是新陈代谢过程中效率最低的酶。一般酶的速率每秒约有 25000 次反应，而在高等植物中的 RuBiSCO，每秒仅有 2～3 次反应。

在光合作用中，RuBisCO 起着关键的作用。首先，光合作用的第一步“光”阶段中，叶绿素——叶绿体中的绿色素——从阳光中吸取充足的能量，分离水分子中的电子，同时释放出氧气，并给

第二步“暗”阶段输送所需要的三磷酸腺苷（ATP）；第二步从 RuBisCO 和 CO_2 结合产生 3-磷酸甘油酸（PGA）开始（C_3 循环），并以 ATP 为能量推动一系列的反应，把 PGA 转变成大量的淀粉和糖等有机成分。总的说来，光合作用效率很低，能贮存农作物所接收的全部阳光能量的 1％就很少见。另外，RuBisCO 还有干扰光合作用的附加反应。20 世纪 70 年代发现 RuBisCO 除捕获和“固定”CO_2 之外，还催化着相反的反应，即所谓的光呼吸作用，酶和氧结合而不是与 CO_2 结合，随后又产生部分改变为 CO_2 的化合物。换句话说，RuBisCO 一方面催化着植物和碳相结合的反应，而同时又从植物中夺走碳。

在具有代表性的水稻和小麦等高等植物中，RuBisCO 获取的 CO_2 大约要比 O_2 多 100 倍以上。但是，由于大气中 O_2 的浓度远高于 CO_2，因此大大地抵消了它的亲和性。结果，光合作用所固定的碳有 20～50％在光呼吸作用中失去。这在 30 多亿年前，光合作用开始演化时，这种惊人的无效性并不是一种不利条件。因为，当时的大气中几乎没有氧气。而当空气中有大量氧气之后，RuBisCO 的弱点就充分暴露出来。

20 世纪 80 年代以来科学家一直企图改变 RuBisCO 的低效性。1992 年日本研究人员发现红藻中含有效率大约高出 3 倍以上的 RuBisCO。但是，至今其机制尚不清楚。

此外，科学家企图给植物光合作用进行 CO_2 增压。有些植物已经具有自己的光合作用增压器，专业名词称为 C_4 循环。C_4 植物中，进行光合作用的维管束细胞被专化的“叶肉”细胞所围绕，它们使 CO_2 处于高浓度的情况下，挤塞在维管束细胞内，使得氧化反应受到阻碍。甘蔗和玉米等都属于 C_4 植物，它们必须生活在正常的良好光照条件下，在弱光下不能生长。陆生高等植物中，约有 5％使用 C_4 循环。

日本科学家正力图把玉米中的 C_4 循环的遗传结构转移到水稻中。但是美国学者 Long 反对这一作法。他们认为把 C_4 循环的高能量消耗强加于其它植物的新陈代谢之中，只有在 28℃以上的高温条件下才能获得报偿。他们使用比小区大气水平高约 50％的高浓度 CO_2，短期地增加光合作用效率，在连续的两个季节中，使谷物产量增产 10～20％。

然而，转基因农作物在欧洲销售引发了强烈反应。人们怀疑，当农民种植带有战胜害虫和病害的基因的作物时，这些作物将它们的基因传递给了野生亲缘植物，将它们变成具有超竞争力的杂草。这些“超级杂草”（Superweeds）将消灭掉稀有的和脆弱的物种。这造成环境保护主义者的全线出击。

人们回想起上个世纪 80 年代中期，美国的芹菜培植者曾推崇过一种他们认为非常好的新品种，不仅抗虫性强，而且产量高。但是有一个小问题，触弄过此芹菜梗的人不久就开始出现严重皮疹。皮肤病学家发现，这种芹菜会不断分泌出 Psoralen ，一种在阳光下会变成刺激物和诱变物的天然化学物质。但是，这不是转基因农作物。

以大豆和棉花为例，这两种作物加在一起构成了美国种植的所有转基因作物总面积的 90％。官员们之所以会相信它们所带的这些奇特的基因不会扩散并产生超杂草的原因很简单，那就是这些基因没有野生的亲缘植物。

但是，对转基因由作物传递给杂草的可能性不能忽视。某些作物就是杂交的产物，例如，欧洲油菜和燕麦本身就是杂交的后代。在这种情况下，隔离条件是必须的，但花粉传播等问题令人担忧。看来，需要作不育性处理。

5　耗散结构理论

耗散结构理论能否列入 20 世纪的科学革命，尚无定论。但是，耗散结构理论的发现震撼了本世纪的科学界，却是众所公认的。我们介绍耗散结构理论，一是由于地质学本身的特点，即时间不可逆性，正需要耗散结构这种考虑时间的理论；二是耗散结构近年的发展，也显露了它可以用于地

学的许多领域，并已取得一定成果。

5.1　时间之箭

时间的不可逆性，或者叫做“时间之箭”，是近年来物理学和化学界的热门课题。1927 年英国天文学家 Eddington 提出“时间之箭”问题。近年基本粒子的不稳定性、宇宙演化、化学钟和混沌等非平衡结构的出现，导致科学家重新认识时间。

让我们首先观察人们对“时间之箭”的认识变迁。古代人们感觉时间是神秘的，又是无所不在的。人生的悲哀归根到底是来自时间的不可逆转，在人生的尽头最后的胜利者永远是死亡，它引起人们内心的恐惧和不安。从古代到中世纪对时间的种种臆测和争论之后，Newton 把自然界视为一部时间上对称的机械，可以预测一切。根据经典物理学中能量的两种形式，势能和动能，爱尔兰数学家 Hamilton（哈密顿）提出了动力学方程，又称 Hamilton 方程，即系统的总能量（Hamilton 量）可以用位置坐标和动量坐标随时间变化的微分方程来表示。在经典物理学家看来，它从地球上的苹果到宇宙的星体都是适用的，自由意志和偶发事件完全是多余的，决定性的因果律控制着一切。可是，在经典物理学中时间是一个未定义的量，按 Newton 的看法，存在着绝对时间。但是，Newton 的绝对时间概念是这样的不确切。他的绝对空间，还曾设想用太阳系中心作为绝对原点；而绝对时间，除了空洞的时间流逝之外，没有一点可以让人捉摸的内容。所以，经典力学虽然可以计算出任何时间任何物体的位置和速度，只要告诉他该物体的初始条件。但是，Newton 力学却不能分辨时间上的过去和未来。在他看来，时间是对称的和可逆的。因此，法国哲学家 Koyr 说，Newton 把运动看作“一种与时间无关的运动，一种在‘没有时间’的时间中的运动”——这样的时间观念，就像“没有变化的变化”一样，实在让人难以理解。

Einstein 的相对论，把经典力学中绝对时间和绝对空间的观念，代之为四维的时空观念。然而，Einstein 对动力学的修改，没有触动经典力学中的决定论。同时，由于引力作用瞬时传播，因果论在相对论中起到更加主导的作用。所以，相对论也是时间对称的。但从相对论出发的现代宇宙学，却显示了明晰的时间之箭的特征。宇宙的形成和演化都说明了时间的不可逆转。这些我们将在下面的章节中阐述。

量子理论以概率统计代替了经典物理和相对论的因果律，但在时间问题上也是一筹莫展。占据量子力学核心位置的 Schrodinger 方程在时间上也是可逆的。在考虑与时间有关内容时，可以加上时间微扰项，但常常难以求解。这微扰项用于计算光的吸收和发射。20 世纪 70 年代 Misra 和 Sudarshan 发现量子基诺佯谬，即对原子的连续测定会迫使原子呆在不衰变的状态，使它不能转换成衰变产物。这正像人们说的：“盯着的水壶总是不开”。1989 年美国的波尔德国家标准和技术研究所的实验支持这一效应。放在磁场中的 5000 个荷电铍原子，观测开始时原子处于同一能级上，用一个射电频率的光子辐照，可在 0.256 秒激发到高能级。如果在此期间，用激光进行瞬间探测，探测次数越多，高能级的原子数就越少。每隔 0.004 秒探测一次，则没有一个原子被激发。看来，一个被盯着看的量子水壶是不会开的。长寿 κ介子（κ°）的特殊衰变现象也显示出时间不可逆转的证据。发现这一现象的美国物理学家 Cronin（克罗宁） 和 Fitch（菲奇） 获得 1980 年诺贝尔奖。在一般情况下，κ介子衰变生成一个负的 π介子、一个正电子和一个中微子，这一个过程保持着 CP 对称（C 对称为电荷共轭，物质转化成反物质；P 对称为空间反演，空间坐标转换为它的镜象）。但极少数 κ介子（约为 10^{-9} 次）却衰变为一个正的 π介子、一个电子和一个反中微子，这时 CP 对称受到破坏。根据 CPT 定理，T 对称（时间反演，即把时间方向倒转），也同时遭到破坏，过程成为不可逆转的，这又证明了时间之箭出现。

看来，量子理论很可能掌握着通向时间之箭的钥匙。真空中量子的涨落可能引发宇宙诞生的模型。关键的问题是引力的量子化问题，如果引力是量子化的，引力场的随机涨落，将给出“无中生有”的机制。这正是近年来科学家追求的量子引力理论的核心问题。

对于地质学而言，时间的不可逆性是这样的清晰和肯定。地质历史和地质作用无不深深地刻着时间之箭的印记。为此，我们只能转向热力学领域，或者更具体地说，转向热力学和动力学的庞

大体系的探索。

5.2 热力学

热力学是随着蒸汽机出现的。法国工程师 Carnot（卡诺）研究了理想热机。理想热机是可逆的，没有不可逆的热损失，冷热物体的温差，决定了热机的效率。蒸汽机的工作就是把热转化为功。Joule（焦耳）证明了热和功等价，这是热力学第一定律的基础。第一定律说明，在一个物理过程中，能量总是守恒的。这与动力学中的 Hamilton 方程的表述是一致的。随后德国物理学家 Clausius（克劳修斯）认识到，虽然热和功在能量上是等同的，但在能量转化的过程中，能量的耗散产生了一个重要的不对称性。同时，热量的损失是不可逆的。为此，Clausius 被称为“时间之箭”之父。随即爱尔兰的数学家 Thomson（汤姆逊），也就是后来的开尔文勋爵把它总结为热力学第二定律。第二定律的含义是，所有的能量转化都是不可逆的。这是对不可逆性的第一次定量的描述。

1865 年 Clausius 提出了熵的概念，藉此来区别可逆和不可逆过程。在动力学中变化是可逆和守恒的；而热力学中的变化是不可逆的和能量不守恒的。Clausius 把熵定义为在温度为 t 时，系统从第一状态转变到第二状态的无限小的过程中吸收热量ΔQ，则微分 dS 等于$\Delta Q/t$。可以把熵分为两部分：与外界交换的部分记为 $\mathrm{d}_e S$，这是可逆的，称为熵流，其符号可正可负；另一部分是系统内部不可逆过程，称为熵产生项。诸如热损耗和摩擦等，记为 $\mathrm{d}_i S$。它们引起系统内部熵增加，故总是正的。熵的提出使第二定律更具特色。在有耗散的情况下，熵不停增长。当不能作功时，熵达极大值。在可逆过程中熵的改变是零；而在不可逆过程中熵总是在增加。熵意味着“转移的量”，或者“发生变化的能力”。它是热力学中最重要的量，并给出了一个确切的时间箭头。熵的增加与时间前进方向完全一致。

Boltzmann 首次把微观层次和宏观层次结合起来，考虑了熵与分子运动的联系。在微观层次中，一升气体含有 10^{23} 个运动着的分子。要描述这个状态，必须把概率论和力学结合起来，即统计力学的方法。Boltzmann 从气体的平衡态出发，得出著名的关系式，即

$$S = k \lg W \qquad (1.6)$$

式中熵 S 与几率 W 的对数成正比，比例因子为 k，即 Boltzmann 常数 k。这关系式说明宏观熵的不可逆增长，对应着微观层次的分子的无序性加大，或者说对应着几率 W 的最大值。其次，也说明在宏观的平衡态下，微观的分子运动中许多事件在统计意义上彼此抵销。实际上它们是在某一几率位置附近作小的短时间的涨落。

随后，Boltzmann 利用马尔可夫过程的数学处理，把几率和函数联系起来。在气体中，玻尔兹曼建立了速度分布 f 和 H 的关系式，即

$$H = \int f \log f dv \qquad (1.7)$$

H 量随时间减少，相当于$-S$，直到处于平衡态。此方程至今应用于计算气体热传导和热扩散的传输系数，其结果与实验吻合得很好。

在热力学中有许多假定的系统。孤立系统是一个与外界完全无关的系统。实际上没有一个系统是完全孤立的，只有宇宙物质本身可能除外。封闭系统是一个可以与外界交换能量的系统。开放系统是与外界既可交换能量，也能交换质量的系统。按照第二定律，孤立系统中的任何过程，都伴随系统的熵增加。所以，这提供了一个时间箭头。当熵达极大值时，系统的时间演化终止，系统处于最无序状态，达到最终的热力学平衡。根据这一推断，德国物理学家 Helmhotz（霍姆霍兹）提出“热寂”说。实际上，这忽视了引力以及黑洞的作用，也与宇宙膨胀的事实不符。同时，也与热力学和 Darwin（达尔文）的生物进化论有明显的冲突。

美国物理学家 Gibbs（吉布斯）是现代平衡态热力学奠基人之一。他提出了自由能的量值特征。在平衡态时自由能具有极小值。在平衡时系统熵达最大值，但是由于系统与外界的热交换，所以，熵最大也必须把外界熵考虑在内。而系统的自由能仅代表从该系统得到的最大有用功，不必考

虑外界的影响。

热力学平衡状态除了用熵极大值和自由能极小值来表示之外，还有一个下面用得很多的表示，即在动力学上常用的吸引子，或者叫平衡吸引子。

5.3 动力学

动力学系统的定量理论是 Poincare（彭加勒）创立的。他发明了拓扑学，这是连续性的数学。研究可逆的、连续的和渐变的变换下的现象。在二维平面上，对给定的单个微分方程，按方程的解所给出的沿轨线流动的虚拟流体，可以获得所有可能初始点的运动形象，称为该方程的相图（图 1.4）。先选一点，随后的运动点的坐标是该微分方程的解，箭头表示随时间推移的运动方向微分方程解的变化。

图 1.4 中有四个值得注意的特殊位置。① 汇：图左侧有一个点，邻近的流线都以螺旋形向它靠拢。它像汇集流水的洞。汇是稳定的定态；② 源：图右侧有一点，流体从这点以螺旋形旋出，像一个出水口。源是不稳定的定态，稍有变化就离它而去；③ 鞍：图的中部有一个类似马鞍状的结构，流线在这里交叉。它是在某一方向稳定的定态，在另一方向不稳定；④ 极限环：图右侧围绕源的闭合环，像涡流一样。运动是周期性的，这是稳定的极限环。还有一种不稳定的极限环。

图 1.4 平面上流的相图（斯图尔特，1995）

在考虑与热力学相结合的动力学中，更重要的属性是它的长期状态，这使我们在考虑中，只从整个系统中选取典型的运动特征，特别是结构稳定的特征。具体地说，在发生足够小的变化时，它的拓扑特征不变。吸引子就是具有这种结构稳定的特征，它是稳定的，从它附近出发的任何点都趋向于它。从图 1.4 我们看到汇和极限环是这种的吸引子。

让我们来考虑化学反应，具有热传导的化学反应是典型的不可逆过程。按照动力学观点，基本的量是反应速率。经典化学动力学基于这样的假定，即一个化学反应的速率与参于反应的生成物的浓度成正比。化学动力学处理反应过程中不同生成物的浓度变化，并以微分方程来描述。例如，对简单反应：A+X→B+Y。浓度变化率表述为反应物 A 和 X 的浓度函数。X 的浓度变化率 $\mathrm{d}X/\mathrm{d}t$，与 A 和 X 浓度的积成正比，即 $\mathrm{d}X/\mathrm{d}t = -kA \cdot X$，其中 k 为比例因子，与温度和压力的变量有关。化合物浓度的总变动量由正反应和逆反应之差给出。化学反应最后达到化学平衡态，即吸引子态。这时，$\mathrm{d}X/\mathrm{d}t = 0$。而平衡浓度间比值为 $K = k'/k$，其中 k'为逆反应比例因子。K 也称平衡常数。这时，熵产生为零。除了反应物和生成物浓度，以及温度和压力等因素影响反应速率外，催化剂可以改变动力学参数 k 或 k'值。

对于不可逆过程，除了化学反应之外，还有热传导和物质扩散等，也都涉及速率问题。不可逆过程的速率也称为流。同时，热力学使用了“力”，即引起“流”的广义的力。例如，温度梯度是引起热流的力，化学力和亲和力决定了化学反应速率的方向。

5.4 平衡态和近平衡态热力学

可以把热力学分成三种状态来描述。平衡态：熵产生，流和力均为零；近平衡态：热力学的力是弱的，速率是力的线性函数；远离平衡态：速率常是力的复杂函数。

平衡态的热力学主要研究不随时间而变化的宏观系统。实际上它只涉及热力学演化的终态。尽管在达到平衡之前，系统是经过不可逆过程。但是它只考虑时间终点的状态，也就是为我们提供了时间之箭的一个固定的箭靶。

近平衡态热力学是 20 世纪 20 年代发展起来的。1931 年 Onsager（翁萨格）建立近平衡态的线性方程。线性方程是一次方程。方程中的因变量 Y 和自变量 X 的值呈正比关系。例如，在近平衡态时热流和质量流与造成它的力成正比。所以，近平衡态热力学也称线性热力学。Onsager 提出了著名的“倒易关系”。即如果力 1（例如温度梯度），可以影响流 2（例如扩散），那么力 2（浓度梯度），可以影响流 1（热流）。倒易关系是普适的，对气体，液体和固体介质都适用。为此，

Onsager 获 1963 年诺贝尔化学奖。

如上所述，平衡态热力学中的势，也就是热化学演化时不可逆的趋向的极值，等于孤立系统中的系统熵 S 或封闭系统的自由能 F。在近平衡系统中，1947 年普里高津提出了最小熵产生原理，即在近平衡态系统中，系统内热力学耗散逐步降到它的可能的最低点。这样，系统熵的变化率，也就是内禀的熵产生将会减少。所以，可以引进一个势函数，即单位时间内熵产生 p 极小值来表示。p 定义为 $\mathrm{d_i}S/\mathrm{d}t$。换句话说，系统将朝某个定态演化。这个定态的特征是它具有与系统外加约束条件相匹配的最小熵产生。这些约束取决于边界条件。例如，对应于系统中保持在不同温度上的两点，或者对应于维持连续反应，并吸收生成物的物质流。

这样，近平衡态实际趋向于，或者说处于一个定态中。这个定态上发生着速率不为零的热耗散过程。由于是定态，所有的参量不变。系统熵也与时间无关，即时间变动量为零，$\mathrm{d}S = 0$。熵的时间变动量由两项组成，熵流 $\mathrm{d_e}S$ 和正的熵产生 $\mathrm{d_i}S$。显然，$\mathrm{d_e}S = -\mathrm{d_i}S$ 并均大于零。负的熵流说明系统向外界输运熵，即不断增加周围环境中的熵。

最小熵产生原理也包括平衡态系统。系统趋向于某个定态，也就是向外界传输的熵小到可与外加边界条件相互匹配的定态。对于平衡态，就相当于边界条件允许熵产生为零的特例。而当边界条件走向平衡态时，系统就走向熵产生最小的近平衡态——尽可能靠近近平衡态的定态。这样，近平衡态热力学，或者说线性热力学可以用一个势，既熵产生来描述。在上述两个状态，无论趋向平衡态，还是趋向近平衡态的定态演化中，初始条件都是无足轻重的，系统都将达到由外部条件所决定的定态。所以，系统对于边界条件变化的反应是可以预言的。显然，平衡和近平衡的热力学不能解决“热寂”和进化论的矛盾。

5.5 非平衡热力学

在长达二十多年的努力中，Prigogine（普里高津）和他的布鲁塞尔同事研究出“普适演化判据”，来处理远离平衡态的开放系统。系统中的能量和质量都可以流动，系统行为由复杂的非线性方程决定。判据表明，当平衡偏离的很远，原来的稳恒状态就变得不稳定。这时可能会出现一个转折点，或者称为“分叉点”，系统在此点偏离稳恒状态。一个重要的可能性是，系统的整体熵产生以极快的速率增长，然而系统却出现了有序的特点。这样，必须修改前人的认识模式，即时间箭头总是走向无序的观点。确实，时间的“终点”是无序的。但在较短的时间尺度上，只要系统是开放的，与外界有物质交换，可以把系统产生熵输运到外界，就可能会使系统出现有序状态。使无数分子在时间和空间中的行为达到协调一致。这被 Prigogine 称为“耗散结构”。而导致耗散结构形成的过程，叫做“自组织”。鉴于 Prigogine 对非平衡热力学，特别是耗散结构的贡献，他获得 1977 年诺贝尔化学奖。

耗散结构理论侧重于从热力学出发研究开放体系和远离平衡态条件下形成的自组织现象。

Glansdorff（格兰斯多夫）和 Prigogine 给出的是一个弱的判据，它只说明出现热力学转折点的可能性，而未但证明其必然性。所以，判据不是普适的。实际上这也是必然的。因为自然是这样复杂，远离平衡态的途径上有多种可能的选择。这使直接的因果联系完全被破坏。为了理解这一个问题，我们用“分叉图”来说明。

图 1.5 远离平衡时化学反应的分叉图（柯文尼，1995）

图 1.5 的纵轴表示反应混合物中化学组分 A 的浓度。横轴表示化学反应停止时与热力学平衡态的距离，并以 λ表示。点 A_{eq} 是组分 A 的平衡态浓度。在近平衡态，A 的浓度与 λ值呈线性关系。系统遵循最小熵产生原理，反应物处于稳定的稳恒状态。当超过阈值，或者说越过分叉点λ时，以虚线表示的热力学主支变得不稳定。这时，出现了两个以实线表示的新的稳定态。这两个新的稳定态可能是有序的。热力学演化可以在其中任选其一，各有百分之五十的机遇。在第一个分叉点之后，发生什么情况，Glansdorff 和 Prigogine 的非平衡热力学只给出一幅模糊的图像。为此，我们必须从不可逆的动力学方程的数学研究入手，研究这一复杂的过程。实际上，混沌、化学钟、湍流、

生命、以至于心律不齐、早搏等，这些在表面上似乎是风马牛不及的问题，它们在物理和数学上却系出同门。其共同的基础是时间之箭。当时间是连续的，所有的耗散系统可以用微分方程来模拟。或者说得更明确一点，是非线性方程控制着非平衡热力学的进程。

5.6 分叉点和混沌

非线性方程是自变量高于一次的方程，包括代数方程，三角函数方程、曲线方程和微分方程。其中最简单的是因变量为一次，自变量为二次的方程。当然，所有这些方程可以写成更简化的一般形式，即

$$y = f(x) \qquad (1.8)$$

现在我们来讨论这一方程的叠代。叠代的含义是：给出 x_0，代入方程 $y = f(x)$，得 y 值；以 y 值作为 x_1，再代入方程，得新的 y 值；以新的 y 值作为 x_2，再代入，……，就是说：

$$x_1 = f(x_0) \qquad (1.9)$$

$$x_2 = f(x_1) \qquad (1.10)$$

……

更简化的叠代的数学表示式为

$$x_n = f(x_{n-1}) \qquad n = 1，2，3\cdots\cdots \qquad (1.11)$$

我们先讨论从[0，1]区间到[0，1]区间的叠代。[0，1] 区间是指从 0 到 1 的区间。之所以要考虑[0，1]区间，是因为这一区间的值都能比较直观地给出其相应百分数。

这一工作是留美博士李天岩在马里兰大学数学系，由它的导师 Yorke 指导下进行的。他花了一个星期的时间写了一篇论文，于 1975 年发表，题目是“周期三则乱七八糟”。“乱七八糟”用的是“Chaos”，现译为“混沌”。之后，Chaos 不胫而走，成为当代的热门货。

我们用一个简单的例子来了解混沌。例如，对方程

$$f(x) = -2x^3 + \frac{3}{2}x + \frac{1}{2} \qquad (1.12)$$

进行[0，1]区间到[0，1]区间的叠代。如果以 0.76069（近似值）代入，结果还是 0.76069（近似值），则此值叫做叠代函数的不动点。有的函数有不动点；有的没有。但是在[0，1]区间到[0，1]区间连续叠代一定有不动点。如果用 x_0 代表一个生态环境中某种生物所占的百分比，$x_1 = f(x_0)$ 代表经一代繁殖后该生物所占的百分比。那么，不动点意味着在这个生态环境中，该生物具有稳定的百分比 x。

如果我们以 0 代入方程式（1.12），0 代入得 0.5，0.5 代入得 1，1 代入又得 0。即可以写为：$0\rightarrow0.5\rightarrow1\rightarrow0\rightarrow0.5\rightarrow1\rightarrow\cdots\cdots0$ 经过三次叠代又回到 0。所以，把 0 叫做该叠代函数的一个 3 周期点。推而广之，如果经过 k 次叠代，又回到原叠代值 x_0，可以把该 x_0 值称为该叠代函数的 k 周期点，它的周期为 k。

李天岩和约克的论文“周期三则乱七八糟”得到一个重要的结论，就是如果函数在叠代中有一个 3 周期点的话，则它有一切正整数的周期点。从数学上讲，一个叠代方程反映着一个动力系统，点由于叠代而产生的变化是动力系统的主要研究对象。证明了有 3 周期，就有所有的正整数的周期，这是真正的乱七八糟。李天岩和约克在一个相当简单明确的方程中，揭示出它所导出的如此混乱后果的因果关系，促使混沌学迅速发展起来。

实际上，1964 年苏联数学家沙可夫斯基已经证明了这个问题，但因为他用俄文发表在鲜为人知的数学刊物上，所以被埋没了。他把除 1 之外的正整数按一种奇特的方式重新排列，先排奇数和它的倍数，最后从大到小排出 2 的所有方幂，这叫做沙可夫斯基次序：

$$3\ ，\ 5，\ 7\ ，9\ \ ，\ 11\ ，\cdots\cdots$$

$$3\times2，\ 5\times2，\ 7\times2，9\times2，\ 11\times2，\cdots\cdots$$

$$3\times2^2，5\times2^2，7\times2^2，9\times2^2，11\times2^2，\cdots\cdots$$

3×2^3，5×2^3，7×2^3，9×2^3，11×2^3，……

……

……，2^5，2^4，2^3，2^2，2^1，2^0。

对于连续区间的叠代，沙可夫斯基证明，如果在沙可夫斯基次序中 m 在 n 的前面，那么有 m 周期点，就一定有 n 周期点。而李天岩和约克的 3 周期点，在所有周期点之前。所以，有 3 周期点时，当然应该具有所有的周期点。所以，李天岩和约克证明了沙可夫斯基次序的一个特例。

我们知道，既使在[0，1]区间内，k 周期可能也不止一组。即使每个 k 周期只有一组，第 k 个周期中的位置点数是 k。全部点数就是沙可夫斯基次序中所有自然数的总和。显然，这是一个天文数字。

如果说李天岩和约克的工作和沙可夫斯基相同，也是错误的。李天岩和约克首次给出了混沌的数学定义。让我们先从混沌的文字含义说起。在中文中的混沌，指开天辟地，或盘古开天地之前的混乱状态。在古希腊，混沌的含义也与之类似。这样，混沌这一词的含义是原始的混乱和不成形的物质状态、。下面我们将看到，在耗散结构中混沌的含义与上述认识不一样。混沌不一定是原始的，也可能是结果。同时，它貌似混乱，却有规律可循，有它的特殊性。简单地说,李天岩和约克首次给出混沌的数字定义有两点：包括沙可夫斯基次序的周期点和由无理数组成的大量不可数集合。

在上述讨论的基础上，我们改变叠代方程为下列形式

$$x_n = \lambda f(x_{n-1}) \qquad n = 1，2，3，\cdots\cdots \qquad （1.13）$$

仍处于[0，1]区间到[0，1]区间，这时 λ 限制在 0 到 4 之间。因为 $\lambda>4$ 时，把 0.5 放入叠代，其叠代值大于 1，不再处于[0，1]区间。

叠代过程中仍主要研究不动点和周期点，它们都以 ξ 表示。这就是说，当 $f（\xi）=\xi$ 时，ξ 是不动点；当 $f（\xi）\neq\xi$ 时，而 $f[f（\xi）] = \xi$ 时，ξ 为二周期点。实际上，不动点就是 1 周期点。

图 1.6　稳定和不稳定的不动点（梁美灵和王则柯，1996）

叠代过程发现，当 $0 \le \lambda \le 1$ 时，[0，1]区间只有一个不动点 $\xi = 0$。当 $1 \le \lambda \le 3$ 时，$\xi = 0$ 仍是不动点，还有一个不动点$\xi =1-1/\lambda$。既然是叠代，就要看长期叠代的效果。考虑叠代值来自生物或物理系统，常常是近似值。例如，$\frac{1}{2}\sqrt{2}$ 总是换算成 0.707 交给计算机来计算。这样，就可以发现当 $\lambda>1$ 时，0 不动点变得不稳定。例如，当 $\lambda=0$ 时，用 0.001 代替 0 进行叠代，叠代 17 次后变为 0.5，以后停止在 0.5。用 0.0001、0.00001 或 0.000001 进行叠代，也是一样，最后都跑到 0.5。这 0.5 恰好是 $\lambda=2$ 时的另一个不动点。这说明在$\lambda>1$ 时，0 这个不动点是不稳定的，稳定点是$\xi =1-1/\lambda$ 的点。我们可以用 λ值为横轴，ξ值为纵轴，画出不动点的位置（图 1.6）。图 1.6 的实线是稳定不动点的轨迹 。虚线是不稳定不动点的轨迹。

当 $\lambda>3(\lambda_1)$ 时，$\xi =1-1/\lambda$ 这个不动点也变得不稳定，只要数值相差一点，它们就离开不动点，而趋向 2 周期的不动点：0.830 和 0.470。这时，从稳定的 1 周期解（不动点），分解变成两个稳定的 2 周期解，图上出现分叉（图 1.7）。这样，我们从最简单的非线性方程着手，说明动力学的分叉现象。

美国年青的科学家费根鲍姆发现在周期倍增分叉的过程中，随着分叉次数的增加，出现两个等比数列，但是它与通常的等比数列不同，这是渐进的等比数列，有一个极限。更准确地说，这个数列应当称为几何收敛。

表 1.2　$f(x) =\lambda x(1-x)$ 的叠代（梁美灵和王则柯，1996）

m	分叉情况	分叉值	间距比值（$\frac{\lambda_m-\lambda_{m-1}}{\lambda_{m+1}-\lambda_m}$）
1	1 分为 2	3	
2	2 分为 4	3.449489743	4.751466
3	4 分为 8	3.544090359	4.656251
4	8 分为 16	3.564407266	4.668242
5	16 分为 32	3.568759420	4.66874
6	32 分为 64	3.569691610	4.6691
……	……	……	……
∞	周期解→混沌	3.569945972	4.669201609……

. 图 1.7　稳定周期点的轨迹发生分叉（梁美灵和王则柯，1996）

第一个等比数列由Δ_1、Δ_2、Δ_3、……组成，$\Delta_m=\lambda_{m+1}-\lambda_m$表示后分叉点$\lambda_{m+1}$到前一个分叉点$\lambda_m$的间距。比值趋向于一个极限值，称为费根鲍姆 δ 常数。表 1.2 列出以 $f(x)=\lambda x(1-x)$为例所得到的叠代和分叉，以及费根鲍姆 δ常数。

$$\frac{\Delta_m}{\Delta_{m+1}}\to 4.669201609\cdots\cdots \qquad (1.14)$$

第二个等比数列由ε_1、ε_2、ε_3、……组成，ε_m 值表示分叉宽度（图 1.8）。比值也趋向一个极限。这个极限称为费根鲍姆 α常数。

$$\frac{\varepsilon_m}{\varepsilon_{m+1}}\to 2.502907875\cdots\cdots \qquad (1.15)$$

这两个等比数列的发现，使人类对于简单方程的确定性系统是如何走向混沌，有了深刻的认识。实际上，从线性有序走向混沌，整个过程是按照一定的规律进行的。所有的方程，它的分叉都是几何收敛的，都服从费根鲍姆常数。

图 1.8　分叉宽度变化示意图（梁美灵和王则柯，1996）

5.7　远离平衡态热力学和自组织

了解到远离平衡态的动力学分析结果之后，我们可以更深入地理解热力学变化中许多奇特的现象。让我们从最简单的情况开始。一般认为加热时将使分子运动加快，使它们变得更加无序。但是，如果我们用一个含有氢气和和硫化氢气体混合物的容器来作实验。这容器是两个立方体容器，它们之间有一个连通管。如果我们使两个容器保持一个小的温差，它们就不会达到平衡态。较热的容器氢气多，较冷的容器则集中质量较大的硫化氢。这充分说明，如果温差超过一个阈值，相当于系统已越过第一个分叉点，则出现了有序。这有序是自发地从无序状态中不可逆的形成。在这一点上热扩散起了关键的作用。这与肤浅地认为“熵就是无序”的说法，显然是抵触的。加热容器使熵增加，然而分子随机性却减少。热扩散表明，有序的组织可以自发地由无序中形成。

为什么出现这种现象？这势必涉及非线性问题。通俗地说，非线性的意思就是“所得非所望”。在线性关系中数量是成比例的。十个苹果的价钱是一个苹果的十倍。非线性类似于批发，价钱不成比例。买一大箱苹果的平均价格比一个苹果便宜得多。所以，出现了一个重要的观念——“反馈”，即批发折扣的大小倒过来又影响顾客购买的数量。反馈是电子线路上的用语。它把线路上的某个电量，例如电压，回输到前面的线路中。如果该电量过小，电子线路可以自动将其放大。如果该电量过大，可以自动缩小。实际上，现在人们更多地使用反馈来表示信息的回输和能量的回

输等问题。

另一个有意思的非线性的例子是蜂窝状结构的自组织。它是法国 Benard 发现的。1916 年 Rayleigh 加以解释，现在称为 Rayleigh-Benard 流体力学的不稳定性。实验很简单，对夹在两片玻璃之间的薄层液体进行加热，使之产生垂直温差。温差超过阈值后，会形成六角形对流单元组成的蜂窝结构，这种结构使我们想起玄武岩的柱状解理。未达阈值时，热以传导方式进行。超过阈值，对流开始，下边较热液体流向上面较冷部位，由于浮力，热扩散和粘滞力三者耦合形成蜂窝图案。蜂窝结构远比加热前更有组织。其尺度是分子间距离的一亿倍。为了形成蜂窝式的对流单元。无数分子在如此巨大的尺度上同步运行。

如果采用热动力学的描述，六角形对流单元出现的温度是上述的分叉点。在该点系统有两条路可走，分别具有两个相反方向的对流运动。超过分叉点，对流单元出现，但单元旋转方向不能预测。这是微观层次的涨落，经过反馈放大达到宏观层次的结果。也就是说，超过阈值时的涨落，将导致新的有序状态。显然，这是偶然性和决定性之间的出色的相互作用。

对于自组织，微观层次中的涨落是必须的种子。在近平衡态时液体对流很小，作用不大，涨落很快消失。在远离平衡态，非线性性质把微观的对流放大成巨型涨落，形成蜂窝结构。大多数化学家的研究着重于个别分子的运动。这对是平衡态有效的。但它表达不出一个具有自组织介质里的分子和分子之间的信息交流。处于平衡态的冰和水分子之间的影响范围内小于一亿分之一米。而耗散结构相对庞大得多，达到厘米数量级。这类似于全北京市的居民同时在做同一个体操动作。令人惊奇的是，它们在时间和空间上如此同步协调，表现出它们的相干性和整体性。

近年来，已经发现了许多自组织现象，特别是化学振荡，或称化学钟。在美国数学家 Turing 工作的基础上，Prigogine 和他的同事发展了“布鲁塞尔振子”的化学钟。这种模型有坚实的热力学基础，基于第二定律在远离平衡态的运用，满足热力学不稳定性演化的条件，也是容易处理的简单模型。可以在某些化学物质的浓度上，显示持续不断的规则性振荡。

布鲁塞尔振子是一个理想化的模型，反应物 A 和 B，产物 C 和 D，中介物 X 和 Y，化学反应有四步：

1. $A \rightarrow X$
2. $X+B \rightarrow Y+C$
3. $2X+Y \rightarrow 3X$
4. $X \rightarrow D$

非线性反馈出现在第三步，涉及 Y 的自催化。在实验中，A、B、C 和 D 的浓度是给定值。随时间变化的是 X 和 Y 的浓度，它们可以用 X 和 Y 的微分方程来描述。如果设想 X 是红的，Y 是蓝的，结果就很容易描述。当 A 不变，增大 B 值时，达到的稳定平衡态是由红和蓝组成的紫色液体。当 B 的浓度超过阈值，而其它值不变时，该定态变为一个极限环。X 和 Y 的浓度以一个完全确定的周期进行振荡，振荡周期决定于反应速率的动力学条件，以及系统的边界条件，诸如 A 和 B 浓度和温度等。随着 X 和 Y 的浓度的周期变化，溶液一时变红，一时变蓝。极限环在前面我们已经介绍过了（图 1.1）。只是布鲁塞尔振子的极限点，经过一个极点变红，经过另一个极点变蓝。图 1.6 给出布鲁塞尔振子极限环的二维投影（a），随时间的演化（b）和稳定平衡态的定点吸引子（汇）如何变化为极限环吸引子（c）。

图 1.9　极限环行为（柯文尼，1995）

a 二维投影，X 和 Y（分别代表红色和蓝色）的浓度变化；b 极限环时间演化的三维图；

c 从定点吸引子转向极限环吸引子

近年来，已经发现了许多自组织现象，特别是化学振荡，或称化学钟。在讨论布鲁塞尔振子中我们忽略了另一个重要的不可逆过程——扩散，所有物质被假定是均匀分布在反应空间内，这是

一种理想化考虑。微小的涨落总会引起浓度差，造成扩散。扩散后常微分方程变为偏微分的反应——扩散方程。这时的振荡将不止与时间有关，而是与时间和空间有关，显示为周期通过该系统的 X 和 Y 浓度的化学波。即出现像海浪一样的红色或蓝色的波纹，而不是整体变红或变蓝。

类似的化学钟有苏联的贝鲁索夫—扎勃廷斯基反应，也称 BZ 反应。它除了颜色变化之外，还显示出典型的分形特征。在多年埋没之后，1979 年世界各地科学家为此项工作写出推荐书，1980 年他们两个人和另外三个人获列宁奖金。之后，美国俄勒岗大学的一个小组，提炼和改进 BZ 反应，被人称为“俄勒岗振子”。相继出现的化学钟还有日本京都的“K 模型”美国印地安纳大学的“IU 振子”和“泡沫振子”。BZ 反应的另一个不清楚的特征，是它具有“可激发性”。这是指在某种刺激作用下，例如光的照射，图案出现了，否则介质是完全平静的。在生物界的自组织现象更多，例如，粘虫聚集、DNA 和 RNA 的复制等。

5.8　奇异吸引子

我们已经介绍了两种吸引子。平衡态的定点吸引子和第一个分叉点后的极限环吸引子。现在来讨论第三种吸引子。它是描述混沌的奇异吸引子，也称混沌吸引子。奇异吸引子描述湍流、天气、以至于心律不齐、早搏等问题。奇异吸引子否定了时间演化中任何的长期规则或可预言性。处于奇异吸引子状态时，它的颜色变红或变蓝是随机的，无规律可循。

奇异吸引子与前两种吸引子相同，它是稳定的，代表系统的可驻留的状态，也是时间之箭的目标。但是它有两个特点是与前两种吸引子完全不同，一是对初始条件极端敏感，它的长期行为和初始的精微细节有关；二是奇异吸引子是一个分形体。前两种吸引子的维数是 0，1，2，……等；而奇异吸引子的维数是分数，故称分数维，或分维。

1919 年德国数学家 Hausdoff（豪斯多夫）提出分数维概念。数年后，Besicovitch（贝锡柯维支）进行实质性推广，运用来描述高度不规则物体。Hausdoff 用下式来定义这种物体的维数 D:

$$D=\lg N-\lg(1/f) \qquad (1.16)$$

式中 N 是初始图形在每一步骤所产生的复制品数，f 是比例系数。

分形（Fractal）一词是 1973 年数学家 Mandelbrot（曼德尔布罗特）首次提出。Fractal 从拉丁文演变而来，原意是不规则或碎片。分形又称分形几何学。分形在自然界中极为常见。例如，海岸线形状、地震、水系、雪花、星云分布、气候变化、股票起伏等。分形是研究自然界中没有特征长度，而又具有自相似性的形状和现象。它的自相似特征可以用幂函数的指数 D，即分形的维数（分维）表示。

Mandelbrot 大大提高了用分形在描述自然物体中的重要意义。他认为：理解和表征分形物体的钥匙是“维”。 如果某图形是由把整体缩小 1 / a 的 b 个相似形所组成，由于

$$b=a^{D} \qquad (1.17)$$

则相似性维数 D（分维）的关系式为

$$D=\log b / \log a \qquad (1.18)$$

除 D 之外，常用的分维表示还有为 Hausdorff 分维和 Kolmogorov 分维。前者用可数整数的不等园小球复盖的包复形态来定义，称为 D_H；后者用可数整数的等圆小球复盖的包复形态来定义，称为 D_C。两者均为容量维数。

虽然，Mandelbrot 用分形描述自然物体。但是，公正地说，大自然一般没有严格的分形物体，仅仅是对自然物体的理想近似。当然，这也是数学的基本特征。Einstein 认为：“说数学命题表示现实，它们不是确定无疑的；说它们是确定无疑的，它们并不表示现实。”正如 Rossell（罗素）所说：“认识上也好，物理上也好，离开了描绘，就无所谓模糊，也无所谓精确。凡事物都是自在之物，描述则有它的限度。”

成秋明推进了多重分形（multifractal）理论，并用于矿床、地球化学和遥感等领域。Chen 等（1999）讨论各向异性分形网（fracture network）用以模拟各向异性多孔介质中的流体流动特征。

图 1.7 说明了奇异吸引子形成的途径，经过第一个分叉点，出现了 2 周期，随后周期加倍，出现 4，8，16，……周期，到达λ_c，化学钟解体，进入无周期的混沌状态。周期变成无穷大，系统中的现象层出不穷，永不重复，陷入奇异吸引子之中。

1963 年英国气象学家 Lorenz（洛仑兹）在天气预报中，使用计算机来计算他设计的大气模型。他发现初始条件的极其微小的改变，即在计算中去掉了六位小数后的三位，与未去掉的计算相比，虽然开始相近，随后却逐渐分道扬镳，毫无相像之处。这将使天气预报结果产生极大的变化，。这就是著名的“蝴蝶效应”（图 1.10）。蝴蝶效应生动地说明，初始条件极其微小的改变所导致的结果。正像亚马孙森林里的一支蝴蝶搧动一下翅膀，过了一个月以后，它引起席卷西印度群岛的暴风雨。由于 Lorenz 的发现，奇异吸引子被称为 Lorenz 吸引子（图 1.11）。

图 1.10　　蝴蝶效应：两条曲线的初始条件仅相差 0.0001（斯图尔特，1995）

为什么初始条件的微小变化会导致这么大的差别？我们可以回想动力学讨论时在[0，1]区间的周期点，在这样小的区间排列着所有自然数总和的周期点，这已经是够密的。在 3 周期点旁边可能是 18976 周期点，踏错一点，可能就从 3 周期变成 18976 周期；而在周期点之间还存在着更多更密的不可数的无理数，如果进入无理数，那可真是“百劫不回”，永远不能返回。计算机处理数据尚且发生这么多问题，现实生活中情况的细微变化更多。看来，“失之毫厘，差之千里”确实是混沌现象的真实写照。

图 1.11　　洛仑兹吸引子（斯图尔特，1995）

5.9　耗散结构的启示

非线性动力学和非平衡热力学的成就，深刻地影响着 20 世纪的科学，并对时间给予一个深奥的重新评价。非线性方程向我们表明，热力学能够解释线性的时间，也能解释循环的时间。非线性方程中包含着秩序和混沌，而混沌却是自组织的一种不守规矩的行为。分别以热力学和动力学描述的不可逆性和可逆性，正如一个硬币的两面。Prigogine 认为：“不可逆性不是对动力学规律的某种附加近似，而是把动力学置于一个更为庞大的形式体系之中。可以预期，一个具有时间之箭的统一的热力学和动力学将是我们认识自然的科学性所必须的”。

耗散结构的发现标志着一个科学时代的结束。过去，西方科学以注重逻辑、分析、抽象、批判为其传统。正如 Prigogine 所指出的：“我们对自然的看法正经历着一个更根本性的转变，即转向多重性、暂时性和复杂性。长期以来，西方科学家被一种机械论的世界观统治着。按照这种观点，世界就像是一个庞大的自动机。而今天，我们认识到我们是生活在一个多元论的世界之中。确有不少现象在我们看来是决定的和可逆的，……。但是，也有许多不可逆的过程，他们涉及时间的方向性”（普里戈金，1987）。

Prigogine 严肃地批判过去西方科学的思想。他说：“正如李约瑟所强调的那样，西方思想总是在两个世界之间摆动，一个是被看作是自动机的世界，另一个是上帝统治着宇宙的神学世界。李约瑟把这称为典型的‘欧洲痴呆病’。事实上，这两种观点是联在一起的。自动机需要一个外部的上帝”。他说：“我们的科学遗产包括两个至今尚未得到答案的基本问题。一个问题是从无序到有序的关系，第二个问题是更为基本的问题：经典物理学把世界描绘成可逆的和静态的世界。这是没有进化的理论”。

对于地质学而言，演化或者说进化是必然的，不可逆性是决定性的，是地质历史的主流。显然，这是可供耗散结构理论驰骋的广阔天地。只是由于地质学所面对的研究对象是地球，比物理或化学的研究对象远为复杂，使其工作难度更大。所以，目前应用耗散结构理论研究地质问题，仍处于初创阶段。例如，李如生（1984）等研究矿物中的有序现象。Huppert 和 Sparks （1984）研究岩

浆房演化中的对流和结晶作用。Ortoleva 等（1982）等讨论变质作用的层理、条带结构和混合岩化作用。Ortoleva （1984）等探讨沉积和风化中经常出现的 Liesegang 环带的成因。Ortoleva 等（1987）等阐述了成岩作用时地球化学过程中的自组织。更为重要的是，於崇文及其合作者对成矿地球化学的研究, 取得相当大的成就。而王江海等（1993）综述地质过程中许多非平衡自组织现象。

刘式达和刘式适（1990；1997）运用耗散结构理论提出地球科学三个特征。一是无特征尺度性：地球系统具有跨度很宽的时空尺度，达 10^9 以上，体现为地球系统中的分形现象。在地球系统中，很多物理量，例如，海岸线是随尺度变化的，但存在随尺度变化而不变的不变量，分数维就是不变量中的一个。无特征尺度系统中随尺度变化的不变性，称为标度对称性。地震震级 M 与地震频数 N 之间的著名的 Gutenberg-Richter 经验公式：

$$\lg N = a - bM \qquad (1.19)$$

式中 b 是不变量。目前，子波（wavelet）变换是寻找不变量的较好方法。

二是非线性：地球系统的各子系统表现为相互作用又相互制约、相互调整。作为一个耗散体系，人们常常不关心其短暂变化，而更关切其长期演化的结果。这结果即上述的吸引子：平衡态吸引子、周期（极限环）吸引子、拟周期吸引子和奇异吸引子。在 d 维相空间中，可以用 Lyapunov 指数的符号来区分上述的四种吸引子。

三是非周期性：地球系统的演化几乎无重复性。例如，地震、太阳黑子和 El Nino 现象等。已经证明，在线性系统中周期性输入可以引起周期性输出，而在非线性系统中其输出则常常出现倍频或分频的次谐波，甚至非周期性的混沌。

6 板块构造理论

科学史学家 Cohen 把板块构造学说列为 20 世纪的三大科学革命之一。他同时指出，Bacon（培根）、Humboldt（洪堡）和 Suess（徐士）未提出大陆漂移的思想；而地理学家 Snider-Pellegrini（斯奈德—佩雷格里尼）、地质学家 Taylor（泰勒）和 Baker（贝克尔）对大陆漂移思想有贡献，但均未引起地质学界的注意。

6.1 大陆漂移假说

大陆漂移假说的创建者 Wegener（魏格纳）是天文学家和气象学家，有气象学和地球物理学教授职称。他长期在格陵兰进行气象考察，1930 年在探险中献出生命。按照曾与 Wegener 一起考察的 Koch 的说法，大陆漂移思想是他在观察海水中冰层分解时形成的。但魏格纳自己说，大约在 1910 年圣诞节期间，他在观察世界地图时，突然被大西洋两侧的海岸线极度相似和吻合所震惊。这启发了他思考大陆横向运动的可能性。但他并未认真对待这一思想。次年，他偶然看到一篇叙述非州和巴西古生代地层中动物相似性的论文摘要。在文摘中相似性是用“陆桥”来解释的。但 Wegener 不同意“陆桥”假设，他重新挖掘出大陆漂移的思想，使之上升为科学假说。在 1912 年的地质会议上他发表两篇论文。1915 年发表《Die Entsprung der kontinente und Ozeane》（大陆和海洋的起源）一书中列举出有关证据。

Wegener 认为大陆由较轻的和刚性的硅铝层组成，它漂浮在较重的粘性的硅镁层洋底之上。硅铝层曾覆盖着整个地球，随后由于皱缩使其面积减少，厚度增大，在古生代末和中生代初演变成一个联合古陆（泛大陆），相应的有一个泛大洋。中生代开始，特别是侏罗纪时，整个大陆裂开，解体，水平位移。形成今日的海陆格局，产生大西洋和印度洋，泛大洋缩小为太平洋。他提出漂移有两个趋势，一是两极向赤道移动，如南极大陆的分离；另一趋势是向西漂移，如美国西部，形成西部科迪勒拉山系和安第斯山系，东部脱落形成岛弧。他认为漂移的动力是重力和地球自转离心力，而向西漂移是太阳和月亮对地球的引力所产生的潮汐力引起。

此外，Wegener 列举了大量事实来证实大陆漂移。之后，许多学者又补充了各方面的事实。它们包括：大陆边缘几何形态的拼合（图 1.12）、地质构造的连结、岩石建造和特征地层的证据、古生物学的证据、古气候的证据和和矿带的连续等。

Wegener 的假说观点新颖，曾经盛极一时。他的《大陆和海洋的起源》一书于 1920，1922，1929 年出版修订本，并被译成英、法、西班牙和俄文。但是，硅镁层是刚性的，硅铝层大陆难以在其上漂移。20 年代对此展开了全球性的激烈论战。传统的海陆固定论势力强大，在地质学和地球物理学权威的极力反对下，大陆漂移说逐渐衰落。

Cohen（1992）在描述这段历史时记述大量事实。1926 年美国石油地质学协会召开讨论大陆漂移的会议。除 Wegener 和 Taylor 之外，有 11 人与会。有支持的，有持怀疑态度；而 Willis、Chamberlin、John 和 Berry 提出反对证据，并且故意用一套伪科学和错误的方法为自己辩护。这种充满仇视和恶意的情绪耐人寻味。显然，Wegener 受到地球科学传统势力的正面反击。

Cohen 综述了这段历史，他说：科学史上有一种不幸的现象，就是往往通过对新理论的提出者进行怀有偏见的指责，……不仅 Wegener 的方法受到攻击，而且因为他没有文凭，是德国气象学家，不是地质学家，而被拒绝参加地质学会议。这些学者说：“一个门外汉把他掌握的事实从一个学科，移植到另一个学科，显然不会获得正确的结果”。“竟敢涉及他没有第一手知识的领域”。Wegener 的学说受到冷嘲热讽。看来，科学史中的这种不幸现象仍在继续。美国天文学家 Gold 提出了地幔的无机油气假说。杜乐天教授在谈到 Gold 给他的信中说，Gold 提到某些人反对他的理论，并对他进行人身攻击，使他很伤心。显然，阿 Q 的精神胜利法在科学界也是颇有市场的。

图 1.12　美洲东海岸大陆架边缘沿球面
与欧洲、非洲西海岸大陆架的拟合（Bullard，1969）

20 世纪 30～40 年代只有少数学者支持大陆漂移说。Daly 在 1926 年出版的《我们这个运动的地球》的书名页上，写下了“Eppur si Muove”，即“然而它确实运动着”。这是 Galileo 被迫放弃 Copernicus（哥白尼）地动说时所说的带有辩解意味的话。只有（阿岗德）、（托伊特）和（霍尔姆斯）一直支持这一学说。托伊特提出古生代不是一个联合古陆，而是两个大陆。霍尔姆斯提出，地球内部的放射性元素和重力驱动下的地幔对流，使大陆随之漂移等重要观点。

托伊特把反对 Wegener 假说的原因归结为两个因素：缺乏令人满意的产生漂移的力学机制和顽固的保守主义。他认为后者是整个地质学史的一个特点。

更有意思的是，虽然大陆漂移被冷落的客观原因是由于“缺乏漂移的力学机制”。但板块构造理论兴起和获得和广泛承认时，仍然“缺乏漂移的力学机制”。更有甚者，板块构造理论创立已经三十多年，“缺乏漂移的力学机制”仍然是板块构造理论的主要难题。这段历史又告诉我们什么呢？

历经磨难之后，潜伏了二十多年的大陆漂移假说，在 50 年代后期，经过古地磁、海底扩张、发展到板块构造理论，终于成为地质学研究的主流。

6.2　古地磁学

古地磁学通过古代岩石保留的磁性来确定岩石形成时古地磁的磁极和磁纬度。由于岩石在形成过程中受地球磁场的作用而磁化，使之具有磁性。岩石磁性反映当时的地磁场特征，包括磁极和磁纬度，叫做剩余磁性。岩石剩余磁性有三种形成方式：① 热剩余磁性：岩浆矿物形成时，温度下降到居里点以下，铁磁性矿物按地磁场方向定向排列；② 沉积剩余磁性：沉积岩中含的铁磁性矿物碎屑在沉积中趋向于按地磁场方向排列，成岩作用固化后，形成剩余磁性；③ 化学剩余磁性：常温磁性物质在化学变化，相变或结晶等过程，获得磁化信息。剩余磁性是比较稳定的，但超过居里点的高温、以及变质作用和化学变化会影响剩余磁性。

目前地磁极和地球旋转极，或者说地理极相交 11.5°。过去地磁极的位置是变化的，并有周期

性。但是，20Ma 以来地磁极和地理极位置很接近。同时，同一个大陆上同一地质时代的岩石剩余磁性得到的地磁极位置是一致的。而同一地质时代对不同大陆测定的古地磁极却不相同，由于同一时期不可能有多个不同的南极和北极。这只有一个可能，即磁极没有变化，而是各大陆在不断的移动。对此，1956 年澳大利亚 Irving（埃尔温）根据古地磁测定结果，倾向于各大陆间有漂移。

岩石磁性研究的另一个重要成果是地磁极性反转。1906 年布容发现反向磁化现象。之后的研究表明，岩石反向磁化现象主要由地磁场极性反转所造成。这对于证实海底扩张是十分重要的。

6.3 海底扩张假说

海底扩张假说是 Dietz（1961）和 Hess（1962）提出的。海底扩张假说主要依据洋中脊的研究，特别洋中脊的高热流值，说明洋中脊下面存在着巨大的地幔热对流体。正是这个地幔热对流体控制着洋底的构造。洋中脊是热对流的上升区，地幔物质上涌形成新的岩石圈，随后，新生岩石圈推挤老的岩石圈，使之随软流圈进行侧向运动，不断地从洋中脊向两侧运动。海沟是地幔热对流的下降区，岩石圈在海沟处消亡于地幔之中。洋壳就是这样不断生长，不断消亡。海底扩张假说解释了洋层Ⅲ具有比较均一的厚度、洋中脊处的 P_n 波速变化、洋壳年龄、洋中脊上的沉积物超复等过去难以理解的现象。

Mason 和 Raff（1961）发现海底地磁的线状异常。其特征是条带状，正反向地磁条带相间，每一条带宽度仅 20～30 公里，长达上百到数千公里，异常磁感应强度 4×10^{-7}T 左右，平行于洋中脊，有明显定向性。Vine 和 Matthews（1963）提出，在海底扩张时喷出的玄武岩受地球磁场的作用而磁化；地球磁场的正反向变化形成正反向磁化的玄武岩。由于海底扩张使两侧玄武岩向外推移，所以，洋中脊两侧玄武岩磁化条带应该是对称的。随后，科学家对深海沉积岩和三大洋的磁异常研究都证实了 Vine 和 Matthews 的理论。至此，海底扩张已被地质学界所承认。

根据海底磁条带，Heirtzler 等（1968）等建立洋底地磁极性年表。从深海钻探和海洋考察得出地球各洋底磁异常的年代图，并且算出各洋底的扩张速度。磁异常的测定表明，三大洋的最老年龄在 2 亿年之内。

6.4 转换断裂

大洋研究发现了一种特殊的断裂带——转换断裂（transform fault）。转换断裂（图 1.10）是横切各大洋洋中脊的断裂带，断裂长而平直，长达数百到数千公里，宽数十公里；横剖面为狭窄的海槽与两侧不对称的海脊，两壁陡峻。它两侧的洋中脊轴和磁异常带的水平错距可达数百公里。断裂深度很大，至少切穿洋壳。按传统地质来看，这是平移断裂。Wilson（1965）从海底扩张观点出发，考虑它切开洋中脊的特点，命名为转换断裂。转换是指运动方式或构造带类型的转换。转换断裂是位移突然中止或改变形式和方向的平移断裂。具体地说，沿转换断裂的水平剪切运动，在转换点突然中止，并转变为拉张的洋中脊、裂谷带、或转变为挤压的海沟或造山带。从图 1.13 可以看出，转换断裂只发生在断裂两侧的洋中脊之间的地段，其他地段断裂两侧的运动方向一致，都是向外运动。同时，转换断裂的水平剪切方向（图上为右旋的），与断裂两侧洋中脊之间所显示的错开方向（图上为左旋的）正好相反。

20 世纪 60 年代中期大多数地球物理学家都同意地壳、包括岩石圈是刚性体，其下有个塑性的软流圈。刚性体在软流圈上运动，导致海底扩张。洋壳沿海沟向下俯冲，产生地震、火山等。板块理论已处于瓜熟蒂落状态。1965 年 Wilson 提出板块（plate）术语。之后， McKenzie 和 Parker（1967）等提出板块构造假说。

图 1.13 转换断裂（左）与平移断裂（右）的比较（Wilson，1965）

6.5 板块构造假说

通常认为，板块是地球表层岩石圈被超岩石圈断裂分割成的大小不等的较为刚性的片体。板块呈球面状，面积可达数百至上亿平方公里，厚度仅数百公里左右。板块构造（plate tectonics）则

是指各板块间的相互运动过程及其所形成的地质构造。板块本身变形较小，板块下存在塑性大、易流动的软流圈，是板块能够运动的物质基础，而软流圈中的物质沿水平方向的热对流则是板块能够运动的根本原因。板块构造理论认为：岩石圈板块的相互作用是引起地球表面上构造活动的重要原因。板块相互作用主要出现于它们的边缘部分，或相互离散、增生、或聚合、消亡。板块边缘都是构造活动带，往往也是地震活动带。

根据地震、地质和地球物理资料，Le Pichon（1968）把全球划分为六个大板块，随后又把美洲板块分为两个，成为七大板块：欧亚板块、北美板块、南美板块、非洲板块、太平洋板块、印度——澳洲板块和南极洲板块（图 1.14）。以后又确定了东南亚板块、菲律宾板块、阿拉伯板块、伊朗板块、可可（Cocos）板块、加勒比板块等中型板块，以及土耳其、爱琴海等小板块。从 1967 年开始，首先用拼块理论阐明了太平洋块体和北美块体之间的运动；发展到用 20 个刚性板块的相对转动表示全球的地表运动；之后许多学者进行板块运动模型的拼合研究，使模拟结果与实测值差别在±3mm／a 以内。

板块经常处于运动状态，大洋板块的扩张推动大陆板块分离，大陆岩石圈板块表现为平移和旋转运动。大板块本身并非完全固定不变，其内部沿缝合线常发生变形，将大板块分割成若干次级板块，缝合线多是古老的大断裂。

图 1.14　主要板块及其相对于热点的位移矢量，箭头比例于板块速度（Park，1988）

Af：非洲板块；An：南极板块；Ar：阿拉伯板块；Ca：Canbbean 板块；Ch：中国板块；Co：Cocos 板块；E：欧洲板块；I：印度板块；NA：北美洲板块；Na：Nazca 板块；Pa：太平洋板块；Pe：Persian 板块；Ph：菲律宾板块；SA：南美洲板块；So：索马里板块

板块之间会发生重组。例如，在泥盆纪许多大陆板块形成两个主要联合古陆。冈瓦纳古陆包括南美洲、非洲、印度、澳洲和南极洲板块。劳亚古陆则由北美洲、格陵兰和东欧板块组成。两个联合古陆之间由特提斯海分开。周围散布着其他小板块的古陆。太平洋是古生代末泛大洋（古太平洋）缩小后的产物。中生代时太平洋有四个古板块：太平洋板块、库拉板块、法拉隆板块和菲尼克斯板块。太平洋板块曾处于南半球，当时面积不大。中生代以来，库拉板块向北俯冲于日本、千岛群岛和阿留申群岛之下；法拉隆板块向北俯冲于北美洲和中美之下，残留部分很小；菲尼克斯板块俯冲于南美洲之下。随着三个大洋板块的消灭，太平洋板块的面积增大，并向北推移。大西洋和印度洋形成较晚。侏罗纪期间沿北美洲和非洲西北缘，北大西洋首先张开成狭窄水道。南大西洋初始裂谷虽然形成较早，但海底扩张始于早白垩世，先从南边张开，形成南大西洋；继而形成南北贯通的大西洋。同时，北美洲和欧洲分开。印度洋是一个年轻的大洋。冈瓦纳古陆在晚三叠世到早侏罗世，包括南美洲和非洲的西冈瓦纳古陆与包括印度、澳洲和南极洲的东冈瓦纳古陆分开。白垩纪初印度洋开始出现，这可能与南大西洋的开启同时发生。始新世初（约 53Ma 年前）澳洲与南极洲分裂，澳洲向北漂移。随之，印度与亚洲碰撞，喜马拉雅山形成。

从板块的变化可以看出，大洋板块生长，然后走向消亡。大陆虽有分合，却一直存在。最根本的原因是大陆板块的密度低于洋壳，这使大陆难以下沉，类似于炼钢时上浮的熔渣。

板块之间的边界是全球构造中最活跃的地带。巨型的板块边界常常被强烈的地震和岩浆活动带所标定，例如从美国加州、阿拉斯加到阿留申群岛，再经日本到菲律宾和新西兰的环太平洋区，就是世界上一系列强烈火山与地震活动最频繁的地带之一，这个活动带恰是太平洋板块和其他板块的接触边界。按运动速度矢量和边界走向的几何关系，可将板块边界分为离散边界、聚合边界和转换边界三种基本类型（表 1.3）。

表 1.3　板块边界的类型（刘肇昌，1985）

类型	运动方向	应力状态	地震	岩石圈演化中的作用	两侧板块的地壳性质	构造带实例	
离散型	垂的直背于离边运界动	拉张	浅震，正断裂型	大陆岩石圈分裂，大洋岩石圈生长	陆壳-陆壳	裂谷带	大陆裂谷带（东非裂谷带）
					洋壳-洋壳		大洋裂谷带（洋中脊）
聚合型	垂的直相于向边运界动	挤压	浅、中、深震，冲断裂型，并随深度变化	大洋岩石圈消亡，大陆岩石圈生长	洋壳-洋壳	俯冲带	洋内弧沟系（岛弧型）
					陆壳-洋壳		陆缘弧沟系（安第斯型）
					陆壳（过渡壳）-陆壳		碰撞带（喜马拉雅山和阿尔卑斯山）
转换型	平的行走于滑边运界动	剪切	浅震，走滑断裂型	不生长，不消亡	各种类型	转换断裂（圣安列斯断裂等）	

（1） 离散边界（divergent bounbary）：两侧板块垂直于边界线作相背运动，使板块向两侧分离。其应力状态是拉张的。例如，大洋中脊和大陆的裂谷。大陆裂谷使大陆板块分裂，进而演变成大洋裂谷，在大洋裂谷中呈现大洋板块增生。

（2） 聚合边界（convergent bounbary）：两侧板块垂直于边界线作相向运动。边界处于挤压应力状态。沿聚合边界地壳强烈构造变形，伴有大量岩浆活动。聚合边界有两种基本类型。一种以俯冲作用为主。另一种以碰撞作用为主。大洋板块与大陆板块或另一个较小的大洋板块相互聚合时，因为洋壳板块密度较大，使之下沉、俯冲和消亡在陆壳板块或较小的洋壳板块之下。该俯冲边界被称为俯冲带、消亡带或消减带（subduction zone）。俯冲作用使大洋板块消亡在地幔深处，并形成地球表面巨大的海沟、火山岛弧和弧后盆地复杂构造产物。当二侧边界都是陆壳板块，或陆壳板块与岛弧板块相互聚合时，板块难以俯冲到另一个板块之下的地幔中，两个板块产生强烈碰撞，称为碰撞带（collision zone）。它使两个板块缝合到一起，故也称缝合带（suture zone）。碰撞作用产生的巨大压力常将地壳岩块向上推挤变形，产生褶皱推覆和断裂，使地壳缩短增厚，伴有广泛的区域变质和岩浆侵入，构成宏伟的褶皱山系。例如，喜马拉雅山和阿尔卑斯山。

（3） 转换边界（transform bounbary）：由转换断裂构成的板块边界，边界呈剪切应力状态。转换断裂的走滑平移，驱使二个板块彼此滑移摩擦而不相互碰憧，产生强烈地震带。例如，举世闻名的美国加州圣安得烈斯断层引发的周期性地震带。

除了上述三种基本类型外，常有许多过渡类型。同时，边界的性质可随时空变化而改变。例如，在太平洋板块和北美板块边界，在三千万年前是聚合边界，三千万年后则大部为转换边界。同时，同一时代在边界上的不同地点可以具有不同类型的边界特征。

应当把目前存在的大陆边缘与板块边界加以区分。根据与板块边界的关系可以把大陆边缘分为两类：大西洋型和太平洋型。大西洋型也称被动大陆边缘（passive continental margin），大陆边缘在陆壳和洋壳的过渡地带上，与板块边界不吻合，陆壳与洋壳间没有明显的相对运动。太平洋型又称主动大陆边缘或活动大陆边缘（active continental margin）。大陆边缘与板块边界吻合，有明显聚合运动。

板块的俯冲边界常是海沟、岩浆弧与贝尼奥夫带三者的紧密共生。Dickinson（1981）将俯冲带

分为陆缘弧沟系和洋内弧沟系。陆缘弧沟系是大洋板块俯冲到大陆板块下，岩浆弧和弧后区都是陆壳。陆壳表现为陆地或浅海，弧后应力是挤压和中性的（如安第斯山）。洋内弧沟系是大洋板块间的俯冲，弧后为洋壳，岩浆弧的地壳是过渡型的。其中迁移型的洋内弧沟系在弧后有明显的扩张（如马里亚纳），而稳定型的洋内弧沟系则无弧后扩张（如阿留申）。日本岛的弧后区是洋壳，但岛弧由陆壳构成，它是大洋板块俯冲，使大陆板块分裂，导致弧后扩张而形成的，叫做分离型洋内弧。

板块构造理论触发一场地球科学革命，目前已深入到地学的各个领域。地学家以及科学史家都把 Wegener 开创的科学革命比作 Copernicus 革命。两者有一点是相似的：地球科学革命的内容已与 Wegener 最初的理论相差甚远，而 Kepler、Galileo 和 Newdon 建立的新世界体系中，Copernicus 开创的理论也所剩无多。正如天文学革命在 Copernicus 著作 1543 年发表后半个多世纪才到来一样，地球科学革命也在 Wegener 最初的论文发表五十年后得以发生。与 Copernicus 革命不谋而合的是，20 世纪 60 年代的地球科学革命并未全盘接受 Wegener 最初的理论，只是体现 Wegener 学说的基本思想，即在地球演化史上，大陆并非永恒固定在现今位置上。他的主要贡献是首次提出大陆运动的思想。对此，Cohen（1986）给以极高的评价。但他最后说：“只是由于完全缺乏意识形态成分，这场革命才显得不那么壮观”。

第四节　科学创新

科学活动本身是创造新知识的活动。为什么还要谈科学创新？因为许多人在选题、实验和理性思维中常常忘记了它，到写论文时才想起来。因为有人只注意自己当前从事的狭窄学科领域，跟不上学科发展的主流。甚至只埋头实践，却与重大发现失之交臂。因为有些人只满足于别人未深入工作过的地区，未报导的现象；而未能从整体上来认识它的意义。更重要的是，在教育中往往缺乏对科研人员进行创新意识的培养。在南京的一个国际教育研讨会上，美国西北理工大学校长谢佐齐博士在接受采访时谈到：中国目前教育方法非常严谨，有严密的、逻辑性的和丰富的知识性；用这种方法培养出来的学生逻辑思维能力很强，但解决具体问题的能力比较弱。特别明显的是普遍缺少创意精神。……应增加一些开放式的交流式的内容，从而提高学生的创意精神和运用知识的能力。

创新被认为是人类最重要的活动，是高度复杂的过程，对象千变万化，难以规范化和控制。所以，创新是无法教的。有鉴于此，人们提出打破规则、突破界限、集思广益、逆向思维、横向思考、交叉思维、多维组合、随机激励等各种创新的方法。这些方法的共同设想是：只要打破规则和范式、增强随意性，就能够增加创新的概率。但是，遵循上述方法的往往并不一定更能解决问题。

当然，随意性有其重要价值，历史上一些最伟大的发明创造就是很偶然的，是不可模仿的“创造的火花”。但是，对于大多数创造性任务来说，随意性往往是无效的、甚至是有害的。实际上，各种创造过程都遵循着普遍的规则，具有普适的结构（例如关系结构）。显然，规则和结构可以大大激发人们的创造性。但是，人们在创造过程中，却很少自觉采纳这些规则。事实上，在 20 世纪，人们已经有意无意地在语言学、人类学、管理学、心理学、人工智能学等许多学科中，应用和发展着关系结构。为了推动科学创新，我们将对 20 世纪以来科学革命进行认识和总结，提出一些值得注意的规则。

1　科学创新之一

1.1　批判旧理论体系的内在逻辑矛盾

自然科学理论体系的革新沿着两个互相独立又互相依赖的方向行进。一个方向是发现并解决新的实验事实与旧的理论体系之间的矛盾。在经典物理学的革命中，诸如 Maxwell、Michclson、Lorentz、Rayleigh 和 Planck 等人基本是沿着这一方向前进的。另一个方向则着眼于揭示和批判旧

理论体系的内在逻辑矛盾，从而推进新理论的发展。在经典物理学的变化中，Mach 和 Poincare 是这一潮流的重要代表人物。

为了发动对经典物理学的革命，培育担负革命重任的物理学大师，关键的是思想准备。从某种意义上说，这种思想准备比新的实验事实对于发动科学革命更为重要。而传统思维模式常常是科学家“作茧自缚”的最大的思想障碍。

正是在这一点上，Mach 有着卓越的贡献。1883 年 Mach 出版了《力学及其发展的批判历史概论》，之后八次再版。此书揭开了经典物理学革命的序幕，为物理学革命作了思想理论准备，从而哺育了整整一代革命的物理学家。Einstein 说：“Mach 的伟大在于他的坚定的怀疑主义和独立性”。Mach 以其深邃的批判揭露经典物理学的内在矛盾。特别是对 Newdon 力学中绝对时间和绝对空间、绝对运动和惯性观念的批判。更有意义地是，Mach 早已觉察到经典物理学的另一个基本逻辑矛盾，这也是目前物理学尚未解决的基本矛盾——场与粒子的矛盾，或者更抽象地说，连续性与非连续性的矛盾。

在认识和总结相对论和量子理论的科学革命事件的历史经验中，我们必须提到 Poper（波普尔）和他的批判理性主义，或称证伪主义。Poper 出生于奥地利，1928 年获哲学博士学位，二次世界大战后加入英国国籍，1965 年获爵士称号。主要论著有《科学发现的逻辑》、《猜想与反驳：科学知识的增长》、《客观知识：一个进化论的研究》等。

在理论的更新上，Poper 强调：“批判的态度，它是一种最好的科学活动的象征”，他认为理论应当受到“包括实验在内的无情批判的支配”。 Poper 特别推崇的是，“Einstein 对他自己的理论具有高度的批判精神。这不仅表现在他试图发现并指出它们的局限性，而且也表现在他对所提出的每一个理论都试图找出，这一理论将在什么条件下被实验所驳倒。并把这些实验看作对他的理论的判决”。

Poper 的科学观，是“以批判态度为最重要的特征”。他提出：“我们可以把批判态度看作是科学态度，把教条态度看做我们所说的伪科学态度”。

Poper 是从一个科学家的良知来对待科学批判活动。他说：“人之所以成为科学家，并不是由于他占有知识，驳不倒的真理，而由于他对真理的持续的、不顾一切的批判的探求”。更令人感动的是，Poper 在为我国 1987 年出版的 Poper《科学知识进化论》所写的前言中说：“我从未到过中国。……这个经历使我还不足以判断下面的事情是不是真的：中国流行的生活态度都认为犯错误是丢面子的。如果这是真的，根据我对科学的看法就要求改变这种态度。甚至应代之另一种相反的态度。如果有人发现了你坚持一种错误的看法，应当对此表示感谢；对于批评你的错误想法的人，你也应当表示感谢，因为就会导致改正错误，从而使我们更接近真理”。“当然，科学家个人总是想证实自己的理论，不想驳倒它。从科学进步的观点看来，这种愿望很容易使他误入歧途”）。对此，Poper 引用伯纳德的话：“谁要是过分相信自己的思想，谁就不大可能有所发现”。

所以，我们要保持旺盛的科学活力，首先是要保持科学的批判精神。既然科学的发展可以归结为新理论不断代替旧理论的理性活动，理性的批判就成为推动科学进步的最重要的因素。科学的精神是批判，是依靠事实、依靠人的理性思维和创造活动进行的批判。批判旧理论的核心和本质缺陷，将为新理论的产生指明了方向；而在常规科学时间对传统范式理论的批判，也将使理论更趋完美。

科学的批判态度表现于对当前学科中前沿和热点问题的领悟，更表现于对学科中下一步问题的感知。人们可以从文献调研中认出当前的学科热点，但对热点的理解上，所能达到的理性深度，既受该学者本人对传统学科的范式基础所支持，又受到该范式理论的束缚。能否摆脱传统思想，推动学科进步，取决于科学家的个人素质，更取决于他的批判精神。这正是孟子所说的：“尽信书不如无书”。

为什么我们这样强调在科学创新中批判的作用？应当认识到，目前我们掌握的各种重要理论都不是最终的绝对真理。所以，就像 Poper 所说的：“科学是由尝试性的、假设性的、猜测的理论所

组成，这是科学的基本原理”。“甚至像 Newdon 的万有引力理论或 Fresnel（菲涅耳）光学理论这样得到充分证实的科学理论，也正如 Einstein 所表明的那样，可以被推翻或纠正。所以，即使是那些得到充分证实的科学理论总归还是一种假说，一种猜测。认识这个事实，能够并且应该对每个人自己的科学工作具有突出的重要性”。即使是对 Einstein 的研究成果当然也是这样。正像 Einstein 本人一样，他从来不满足于它所提出的任何理论。他总是试图探索其弱点，为的是找出理论的局限性。Einstein 从来没有相信过他的理论是理想的。他曾说过一句话使访问他的记者兰克佐大吃一惊。他说：“它的理论只不过是个过渡，是短命的”。

基于对科学理论的上述认知，Poper 认为：“科学知识增长并不是指观察的积累，而是指不断推翻一种科学理论，由另一种更好的和更合乎要求的理论取而代之”。“科学家的工作是提出和检验理论”。“科学的合理性就在于新理论的理性选择之中”。对于这种理论更迭，Poper 认为：这是“一种从试探和错误中的学习方法”。他特别推崇这种学习方法。他说：“科学是一种少有的，也许是唯一的人类活动，有了错误可以系统地加以批判，并且还往往可以及时改正。正因为如此，只有对于科学，我们才可以说经常从错误中学习。才可以说得到明显的科学进步”。

1.2 科学和“证伪”

考虑到对理论的认识，我们应该提到 Poper 的证伪。为了划分科学和伪科学的界限，Poper 反对过去哲学家的“可证实性”标准，提出“应作为分界标准的不是可证实性，而是可证伪性”。Poper 认为：“科学是由尝试性的、假设的、猜测的理论所组成，这是科学的基本原则”。基于这个观点，Poper 认为，没有什么科学理论能够永远正确。所以，科学之为科学，不是因为它可以找到支持自己的例证。宗教、玄学、占星术都可以找到这种成功的例证。科学并不在于它的可证实性。或者，科学所以被称为科学，是因为它与一些非科学不同，要接受经验的检验，要在发展中不断发现自己的错误，否定或证伪自己，以便过渡到新理论。所以，可证伪性和不可证伪性就是一些科学和伪科学的根本界限。

我们认为，Poper 提出的证伪是有其积极意义的，但是不能用通常字面上理解的“证伪”来认识新旧理论的更迭。“证伪”的含义，正如 Poper 在“爱因斯坦对我的思想影响”中开始所说的那样，经过检验的旧理论的正确性部分仍然被保留。这样，旧理论不是被证伪，而是证明它的相对局限性。例如，Newdon 理论被相对论所代替，不是 Newdon 理论被证明是“伪”的，Newdon 理论只是不能用于接近和比光速快的大质量的物体，而在一般低速度的小质量物体中，Newdon 理论仍然是正确和实用的。或者说，仅仅发现了 Newdon 理论的局限性。所以，这种理论的更迭是新理论扩大了旧理论的应用范畴，新理论包括了旧理论。

1.3 从问题到问题的更新

Poper 对理论的另一个贡献是，他认为从理论到理论的更新，可以更形象地视为从问题到问题的更新。Poper 提出：“应当把科学形象化为从问题到问题的不断进步，也就是从简单问题到愈来愈深刻的问题。……科学只能从问题开始。……正是问题激励我们去学习，增长自己的知识，去实验，去观察。因而，科学始于问题，不是始于观察；尽管观察可以引出问题，不期而然的观察，即同我们假想或理论发生冲突的观察尤其是这样。科学家自觉的任务总是通过建立解决这种问题的理论，解释过去未能解释的观察，以求得该问题的解决。同时，每一个有价值的新理论都会提出新的问题。……因此可以说，一种理论对科学知识增长所能作出的最持久的贡献，就是它所提出的新问题。这使我们又回到了这一观点：科学和知识增长永远始于问题，终于问题——愈来愈深化的问题，愈来愈能启发大量新问题的问题”。实质上，科学历程中除了科学革命这些重大事件之外，往往都经历着不断进步的时期，即更为漫长的常规科学时期。在这一阶段中更多地是通过问题的不断更新，使这一学科的新理论不断扩大它的范围，修正它的理论，并试图与其它学科的新理论融会统一。这体现为一系列的科学热点和科学前沿。

既然科学始于问题。那么，提出问题就有重要的意义。怎样才能提出问题？特别是提出关键性问题？显然，不同学科在不同时期提出问题是不同的。虽然有时在传统领域也会出现新的问题，但

问题更多地出现在某些新的领域，一些新的方向。所以，问题常常联系着科学热点和科学前沿。另外，即使对传统领域，换一个角度进行观察，常常也能提出新的问题。例如，不是用传统地质观点来认识地球科学问题，而采用几何学、物理学和化学等学科的观点，或者用肯定—否定，过去—现在—未来，求同—求异，有序—无序等不同角度来认识种种地质现象和问题。如果我们已经提出各式各样的问题，那就应该从中筛选出下一步想要研究的问题。在这种情况下，可以从学科整体性来分析问题的重要性和发展前景，从技术可行性来去掉近期不可能实现的问题。显然，这就是科学研究中的重大决策——选题。选题就是提出问题，选择问题，选择当前最适合你研究的方向，选择最可能取得重要突破的问题，把它确定为你的课题，今后的研究方向。

1.4 实验和理性思维

下面我们还要谈谈 Mach。在前面的章节中曾经多次谈到 Mach，谈到 Mach 的批判精神。可能有人要问，为什么 Mach 没有在 20 世纪初的科学革命中处于领导地位？甚至没有占据一席之地呢？实际上，Mach 在这段历史上应当属于悲剧性人物。古往今来，任何一部伟大的悲剧，不仅催人泪下，更有振聋发愦、促人清醒的力量。Mach 是一个有成就的物理学家，在声学、电学、空气动力学、光学和热力学等领域都卓有成效。在 19 世纪末叶，Mach 高举革命大旗向传统经典物理学发起冲击。在他的号角声中，Planck、Einstein、Bohr、Schrodinger 和 Dilac 等都成为科学革命的战将，名垂青史。但是几乎在所有新发现和新理论面前，Mach 却一直是望而却步，甚至持反对态度。最典型的是关于原子论的争论。19 世纪末原子论已经站住了脚，但以 Mach 为首，包括 Ostwald（奥斯特瓦尔德）和 Pearson（皮尔逊）等人则持反对态度。1895 年在德国的吕贝克召开的第 67 届自然科学家和医生大会上，Ostwald 以激进的“能量学”观念批判原子论，而 Boltzmann 坚决捍卫原子论。这场论战持续了十多年，许多科学家参与其事。此后，Ostwald 精力衰退；1906 年 Boltzmann 自杀都与这场论战有关。到世纪之交，放射性元素和电子等一系列发现，使原子和分子的实在性日益明朗。许多反对者转向赞同原子论。1908 年藤黄树脂悬浊液中的 Browe 运动实验，确证了分子的存在。同年 9 月 Ostwald 公开承认物质的原子本性的实验证据。该年 12 月 Planck 在莱顿大学公开批评 Mach 反原子论的错误观点和他的哲学思想。

即使在这种情况下，Mach 对原子论仍然持有异议。科学史家 Cohen 在访问 Einstein 时，Einstein 叙述了一段经历。他说：“他在 1913 年访问过 Mach，曾提出一个问题来考考他。他问 Mach，如果证明了由于假定原子的存在，就有可能预测气体的一种性质，这种性质不用原子假说就不能预测，而且这是一种可以观察到的性质，那么他该采取怎样的立场呢？……Einstein 告诉我，当 Mach 作了肯定的答复时，他感到多么高兴。Mach 说：“如果原子假说有可能使某些可观察到的性质在逻辑上联系起来，而要是没有这种假说就永远无法联系，那么他就不得不接受原子假说。在这样的情况下，假定原子可能存在，那该是‘经济’的，因为人们能够由此推导出观察之间的关系”。然而，Einstein 过高地估计了 Mach。Mach 在 1913 年为《物理光学原理》一书所写的序言中，表明自己“不承认今天的相对论”，也“不承认今天的原子论”，并断然否认自己是相对论的先驱。但此书一直到 Mach 死后五年，即 1921 年才出版。

从哲学上讲，怀疑论只承认相对性否认绝对性，把一切知识都归于被怀疑和推翻之列，把怀疑当作目标和归宿。但是 Mach、Pearson 等人却并非如此，他们都肯定和盛赞 Newdon 力学。他们的特点是只承认感觉，更具体地说只承认直接的感觉经验所证实的理论，而在某种程度上轻视理性思维，把科学仅仅视为一种搜集和整理经验材料的事业。在 Mach 看来，“科学的功能就是代替经验。科学的任务不是别的，仅是对事实作概要的陈述”。他要求把“一切形而上学的东西从科学中排除掉”，因为它们是“多余的”、“无聊的”。 Pearson 则声称：“一切科学是描述而不是解释”，它只能以“怎么样”为满足，至于“为什么”，“依然是一个谜”。

随着时间的进展，Einstein 逐步认清了 Mach 的弱点，“他多少有点相信，科学不过是对于经验材料的一种整理；也就是说，他没有认识到概念形成中那种自由构思的基元。他在某种程度上认为，理论产生于发现，而不是产生于发明”。

虽然，Mach 提出“物是感觉的复合”的基本哲学思想，但他所以反对原子论和相对论，并非基于这一观点。而在物理学上，决定他的思想倾向的是从 Bacon、Newdon 等一脉相承的、在科学研究中牢固树立的经验论思想，即科学理论，特别是自然科学理论仅仅是对观察、实验所提供的经验事实的归纳；理性思维则被认为是“形而上学”，而被嗤之以鼻。Mach 所理解的经验，必须是直接观察到的事实。而在 20 世纪，科学已很难基于直接观察的事实来发展，相对论以及其它重要理论，往往只是在少量直接观察事实的基础上，概括出来的具有普遍意义的事实。这对 Mach 来说，是远离经验的、不确实的。这就是 Mach 反对原子论，坚决与相对论脱离关系的根本原因。正如 Einstein 所说的：“因为他没有正确阐明思想中，特别是科学思想中本质上是构造的思辨的性质，因此，正是在理论构造的思辨的特征赤裸裸地表现出来的那些地方，他却指责了理论，比如在原子运动论中就是这样”。

显然, 怀疑和批判精神促使 Mach 揭示经典物理学的本质缺陷，但经验论的思维方法却束缚了 Mach，使他看不到闪烁着理性光辉的新生事物。这造成 Mach 破旧有余，立新不足的历史悲剧。Mach 逝世之后，以卡尔纳普为首的维也纳学派继承 Mach 等人的经验论思想，又结合了近年兴起的数理逻辑方法，但他们仍然强调经验，强调归纳，忽略人在科研中有决定性作用的理性思维活动。看来，如何对待科研中的感性经验和理性思维是任何一个科学家不能回避的关键问题。

2 科学创新之二

2.1 经验论和归纳逻辑

科学是社会中的人的自觉创作活动。科学的认识主体是人，是人的创造性的思维活动。这不仅表现为对旧理论、旧内容的批判，更重要地是建立新理论。20 世纪的科学活动表明经验论是创建新理论的最大障碍。

从 Bacon 开始，形成了一种对科学知识增长的传统认知。Bacon 提出，科学是在归纳感性经验的过程中，从特殊到普遍的不断发展中成长起来的，或者说科学是一个随着经验的积累而不断发展的过程。Bacon 强调归纳、归纳逻辑，强调经验在认识中的作用，认为只有用实验才能真正认识自然界。这种认知，经过 Newdon、……Mach、卡尔纳普、……根深蒂固地主宰着每个经验论科学家的头脑。

Bacon 的科学发展图式，符合自然科学发展初期的特征。当时科学基本上处于唯象学的阶段。例如，虎克定律归纳出，拉伸一个金属弹簧所需的力正比于弹簧的拉伸量，或者说应力与应变成正比。这就是从实验中的现象总结出来的关系。然而，随着科学的进展，唯象定律被逐步代替。20 世纪 30 年代金属物理学问世，虎克定律就可以从金属中的电磁相互作用来得出。

对于这种归纳认知，怀疑论者 Hume（休谟）首先予以否定。Kant（康德）继承了这一事业。维也纳学派则与 Hume 和 Kant 相反。他们认为，归纳法作为科学发现的逻辑方法，这一地位是不可动摇的。他们也承认从归纳得出的结论没有逻辑上的必然。所以，归纳法不能作为科学的证明，只能对该理论进行某种程度的证实。为了表示证实的程度，他们提出，虽然我们不能使经验事实（观察陈述）对一般原理（全称陈述）的证实达到 100%（概率为 1）。但如果观察陈述的数目很大，那么理论被证实的概率就高。概率最大的理论就是最可被接受的理论。

Poper 在总结 20 世纪科学成就的基础上，提出了有名的“反归纳”的观点。他说：“按照公认的观点——本书反对这种观点——经验科学可以以他们所谓的使用‘归纳方法’的事实为特征。根据这种观点，科学发现的逻辑就是归纳逻辑，即归纳方法的逻辑分析。通常把这样一种推断称作‘归纳推理’；从‘单称陈述’（有时也称为‘特称陈述’），例如对观察和实验结果的记述，过渡到‘全称陈述’，例如假说和理论”。在逻辑用语中，陈述就是语言的表述。‘单称陈述’或‘特称陈述’就是在特定的时间和地点，对某个单一事物和事件的叙述。例如，这一个天鹅是白色

的。‘全称陈述’就是在所有时间所有地点对所有事物和事件的叙述，是普遍的和必然的科学知识。例如，所有天鹅都是白色的。

“从逻辑的观点来看，我们从单称陈述（无论它们有多少）中推论出全称陈述来，显然是不能得到证明的。因为用这种方法得出的任何结论，结果可能总是假的。不管我们已经看到多少白天鹅，也不能证明这样的结论：所有天鹅都是白的”。历史上欧洲人曾因看到的天鹅都是白的，而归纳出“凡是天鹅都是白的”这个全称陈述。后来在澳大利亚发现了黑天鹅，从而否定了这一全称陈述。Poper 也反对维也纳学派的“逻辑概率”。因为，过去观察的经验无论有多少次，总是一个有限数，而未来的出现次数却是无限的。任何一个有限数与无限数之比所构成的概率，永远接近于零。所以，Poper 得出的结论是“归纳即基于许多观察的推理，是神话。…，它不是科学程序”。

对于归纳法，Einstein 也持激烈的批评态度。他说：“没有一种归纳法能够导致物理学的基本概念。对于这样一个事实的不了解，铸成了 19 世纪多少研究者在哲学上的根本错误。这也许是分子论和 Maxwell 理论只有在比较晚近的年代里才能确立起来的缘故”。显然，在科学中不加限制地使用归纳法，科学认识将变成为人对外界事物的消极反应，科学理论将成为感性经验的集合。

事实上，人的感觉经验往往带有片面性。“瞎子摸象”的故事就说明这一点。日常生活中，谁都知道每天太阳落下，明天升起。但是否永远这样？现在我们已经知道太阳总有一天要毁灭。同时，在南极和北极还有着太阳既不升起，也不落下的时刻。而在中世纪以前，人们支持“地心说”。除了教会的鼓吹外，也与人们认为自己居住的地方就是世界的中心，以及每天太阳东升西落的感觉有关。Bacon 曾经反对“地动说”，根据就是它“不必要地违反了我们的感官”。

更值得注意的是，感觉经验常为人们的偏见所左右，或局限于现有科学范式，或受到传统文化和历史的束缚。许多科学工作者常常把自己解释不了的实验数据，归结为误差而删去。Einstein 说：“感官印象是受‘客观’的因素，也受‘主观’因素制约的”。

所以，在构筑理论时，应当注意的是：“一个希望受到应有的信任的理论，必须建立有普遍意义的事实之上”。“科学家必须在庞杂的经验事实中间抓住某些可用精密公式表示的普遍特征，由此探求自然界的普遍原理”。

2.2　从理论到观察

在 Poper 的科学哲学理论中，除了提出“反归纳”之外，他还把归纳法中“从观察到理论”的通式，颠倒为“从理论到观察”的通式。近代自然科学家以及经验论的哲学家，几乎从不怀疑观察和实验是科学知识的来源和基础，认定科学研究必须从观察和实验开始。Poper 对此则极力反对，认为这种看法是“科学方法的神话”，是一种流行于前达尔文时期，而现在已经过时的见解。Poper 从三个方面来论证：第一，科学的观察具有目的性和选择性，它们来自科学家的理论、观点、兴趣和期望；第二，观察必然在一定的理论、观点指导下进行；第三，观察和实验的记录资料，其表述的语言和概念也是与某种理论有关的。Poper 认为：“理论先于观察，也先于实验，因为观察与实验只有与理论问题相联系时才有意义”。Poper 的理论到观察的通式是人类对科学认识源泉的重大进展。这表明，科学认知既包括从观察到理论，也包括从理论到观察两个互补的内容。这样，整个科学进化的原动力就不再是经验的积累，还包括有人们的主动的创造性活动。

1.4.2.3　问题—猜想—反驳—问题

Poper 最重要的贡献是，提出一个新的科学理论发展模式：问题—猜想—反驳（证实或证伪）—问题。如果去掉导引的“问题”，这个模式的实质是：

猜想—证伪—猜想—……

这就是 Poper 著名的“猜想与反驳”（1986）一书的中心思想。Poper 提出：“科学理论并不是观察的汇总，而是我们的发明——大胆提出来准备加以试探的猜想”。“实际的科学程序是进行猜测，一下子跳到结论”。

科学研究的实践是不是这样？让我们介绍量子物理学家 Bohn 在未成名前的几件事，也许会有所启示。1912 年 Bohn 到英国曼彻斯特由 Rutherford 领导时的实验室工作。Rutherford 被称为“原

子核之父”，已获 1908 年诺贝尔化学奖。1910 年 Rutherford 以 α 粒子轰击原子。根据这一实验结果，1911 年他提出原子的行星模型。认为原子中心是带正电的原子核，电子围绕原子核旋转。Bohn 一直企图用 Rutherford 的原子模型解释不同元素的特征。一天，Bohn 遇到沮丧的同事海乌希。海乌希告诉他用物理和化学方法都分离不开同种的放射性元素与非放射性元素。Bohn 立即想到，这说明两者的化学性质相同；进而表明两者的外层电子的数目可能是一样的，不同的可能是原子核。他把想法告诉 Rutherford，但 Rutherford 是个实验物理学家，对于理论推断具有本能的怀疑。他告诉 Bohn：不要在微不足道的实验事实上建立太多的理论！但是放射性实验进展极快，数月之后有了一系列的发现。充分证实了 Bohn 的天才推断。索迪发现“放射性位移定律”，“同位素”这一名词诞生了。几年之后，索迪获诺贝尔化学奖。

大胆猜想而又没有得到支持的 Bohn 并没有气馁。他继续考虑的是，绕核旋转的电子是不是决定原子化学性质的关键因素？为此，他必须先解决一个问题，即电子能否绕原子核旋转？这也正是 Rutherford 的原子的行星模型的主要难题。按照经典力学，原子内的电子绕原子核旋转时会产生向心加速度，不能在固定轨道上旋转，并在一亿分之一秒内电子将降落在原子核上，同时发射出连续光谱。但实际不是这样，电子没有落到原子核上，原子是稳定的；同时，原子还发出分立光谱。在选择面前，Bohn 抛弃了经典理论，企图用 Planck 的量子观念来处理核外电子。经过大量计算，他得出的结果可以解释氢和氧如何反应成水。在回国结婚之前，Bohn 与 Rutherford 详细讨论了这些结果，得到导师的支持。婚后的 Bohn 到丹麦哥本哈根大学任讲师。他继续研究这个问题，想到当自由电子被束缚在原子轨道上时，它的能量应等于 Planck 常数乘以电子的旋转频率。这种电子轨道的概念，是一个无法用任何试验进行直接证实的。如何解决这一难题？Bohn 走了一条捷径。1913 年 Bohn 碰到同窗好友汉森，他已是一个高超的光谱学家。汉森提醒 Bohn 注意 Balmer 定律。六十年前 Balmer 发现氢原子光谱的规律。氢的三条光谱线的频率分别与 $\frac{1}{2^2}-\frac{1}{3^2}$，$\frac{1}{2^2}-\frac{1}{4^2}$，$\frac{1}{2^2}-\frac{1}{5^2}$ 成正比。但一直没有得到解释。Bohn 早已计算过电子的第一、第二、第三、…等一系列的稳定轨道能量。突然他想到稳定轨道之间的能量差就是氢原子的 Balmer 光谱中的那些特殊谱线的数值。光谱谱线对应着电子从能量较高的稳定轨道跳到能量较低轨道时所释放出来的能量。Bohn 后来写到：“我一看到 Balmer 公式，便立即明白了一切”。正是所谓“梦里寻他千百度，蓦然回首，那人却在，灯火阑珊处”。这样，Bohn 完成了原子结构的构思，开始撰写他的三篇论文，人称“伟大的三部曲”。分别发表于 1913 年 7 月、9 月和 11 月。Bohn 一举成名，并以此获得诺贝尔奖。

Bohn 的事例告诉我们，理论不是来自归纳，理论来自思维，是理性思维的结果，是大胆的理性思维，大胆的猜想。正像 Einstein 所说的一样：“这种偏见——至今还没灭绝——就在于相信毋须自由的构造概念，事实本身就能够而且应该为我们提供科学知识。这种误解之所以可能，只是因为人们不容易认识到，经过检验和长期使用而显得其似乎从经验材料直接相联系的那些概念，其实都是自由选择出来的”。

2.4 自由选择

基于我们提出的猜想，并与现有理论一道进行认真的比较，这就是 Einstein 所说的“自由选择”。 通过自由选择方法，筛选出较好的理论。对此，Poper 提供了一个简单的准则：“凡是告诉我们更多东西的理论就更为可取，就是说，凡是包含更大量的经验信息或内容的理论，也就是逻辑上更有力的理论，具有更大的解释力和预测力的理论，从而可以把所预测事实同观察加以比较，而经受更严格检验的理论，则更为可取。总之，我们宁取一种有趣、大胆、信息丰富的理论，而不取一种平庸的理论”。除了 Poper 的方法之外，筛选理论的原则很多。我们在下面仅叙述三个基本的理论筛选原则：统一性、简单性和对称性。

（1） 统一性：统一性的思想无疑是人类思想领域中最早萌发，而又经久不衰的永恒主题。它

是多少代科学家梦寐以求的目标。Newdon 以万有引力统一了月球和苹果。Dalton 的原子论、Clausius 的热力学第二定律、Darwin 的进化论、Mendelef 的元素周期表，无一不是科学史中统一性的最高体现。Leibniz 曾被聘为德国国王的宫廷顾问。一天，他向国王讲解“同一律”，说“世界上没有完全不同的树叶”。国王不信，马上派人到花园去找两片完全不同的树叶，结果总被 Leibniz 指出它们之间的相似之处。

在 20 世纪初的科学革命中，Einstein 的科学成就使人们更加清晰地认识到统一性在认识论和方法论上的重要性。Einstein 说：“从那些看来同直接可见的真理十分不同的各种复杂的现象中认识到它们的统一性，那是一种壮丽的感觉”。

1905 年 Einstein 在《关于光的产生和转化的一个启发性观点》的论文中，以光量子的观点，统一光辐射中的连续性和间断性，解释了光电效应，并且启示光存在着波动性和粒子性的双重性格。同年 Einstein 的第二篇论文《热的分子运动论所要求的静液体中悬浮粒子的运动》，统一了古典热力学的内在不统一性，即溶质有渗透压，而悬浮体没有渗透压问题，提出和解决了液体的分子运动，即 Browe 运动的渗透压公式，并给出测定原子实际大小的新方法。同年发现的狭义相对论，把 Newdon 力学和 Maxwell 电磁方程统一起来。而广义相对论则又把惯性和引力统一起来。

Einstein 后半生继续为追求进一步统一而艰苦奋斗，物理学家和哲学家对此褒贬不一。我们认为，这一基本方向无疑是正确的。只不过任何科学家，即使是像 Einstein 这样伟大的科学家，也不能超越历史、文化和当代科学的认识水平，他的成就受到时代的限制。任何一个时代所能把握和达到的统一都是相对的，只是在人类认识绝对真理的长河中的一个码头。

在 Einstein 之后，统一理论正不断取得进展。20 世纪 40 年代美国物理学家费尔曼、施温格和日本的物理学家朝永振一郎解决了量子电动力学（Quantum electrodynamics，QED）问题。Salam（萨拉姆）、Weinberg（温伯格）和 Glashow（格拉肖）解释弱相互作用，统一了电磁力和弱力。量子色动力学（Quantum chromodynamics，QCD）考虑了强相互作用的粒子组成的夸克之间的更基本的相互作用－－色力。杨振宁和米切尔根据对称思想建立了 QED、电弱力理论和 QCD 的联系，即现在称之为的杨－米切尔理论。1960 年美国物理学家盖尔曼和尼曼提出著名的八重态强子模式（标准模型）。超对称理论（Supersymmetry，SUSY）预测了每一个已知粒子均存在着一个新的超对称粒子或称为超子（Sparticles）。超弦理论企图把 Einstein 的广义相对论和量子理论统一起来。物理学家们相信，有可能产生出对所有粒子相互作用均适用的一个大统一理论（Grand unified theory， GUT）。

（2）简单性：把简单性作为一个思维原则提出，可以追溯到中世纪 Occam（奥卡姆）。Occam 反对用“实体”、“实体形式”之类的词解释一切事物，而把本来可以直接研究的事物复杂化，他提出“如无必要，勿增实体”的公式。这种观点后来被称为“节省原则”或“经济思维原理”，并以“Occam 剃刀”而闻名。

在简单性上，Einstein 最主要的贡献是把一般的逻辑无矛盾的要求，提高为更深刻的逻辑简单性原则。Einstein 指出：“唯一事关紧要的是基础的逻辑简单性”，即理论基础的逻辑简单性。他说：“理论物理学的目的，是要以数量上尽可能少的、逻辑上互不相关的假设为基础，来建立起概念体系，如果有了这种概念体系，就有可能确立整个物理学过程总体的因果关系”。

Einstein 提出科学体系的层次是这样的：在这个体系中，以第一层的原始概念和原始关系，作为逻辑上的导出概念和导出关系而保留下来”。“新的体系（第二级体系）有自己的基本概念（第二层），有了较高的逻辑统一性，但这是以那些基本概念不再同感觉经验的复合有直接联系为代价的”。进而，“第三级体系”的“基本概念和关系数目还要少”，它可以“推演出第二层的概念和关系，也间接推出第一层的概念和关系。这层的逻辑元素更少，逻辑统一性更高”。显然，我们在这里看到 Einstein 如何把统一性和简单性结合在一起。

刚才说到逻辑简单性和逻辑统一性的问题，涉及科学体系的层次。我们或许能从力学的发展来理解认识逻辑简单性和统一性。长期以来，人们从力学知识得到的原始概念和原始关系是第一

层；经过 Newdon 的总结，进入第二层；Einstein 把力学和电磁学结合，进入第三层；发明了狭义相对论；而广义相对论处于第四层。现在我们可以看出，一个科学理论体系只要它的基本概念和基本原理在逻辑上是简单的，那么不管它的的推论如何多，形式体系如何大，数学方法如何繁杂，就仍然是一个具有逻辑简单性的科学理论。

Einstein 认为，逻辑简单性原则是符合自然界的客观事实的。他说：“我坦白承认，我被自然界向我们显示的数学体系的简单性和美强烈地吸引住了。你一定也有这样的感觉：自然界突然在我们面前展开这些关系的几乎令人震惊的简单性和完整性”。

逻辑简单性原则反映了科学发展的历史进程。正如刚才提到的力学的发展一样，这是科学发展的必然趋势。Einstein 说：“如果理论的基本概念和基本假设是‘接近于经验’的，这理论就有重大的优点，给予较大的信任，也是理所当然的。…走错路的危险也就比较少。但随着知识深度的增加，在我们探求物理理论基础的逻辑简单性和统一性时，我们势必愈来愈要…放弃‘对经验的接近’，在这方面，广义相对论已经走得比以前的各种物理理论都要远得多了。…在目前，支持这个理论的是它的逻辑简单性和刚性。这里刚性意味着不管这个理论是对的还是错的，它都是无可修改的”。

或许有人想到 Prigogine 的一段话：“我们对自然界的看法正经历着一个根本的转变，即转向多重性、暂时性和复杂性”。那么，到底朝着简单性，还是朝着复杂性？其实，正确的看法也许是，自然界是简单性和复杂性的统一。基本规律是简单的，而现实表现是复杂的。以物理学而言，Newdon 之前复杂的现象，被 Newdon 统一在他的力学体系之中；之后，经典物理学的复杂性显示为电磁学和光学上，而 Einstein 则将之统一为相对论。不同学科的发展是不平衡的，有的走向复杂，处于数据和经验关系的积累阶段；另一些却统一到简单，表明进入质变过程。这样的往复无穷，显示出科学的无限美好和奥妙。

在这里我们不能不谈到美的问题。在 Einstein 及其后的科学家中，关于美的议题和实践成为科学研究中的一个热门课题。1983 年诺贝尔奖金得主、印度籍的天体物理学家 Chandrasekhar（钱德拉塞卡）教授曾写一本书“真理与美”，中译本把书名改为“莎士比亚、牛顿和贝多芬”。这本书介绍两个主题：美和科学家创造动机、科学理论的美学基础。

Hoffmann（霍夫曼）说：“Einstein 的方法，虽然以渊博的物理学知识为基础，但在本质上是美学的、直觉的。……我们可以说，他是科学家，更是一个科学的艺术家”。Rosen（罗森）也认为：“Einstein 一生都相信人类的理性能够获得正确描述各种物理现象的理论。在构造一种理论时，他采取的方法与艺术家所用的方法具有某种共同性，他的目的在于求得简单性和美”。美包含了统一性、简单性和下面介绍的对称性。或许可以这样说，美是理论筛选的最高准则。

3　对称性：在人类的科学思想中，很少有像“对称性”这样古老而又时髦的概念。旧石器时代原始人的饰物，新石器时代的陶器上都可以看到对称图案。古罗马的雄伟建筑上表现为 1.618 的黄金中值。而北京皇宫沿南北中轴线呈镜象对称。晶体中的 32 种对称型，可以用 19 世纪年轻数学家伽罗华所创立的群论来描述。

在这个联系着美学、数学、物理、建筑、晶体、……各个学科的对称性概念上，又是 Einstein 作出了重大贡献。在爱 Einstein 看来，美是与对称联系着的。他特别关心各种物理理论之间形式上的对称与不对称。他发现电磁学和力学上关于运动中相对性是不对称的，以及经典物理学中以太参考系和惯性参考系之间的不对称。所以他说，“对于没有任何经验体系的不对称性与之对应的这样一种理论结构的不对称性，理论家是无法容忍的”。据此，Einstein 创立了狭义相对论。随后，为了消除相对论中所暴露出来的惯性系和非惯性系之间的不对称关系，Einstein 发明了广义相对论。在发明相对论的过程中，Einstein 历经数学的磨难，使他深刻地认识和理解了数学的对称美，认识到数学对称形式与物理理论对称之间的内在联系。如果我们把相对性理论分为原理和形式两部分。狭义相对论则包括两个原理：相对性和和光速不变原理，以及 Lorentz 变换的形式。广义相对论是等效原理，以及通过引入 Riemann 几何与张量分析，用非线性变换代替 Lorentz 变换，建立广义协

变方程。这样，Einstein 在数学形式上得到变换不变性原理，或者按杨振宁教授的说法，叫做对称性支配相互作用原理。

在 Einstein 科学实践的推动下，对称性这个被重新认识了的武器，不断取得辉煌的成就。美国科学家和著名评论家热· 阿（1992）带着醉心于 Einstein 审视大自然的统一美学观点——对称性的感受，写出了《可怕的对称》一书，描述了 Einstein 的后继者，怎样进入夜幕笼罩的森林，记载了许多诺贝尔奖金获得者的历程。

1929 年 Dirac 关于反物质的预言，证明了对称性如何帮助物理学家探索自然中隐藏着的深层秘密。Schrodinger 方程是支配原子中电子运动的量子方程。但是，Schrodinger 方程不具有 Lorentz 变换下的不变性。Dirac 与 Einstein 一样，认为美与真是统一的，美的理论必然是真的，而正确的理论应当是美的。如果物理方程在数学上不美，那就说明它在理论上有缺陷，需要改进。他坚持量子方程应该具有 Dilac 变换下的不变性，他修改 Schrodinger 方程使之具有 Dirac 不变性，修改后的方程比原方程的解多了一倍。经过一段时间的困惑之后，Dirac 意识到这些解是描述反电子的。三年以后，Anderson（安德森）发现反电子，目前称为正电子。为此，Anderson 获得 1934 年诺贝尔物理学奖。

1956 年杨振宁和李政道发现“奇异子”在衰变过程中违反传统的宇称不变原理。宇称不变现象是以左右对称不变为其特征。他们请有“实验核物理的执政女王”之称的吴健雄验证这一观点。同年 12 月吴健雄和她的合作者，发现受弱相互作用支配的衰变中，电子飞出有方向性，说明存在宇称不守恒。为此，杨振宁和李政道获 1957 年诺贝尔奖。

杨振宁和李政道是从微观领域的左右对称的经验规律，即宇称守恒定律被破坏出发的。这说明在貌似对称的经验事实中的不对称事实，也非常有意义。无独有偶的是，K 介子的衰变也破坏了 CPT 对称性，发现这一现象的 Cronin（克罗宁 ）和 Fitch（菲奇 ）获得 1980 年诺贝尔奖。。

朱亚宗（1984）在“对称性方法初探”中提出：“对称性是一种特殊形式的对立统一，它的统一和平衡的特征特别显著”。“对称性方法是一种特殊的矛盾分析方法”，根据之“或者从已知的矛盾一方预言未知矛盾的另一方，或者从矛盾双方的非平衡性，预言矛盾双方的平衡对称”。

宇称不守恒和 CPT 对称受破坏的事例，说明对称性不是绝对的。在对称性定律受破坏时，正是科学家发现新矛盾的出发点。对称性被破坏的现象后面隐藏的导因，正如对称性平衡存在的条件一样，是事物更深入的本质因素的暴露。所以，关于“对称破缺”的理论正在受到人们的注意。

2.5 检验理论

当我们进行了理论筛选之后，可能有人还会说，猜想是不成熟的，轻率的，或许是带有偏见的，怎么能成为科学理论呢？对此，Poper 强调说：“我们这些匪夷所思的、大胆的猜测或预想，都要彻底而严格地受到系统检验的支配。‘预想’一旦提出，就不可能靠教条来维持。我们的研究方法不是力图维护它，以证明我们是多么正确。恰恰相反，我们力求推翻它。我们总是试图运用我们的逻辑、数学、技术武库里的全部武器，以证明我们预想是错误的，……”。

“我们可以区别出四条检验理论的不同路线。第一，在这些结论之间进行逻辑的比较，以此来检验系统的内部一致性。第二，考察理论的逻辑形式，目的是决定这理论是否具有经验理论和科学理论的性质，还是一种重言式理论。第三，同其他理论进行比较，主要目的是决定如果这理论经受住我们的种种检验，是否构成科学上的进展。第四，通过从理论推导出的结论的经验应用来检验这理论”。

这样，Poper 提出了他对新理论的三个要求：“第一个要求是：一种新的理论应当从某种简单的、新的、有力的统一观念出发，这种观念是迄今尚无联系的东西之间（如行星和苹果）或事实之间（如惯性质量和引力质量）或新的‘理论实体’之间（如场和粒子）的某种联系或关系（如万有引力）。第二个要求是，新理论应当可以独立地受到检验。……新理论必须具有可加以检验的新结论（最好是一种新类型的结论），必须引出一种对迄今还不曾观察到的现象的预测。第三个要求是反驳它，……

在 Poper 构思的新理论形成的过程中，猜想是重要的一步，但是所述甚少。能否更深深入地挖掘“猜想”这一步骤的内在含义，提出一些具有规律性的问题呢？这是下一节的内容。

3 科学创新之三

3.1 爱因斯坦与直觉

20 世纪的科学革命，给我们最重要的启示之一，就是科学理论不是简单地从实验观察中归纳出来的。而是科学家以自己的理性思维创造出来的。所以，Einstein 一再强调，理论不是“发现”，而是“发明”。 Einstein 通过自己在发明广义相对论的十多年艰难历程中总结了这一过程。他说：“物理学家的最高使命是要得到那些普遍的基本定律，由此世界体系就能用单纯的演绎法建立起来。要通向这些定律，并没有逻辑的道路；只有通过那种以对经验的共鸣的理解为根据的直觉，才能得到这些定律”。在这里，Einstein 提出在发明理论过程中的直觉的重要作用。

Einstein 的论著中有多处提到“直觉”的作用，最清楚的是他写给好友索洛夫的信中解释了直觉。他说：“假设或者公理是以直接经验为基础的。但是，在假设或者公理同直接经验之间不存在任何必然的逻辑关系，而只有一个不是必然的，通过直觉的联系，它不是必然的，是可以改变的”。所以，Einstein 明确地提出：“物理学按其本质是一种具体和直觉的科学”。他说：“我相信直觉和灵感”。除了“直觉”外，Einstein 还经常使用许多相近的词汇，诸如：灵感、探索、醒悟、猜测、假设、大胆思辨、创造性的想象、洞察力、幻想、思维的自由创造、理智的自由发明等。Einstein 在评价许多著名的科学家时，也常常使用直觉和富有洞察力的说法来表示他的内心感受。他在悼念法国物理学家 Langevin 时写道：“在科学思索方面具有非凡的明确性和敏捷性，同时对于关键问题又有一种可靠的直觉眼力”。在盛赞 Bohn 根据量子理论解释氢原子的光谱谱线结构时，写道：“作为一个科学思想家，Bohn 所以有那么惊人的吸引力，在于他具有大胆和谨慎这两种品质的难得的融合；很少有谁对隐密的事物具有这样一种直觉的理解力，同时又兼有这样强有力的批判能力”。

在 Einstein 和他的物理学生涯中，直觉起着什么样的作用？在 1950 年香克兰与 Einstein 的谈话中，香克兰也问他对狭义相对论进行工作有多长，“他告诉我，他从 16 岁开始，共进行了十年工作；起初作为一个学生，当然只能花一部分时间在这上面，但这问题总是缠着我。他放弃了许多无效的尝试”。“直到最后，我终于醒悟到时间是可疑的！在他早期想得到一个同实验事实一致的理论所做的一切努力统统失败以后，只是在那个时候，才有可能创立狭义相对论。他强调指出，我们穿越问题的思想路线是多么迂回啊。只有在最后，才完全有可能看出问题中的条理来”。对此，还有一个更重要的线索。Einstein 曾告诉他的同班同学 Ehrat（埃拉特）：“他于 1905 年在伯尔尼有一天起床时想到，对于一个观察者来说是同时的两个事件，对别的观察者来说就不一定是同时的。显然，这一个突然的醒悟点破了狭义相对论中追光实验的奥秘”。

发明广义相对论的过程中，只记录到 Einstein 思维中的一些零星片断。当 Einstein 试图在狭义相对论的框子里处理引力定律时，他遇到很大的麻烦。这时，他接触到“一个古老的实验事实：在引力场中一切物体都具有同一加速度。这条定律也可以表述为惯性质量和引力质量相等的定律，它当时就使我认识到它的全部重要性。我为它的存在感到极为惊奇，并猜想其中必定有某种可以更加深入地了解惯性和引力的线索”。显然，这种“猜想”带领 Einstein 迈出了广义相对论的最关键的一步，于 1908 年发明“等效原理”。 Einstein 科学成就中的直觉受到广泛的注意。著名物理学家玻恩在 1955 年国际相对论会议的演讲中，精辟地总结道：“广义相对论的创立，……乃是人类思索自然界中最伟大的功绩，是哲学领悟、物理直觉和数学技巧最惊人的结合”。

除了 Einstein 之外，不同领域的许多科学家也十分重视直觉的作用。物理学家 Boru 认为：“实验物理的全部伟大发现都是来源于一些人的直觉”。De Broglie 指出：“想象力和直觉都是智

慧本质上所固有的能力，它们在科学的创造中起过，而且经常起着重要的作用”。 1954 年诺贝尔化学奖获得者 Pauling（鲍林）在谈到化学键的发现过程时说；”我怀着一种好奇心——一种直觉，感到可以用化学链来解释物质的性质”。

3.2　直觉的含义

什么是直觉？《简明不列颠百科全书》解释说，“直觉 (intuition) 是不靠推理或观察，也不靠理性或经验而可获得知识的能力。人们认为，它是原始的、独立的知识来源，因为它是用来解释其他知识来源所不能提供的那种知识”。《辞海》写道：直觉被视为一种理智活动，通过它，能发现作为推理起点的，无可怀疑而清晰明白的概念（笛卡尔）。高于推理并完成推理知识的理智能力，通过它才能使人认识到无限的实体或自然界的本质（斯宾诺莎），可以直接认识一件事物的正确本质而不致陷于错误。纯粹从事物的本质来考察事物。曾获诺贝尔文学奖的法国哲学家 Bergson（柏格森）从非理性主义出发，认为人们只能依靠直觉来认识和把握世界。他指出：“直觉是发明的根源”，“科学上的种种伟大的发现都是借助直觉，对于纯粹绵延的深度的许多探测”。

“直觉”一词是西文的译名。哲学家张岱年教授认为直觉相当于我国哲学中的“体认”， 并且认为用直觉来表示中国哲学的特征更为合适。在中国哲学思想中，以“重了悟，而不重论证”为其特色。这说明中国哲学不注重形式上细致严密的逻辑论证，而是“只重生活上的实证，或内心之神秘的冥证”。这种认知方法实际也是直觉顿悟的。

周义澄（1986）提出：直觉是人脑对外界实体的迅速的识别，直接的评价，综合的判断。简言之，直觉就是直接的觉察。它具有直达性、理智性、快速性、大跨度性和对成果正确性的坚信等特征。广义地说，直觉是包括直接的认知、情感和意志活动在内的一种心理现象；狭义地说，直觉是人类的一种基本的思维方式，他包括直觉的判别、想象和启发，……是认识的飞跃。直觉不是非理性的，而是在实践经验基础上，由于思维的高度活动而形成的对客观事物的一种比较迅速的多维、交错的直接综合判断。

在现实生活中直觉相当常见。诸如，初次见面得到的第一印象、观赏一幅优秀的绘画给人的心灵震颤、军事指挥员对战场形势的迅速判断、警察对扒手的识别、一道数学难题的解出途径等。从科学研究角度来看，直觉涉及感性和理性两个层次。它可以在一瞬间完成多角度、多层面材料的聚合和领察，完成从感觉、表象、概念、判断、推理、类比、假说，以至于决定的全过程，或完成其部分过程的领悟。

与逻辑思维不同，直觉不是从感性认识的抽象、演绎或归纳，按照形式逻辑推理过程一步步走向结论，而是简化和压缩逻辑程序，是一种跳跃式的思维。可以说是一种非逻辑思维方式。直觉的另一个特点是往往同时有图像出现。最著名的例子是德国化学家凯库勒，一天他坐在火炉边磕睡。梦中的碳原子像炉中柴火一样闪着火星，犹如蛇一般地弯曲缠绕。突然，其中一条蛇咬住自己的尾巴，并在他眼前摆弄旋转。他醒后，连夜想清了苯的六角环状结构。之后，X 射线衍射证实这一论断。直觉的第三个特点是存在认识上的飞跃。Mendelef 在发现元素周期表之前，曾对之进行长期研究，未能突破。一天，他要离开彼得堡办事，正提着箱子要上火车时，一个天才的猜想突然闪现，即元素应按其原子量排列使之系统化。随即，Mendelef 把元素周期表送到印刷厂发排。Mendelef 在记述这一过程时说：“开始我自己并不清楚，我的推测的正确性从何而来。如果换一种说法：直觉出现了，本身被领悟了，但不明白是为什么，我正确地理解并得出了结果。

Archimedes（阿基米德）发现浮力原理也充分说明直觉是如何发生的。国王（希洛）要阿基米德检验金王冠是否搀假，他终日沉思，不得其解。在他洗澡时，身子泡到木桶的水中，脑中闪过一道光辉：他所排出的水在体积上与他的身体相等。因此他马上明白，纯金王冠比重大，体积将小于同样重量的掺银王冠。所以，掺银王冠将排出更多的水。在艰辛思考之后，Archimedes 获得直觉的顿悟。他光着身子跑到街上大喊：我找到了。这段故事传为千古佳话。Archimedes 和许多科学家的直觉历程告诉我们，直觉是在科学家本人对该问题的经验事实积累的基础上进行的，而且可能调动了自己各方面的潜知识。

直觉是创造性思维的一个重要组成。在科学家出现直觉的历史事实中，绝大部分事例记述直觉发生于大量实验搜集和长期的反复思索之后，突然豁然开朗，所以常常被称为灵感或顿悟。显然，直觉来自科学家本人的经验积累和知识储备。而科学家的认知和判断水平更决定了直觉的正确性。

直觉是“突然的彻悟”。在获得科学直觉的顿悟之后，常常伴随有一种思想上的轻松，如释重负，一种解脱的愉快。同时，感到问题已经得到解决，方向甚至结论的图像都已呈现在眼前；虽然其中的过程还不清晰。自己明显感到：“这就对了”，“就是这样”。但是，是否问题彻底解决了？不！还没有，还远远没有。还有一个艰巨的推理加工过程、筛选和严格检验三个步骤。

可以看出，一些重要的科学创造，继直觉认识之后，逻辑推演加工过程的时间相当长。狭义相对论构思到写成用了五、六个星期。广义相对论的基本原理——等效原理形成后，由于数学障碍，花了近十年时间。Darwin 形成自然选择的进化论思想到《物种起源》问世经历二十多年。这充分说明直觉认识出现之后，逻辑加工、整理的艰巨性和重要性。因为科学理论要能为科学界和全社会所承认和接受，就必须论证。正如 Einstein 所说：“从特殊到一般的道路是直觉性，而从一般到特殊的道路是逻辑的”。论文正是经过从给出一般性的普遍规则，到逻辑推出与经验事实相符的特殊的规则。

理论筛选是直觉和其他可供选择的解决方案的比较。上一节已经介绍了用统一性、简单性和对称性原则进行理论筛选。应当注意的是直觉不一定是正确的，正如 Einstein 所说，“使用直觉是危险的”。Planck 也说：直觉常常变成一个很不可靠的同盟者，不管它在构成假说时是如何不可缺少。科学史研究表明，许多直觉后来被证明是错误的。

经过理论筛选后的直觉是不是就是正确的？不！它必须经受实践的考验。在上一节我们介绍了四条检验标准。其中逻辑检验是十分重要的。Einstein 说：“理论主要吸引人的地方在于逻辑上的完整性。从它推出的许多结论中，只要有一个被证明是错误的，它就必须被抛弃，要对它进行修改而不摧毁其整个结构，那似乎是不可能的”。当然，科学理论的证实，最根本的标准和最高的权威是科学实验，是在不断绵延发展的空间和时间上永无止境的科学实验。

3.3 直觉思维的训练

直觉思维和一般的分析思维具有互相补充的特征。那么，能否通过训练来提高直觉思维的能力呢？对此，可以提出下列建议。

（1）多思：物理学家 Bloch（布洛赫）在复旦大学演讲时，一个学生问他，作为一个科学家的根本气质是什么？Bloch 用 Laplace（拉普拉斯）的故事来回答他。一天，一位女士问 Laplace，您怎么会作出这些科学发现？Laplace 回答：靠想。夫人，靠想。孟子曰：“心，灵物也。不用则常存，小用则小成，大用之则大成，变用之则至神”。

在想的时候要注意思维的自由度、条理化和多猜。首先，是思维的自由度和速度。人在幼年时，思维的自由度很大，没有框框。而在以后，家长的框框、老师的框框、书本的框框都在束缚他。幼儿园的老师问一群小孩：“花儿为什么会开”？孩子说法各式各样：“花儿睡醒了，想看看太阳”。“ 花儿伸懒腰，把花骨嘟顶开了”。“ 花儿想跟小朋友比比，哪一个穿的衣服更漂亮”。“ 花儿想看看，有没有小朋友把它摘走”。“ 花儿也想出来听听小朋友在唱什么歌”。 幼儿园的老师大受感动，她原来的答案很简单，还有点枯燥。“因为天气变暖和了”。对于科学家而言，最常见的毛病是迷信书本，墨守成规。

有个青年人想学禅，找到一位著名的禅师。禅师开导他很长时间，他仍找不到入门的途径。这时禅师端起茶壶，朝年轻人的碗倒茶，。茶碗已经斟满，禅师还不断地倒。年轻人终于忍不住，提醒说：“师父，别倒了！茶杯已经装不下了”。 禅师这才住手，慢吞吞地说：“是啊，装不下了。你也是这样，要想得到禅的奥妙，就必须把头脑腾出空来，把充填在里面的幻想和杂念清除出去”。听了这番话，年轻人恍然大悟。通过这个故事，我们可以感受到佛教所倡导的“无”。“无”就是“空”。无论是学习还是创新，以至于直觉，头脑中的“有”——范式的束缚都会阻碍

我们。只有“无”，无拘无束、广泛交流、联系对比、猜测推想、海阔天空。

其次，思维的高度集中，集中于所思考的问题上。在这个过程中，要使自己的思维条理化：包括对阅读文献和实验结果的整体认识、历史进程的概括、成功与失败、探讨问题焦点和转化、目前症结所在，解决方向和途径、实验设计的证伪能力、实验方法和误差、解释中的推理和类比等。在这个过程中，要不断清理自己的思想，使自己的认识清晰，条理分明。许多初学者最容易犯的毛病是长篇累牍照搬前人结果，不加分析、罗列事实、难分主次。应该把前人的认识和工作集中在几个主要内容上，然后通过逻辑分析和实验来揭示其是非。对于事实必须分清主次，选择对全局有关键意义的主要事实，突出予以关注。正如 Einstein 在发展狭义相对论时所作的那样，主要依据相对性和光速不变两个基本事实。

在编写论文的过程中，自己的思维条理化也是十分重要的。在论文中常见的思维方面的问题有：主题的中心与论文范畴、内容不符；主题、前言与结论缺乏有机联系；文献综述与主题不相呼应；章节彼此重叠；论文主线不清，甚至有多个主线；对有突出意义的内容挖掘深度不够，未能成为论文中的创新重点；只介绍自己的实验结果，不能囊括前人成果为己所用；或是不能结合地质科学实践；或者对物理、化学机制认识不足，难以深入发掘事物中的本质特征；结论多而依据不足等。

只有在思维集中于某一问题，在思维条理化之后，才能步步深入，进入心醉神迷的沉思阶段，这时将处于创造力的激励状态，同时也是思维的自由活动时期，这时，周围出现的偶然事件，特别是在暂时放下问题时，会以类比等各种因素触发出思想火花，引导直觉形成。

再次，多想的另一个重要内容就是多猜。科学创新中必须含有猜想。要培养自己善于猜测、敢于猜测，培养猜测的信心，相信自己是在正确的道路上接近真理。要有胆量说出来，要准备承担风险，不怕犯错误。Einstein 很欣赏 Lessing（莱辛）的一段鼓舞人心的言辞：“为寻求真理的努力所付出的代价，总是比不担风险占有它要高昂得多”。

（2）整体化：直觉是综合的，而不是分析的。它侧重于在总体上把握对象，而不拘泥于某些细节，要把细节熔化于事物的总体演化中。例如，把考虑的问题放在更大的学科范围内来认识、理解和深化。不要局限于分学科的范围，甚至可以突破学科的范畴，以至于自然科学的范畴。要用过去、今天和未来的历史观点认识当前考虑的问题。既考虑问题的空间特征，也注意它时间特征。但是，人们往往更多地注意自己所从事的课题，而忽略整体性的思维。正如地质学家涂光炽教授指出：“我们是把煤矿、石油、天然气和金属、非金属矿分别对待的。石油、天然气是由过去的石油部管，……实际上，自然界都是内在的有机的联系着的，这样就把自然界的统一成矿过程，人为分裂了”。

Einstein 曾说过：“科学研究的领域已大大地扩张了，每一门科学的理论知识都已变得非常深奥。但是人类智慧的融会贯通的能力总是被严格限制着的。因此，无可避免地，研究者个人的活动势必限于愈来愈狭小的人类知识部门里。更糟糕地是，这种专门化的结果，是我们愈来愈难以随着科学进步的步调来对科学的全貌作个那怕是大略的了解，而要是没有这种了解，真正研究精神必定要受到损害。情况的发展很像《圣经》中巴贝尔通天塔故事所象征的那样。每一位严肃的科学工作者都痛苦地意识到，他们违反本意地被放逐在到一个在不断缩小的知识领域，这是一种威胁，它会使研究者丧失广阔的眼界，并且使他下降到一个匠人的水平”。

中世纪以来西方自然科学的基本特征，就是像人们所说的“拆零”。把活生生的事物，拆成一个个学科，又拆成分学科，最后只剩下当前的一个课题，一个狭窄的“坐井观天”的课题。当你为之努力的时候，你已经忘记自己当年的宏伟雄图，你在这个小小的天地里，敲着计算机的键盘时，你或许会想起华盛顿的美国地质调查所被解雇的地质专家。他们虽然为这个专业贡献了一生，已经难以重新就业。你可能想到自己会不会也走到那一步。实际上，这就是“拆零”的后果，它可以毁掉你，毁掉他，促使某些学科方向走向衰亡。

在第二次世界大战之后，德国科学研究部门曾经作过一次调查。调查结果表明，战后德国科

研成果水平不高的主要原因是，战后科研部门的主持人都是战前卓有成就的科学家，但他们的研究课题和研究内容都与战前相近，而与当前世界的科研方向和前沿不符。学术思想落后导致科研工作远离科学前沿，很难取得重大的成果。

从科学史研究结果来看，许多有成就的，甚至取得划时代成就的科学家，都习惯于对本门学科，以至于整个科学趋向经常进行战略性的审视。力图把握时代的脉搏，从整体上来认识和理解研究的内容和方向。这也是本书力图引起读者注意的问题，应当注意鸟瞰当前主要科学进展，从整体上认识地球科学发展。

（３） 图像化：现代脑生理学研究的结果表明，人脑左半球主要具有语言、分析、逻辑、算术和抽象思维功能；右半球主要有非语言、综合、直观、音乐、几何图形识别的形象思维功能。前者是串行的、继时的信息处理，是收敛的因果式的思考方式；后者是并行的，空间的信息处理，是发散性的非因果式的思考方式。有人认为，数学和物理创造主要是右半球的功能。所以，要有效的获得知识，进行直觉的创新，需要有两个脑半球的协同动作。

图像化就是把问题尽可能地认变为图像或图形符号，而不只是语言符号和数学方程，建立针对问题的空间概念和空间理解能力。Einstein 在许多文章中都讲到物理原理的几何化问题。广义相对论提供了物理学的几何化的典型例证。他彻底改变了物理学家对几何学的看法。在建立狭义相对论中，Einstein 是以欧几里德几何学为基础。Minkowski 引入时间，建立了四维几何学。这时，它们都是平直的空间，空间——时间是独立于物质或者场而存在。也就是说物理学和几何学是割裂的。在建立广义相对论时，1908 年 Einstein 已发明了等效原理，看出下一步需要一个物理方程。它在坐标的非线性变换下，形式具有不变性。但是，这时 Einstein 受传统束缚，认为“坐标必须具有直接的度轨意义”。1912 年 Einstein 在老同学格罗斯曼的帮助下使用 Riemann 几何。在这段时间里，Einstein 的思想有巨大的转变，他深刻地看到几何学对物理学的依赖性：物体的几何性质不是独立的，而是和质量分布有关的。这使 Einstein 更注意物理学与几何学的关系：一切物理学场论都有与它相适应的空间结构形式，也即可以用相应的几何学来表述，而且一种场方程的形式几乎完全决定于几何空间的结构形式。因此，寻找一个场方程在很大程度上就归结为寻找一个与之相应的几何空间结构形式。说到这里，我们不禁想问，在地质现象后面是否也联系某些特定的几何学问题呢？

在 Einstein 把物理学几何化的影响下，杨振宁和米尔斯 (Mills) 发明了非阿贝尔规范对称，以之为主的理论也称杨—米理论。而 Salam、Weinberg 和 Glashow 用这一理论提出弱电相互作用的统一理论。为此，他们三人获得 1979 年诺贝尔奖。

4　小结

纵观 20 世纪以来科学的巨大进步，以及对这一过程的思想和理论的综述，我们可以得到下列的认识：

（1） 更加清楚地理解到思维在创新中的关键作用，把科研创新从经验论中解放出来。

认识的来源是一个哲学的主要课题。在古代人们相信，知识可以从纯粹思辨中产生。在西方宗教的影响下，唯理论曾经占据统治地位。中世纪的自然科学在与唯理论的斗争中形成，主张尊重事实，强调观察、实验方法。Locke（洛克）对知识起源的回答是：来自经验。我们的一切知识都是建立经验之上，从经验最后得到了知识（朱亚宗，1985）。Harvey（哈维）提出：不以书本为根据，而以实验为根据；不以哲学为老师，而以自然界为老师。

把人的认识来源归结为感觉经验，这显然是一个重大的进展。但轻视理论思维，强调直接经验，注重对细节的深入分析，主要采用归纳逻辑，使用分割、孤立和静止的方法，这都导致了以后机械论的流行。

Einstein 也主张认识起源感觉经验，而且认为感觉经验背后存在着独立于人的主观意识之外的客观世界。他说：“我们的一切思想和概念都是由感觉经验所引起的，它们只有在涉及这些感觉经

验时才有意义”。但是，Einstein 在科学创新的哲学上最重大的贡献是，他正确处理经验事实与理性思维之间的关系，特别是强调了思辨的重要意义，即在感觉经验的基础上思辨的重要意义。他提出：“感觉经验是既定的素材，但是说明感觉经验的理论却是人造的。它是一个极其艰辛的适应过程的产物”。

这正是 Einstein 对自己艰辛的科学创新过程的总结。在狭义相对论的创建过程中，Einstein 意识到，感觉经验只是“素材”，不能从中归纳出或者揭示出理论，或者说理论不可能建筑在直接观察事实的基础上，Einstein 只能从这些有限的事实中构造出普遍原理，才使狭义相对论得以完成。广义相对论的发明更证明了理论思辨在科学创新中的重要作用，证实在科学实践上主体与客体相互作用中，科学家的理性思辨的关键意义。对此，Einstein 强调指出：“思维本身始终不会得到关于外界客体的知识。感性知识是一切研究的出发点。只有考虑到理论思维同感觉经验材料的全部总和的关系，才能达到理论思维的真理性”。

显然，一定要把认识来源归结为客观实在的观念也并非完全正确。正如 Piaget（皮亚杰）指出的：“从研究起源引出来的重要教训是：从来就没有什么绝对的开端”。即使是现代科学理论，也找不出它的无限往回沿伸的绝对起点，只有一个相对的起点。Piaget 认为，认识的起源是主体和客体之间相互作用，既不同于经验论，也不同于唯理论的观点。

事实上，在人类认识史上首先突破“认识来源于经验”的是 Marx（马克思）和 Engels。他们提出“认识来源于实践”。而 Einstein 等一批 20 世纪科学革命的旗手是从他们的科学实践认识到这一点。登上这一新的认识阶梯，充分体现了人脑思维的关键作用，更具体地说是科学家的理性思辨在科学实践活动中的关键作用。

（2） 更加清楚地认识到科学家的创新在科学活动中的重要意义，体现了潜藏在人类本性中的创新本质。

Poper 以他的“反归纳”、“证伪”的观点把以前的科学发展模式：实验（观察）—归纳—理论，改变为：

问题（批判）—实验—猜测（直觉）—理论—检验（证实或证伪），

这不仅比过去的旧模式更加完整、更合理，最重要的是，其中每一个步骤都凝聚着科学家的创新精神。

提出新的问题和批判地认识问题的实质是科学创新的第一步。科学的生命力在于科学家的批判精神。科学是在否定，或者说部分否定现有理论的基础上前进的。现存的科学范式中的缺陷需要弥补；当今科学范式中根本性的矛盾必须解决，这些都促使科学家以批判的眼光不断审视科学的一切进展，揭示当前学科中的主要矛盾。科学工作者应当记住桑德尔曼的话：“看人人熟视无睹的东西，想人人未曾想过的问题”。阻碍科学家发现新问题、批判旧思想的主要是传统的科学范式，其中包括现有的科学理论，也包括社会的文化、历史背景。而阻力不仅来自外界，更重要的是来自科学家本人，源于科学家本人的思维认识模式。

针对某一问题的关键进行有目的地实验，这已经是当前广泛流行的实验方法。杨振宁和李政道的宇称不守恒问题被吴健雄的实验所证实，成为珠联璧合，相得益彰的千古佳话。当然，不在理论指导下发现的特殊实验事实，即按原来的观察模式，从观察发展到理论仍然是重要的。历史表明自然界经常会给人们以意外惊喜。实际上这些貌似偶然的不合常规的实验事实上，往往蕴藏着大自然的必然规律。所以，作者在这里奉劝大家，不要轻易抛掉那些不合常规的，甚至与现有理论相反的实验结果，要认真地以理性思维来对待它。

20 世纪的科学革命表明，任何光辉的理论都存在的局限性和片面性，终将为更新更好的理论所代替。科学是人类对自然界的不断认识过程。自然界是开放的、无限的、不可穷尽的体系。所以，科学也是在奔向绝对真理的长河中，沿着“否定之否定”的规律不断向前。每一个时代的理论思维，都汇集了当代经验事实，都表现为一系列的科学理论的更迭，以及思维形式的变革。

基于这个观点，可以得出一个构建理论的模式：

观察（实验）—原理—形式—理论。

在对待观察事实上，Poper 的“反归纳”观点像一声警钟，使我们看到归纳逻辑的有限性，提高了科学家在理论创新上自觉性。那么，如何对待观察的经验事实？应该特别注意与旧理论矛盾的、不能解释的、或被牵强附会地解释的事实，特别注意大的、根本性的、整体性的、有普遍意义的事实，特别注意新的、出乎意料的事实。然后，按照传统和非传统的思路，最好是从多种不同的思路，使用归纳、演绎、统计、类比等各种方法来总结经验事实。

构思基本原理是科学创新中最关键一步，也是对科学家的科学创新能力的最重要的考核。挑选基本原理的道路是不同的，得出的原理也是不同的。科学家本人的科学理论素养和思维方法决定了他的成败。在这里思维方法可能起着更大的作用。构思基本原理，特别是前面叙述的更高层次的基本原理，是十分困难的。仅用抽象的方法，或者逻辑的方法很难达到，以实际经验为基础的直觉常常能帮助人们找到它，但是，直觉的结果并不可靠。

理论形式，指的是数学形式。它的重要意义在 Einstein 发明广义相对论的艰辛过程中才被我们所认识。Einstein 说：“一个理论可以用经验来检验，但是并没有从经验建立理论的道路。像引力方程这样复杂的方程，只有通过发现逻辑上简单的数学条件才能找到，这种数学条件完全地或者几乎完全地决定着这些方程。但是，人们一旦有了那些足够强有力的形式条件，那么，为了创建理论，就只需要少量关于事实的知识”。显然，数学形式对于物理学是必须的。看来，数学形式对于地学也是必须的。但是，道路将更加艰辛而漫长。

在有了基本原理和数学形式之后，新理论应该是刚性的，或者说它是一个完美的逻辑体系，有着一系列的严谨的推论和预测。它的优点不在于它能解释旧理论不能解释的事实，不在于能解释更大范围中更多的事实，而在于它能够预测可以检验的新论断，预测旧理论不能预测的新事实，甚至当今还没有见到的事实。旧理论常常可以用附加条件，以致于牵强附会来解释事实，而新理论的刚性则可以通过它的预测失败而被彻底证伪。

检验被放在理性思维过程中的更重要的位置上。没有必要要求对新理论的全部论断进行检验，事实上这种要求从来没有一个理论能达到。当然，检验主要是对新理论的新预测的判决实验。通过关键检验的理论是被证实的理论，它不同于假说－未经检验的理论，说明它符合一定的客观存在事实。既使以后它又被证伪，也应当承认它在一定范畴内的合理性。而理论从证实走向证伪则说明科学的进步，说明人类科学创新的成就。

（3） 更加清楚地认识到在科学家的创新活动中，科学家本人的品质、素质、逻辑思维能力的关键意义。

科学的认识主体是人，是科学家。科学是社会中的人，受到时代精神、文化的影响和局限、还会受到社会生活中各种诱惑，以至于摧残。能否面对现实，以科学为目标，为真理献身，这是对每一个科学工作者的终身考验。

回顾 Einstein、Planck、Bohn、Schrodinger、Heisenberg 等 20 世纪科学革命的旗手，它们的共同特点是无私无我，以真理为贵，正确处理个人和社会的矛盾。个人和社会的矛盾是人生中最基本的矛盾，它也渗透到研究者的治学精神中去。从某种意义上说，个人和真理的关系显得更为重要和根本。也就是说在科学领域里，个人与社会的矛盾主要表现在个人与真理的相互关系上。是无私无我，以真理为贵，还是扮作一付科学家的面貌，追名逐利，唯我独尊、自以为是，就是处理个人与真理关系上的两个极端。Einstein 在“自述”青少年的经历中谈到，他自己如何从“仅仅作为个人”的桎梏中解放出来。他发现“在我们之外有一个巨大的世界，……像一个伟大而永恒的谜，……吸引着我们。……许多我所尊敬和钦佩的人，在专心从事这项事业中，找到了内心的自由与安宁。在向我们提供的一切可能的范围里，从思想上掌握这个在个人以外的世界，总是作为一个最高目标而有意无意地浮现在我的心目中。……自己的主要兴趣逐渐远远地摆脱了短暂的和仅仅作为个人的方面，而转向力求从思想上去掌握事物”。

科学探索是一种人类精神的最高表现。科学探索是一种世代相继、崇高伟大的事业。曾有人

问 Einstein：如果有人在您病危时问您，您把您的一生看作是成功还是失败，您将怎样答复？Einstein 回答说：“无论在垂危之际或这以前，我都对这问题漠不关心。大自然不是工程师或企业家，我自己不过是自然的一个极微小的部分”。历史的规律就是这样：一个对自己成败最漠不关心的人，却取得了那些一味追求个人功名的人梦寐以求的伟大成就。

1919 年广义相对论的预言被证实后，Einstein 已经誉满全球。而他却逃避声誉带来的荣华，不愿把自己放在与众不同的特殊地位上。一次坐船去纽约，人们特地为他安排了一套舒适的房间。Einstein 十分生气，宁愿坐统舱，也不愿呆在豪华的房间里。五十岁生日时，他躲到柏林郊区的农舍里，赶走追踪而来的一个美国记者；却给一个寄给他一小盒烟草的失业工人，发出第一封致谢的回信。1927 年 Einstein 在悼念 Lorentz 的文章中，引用了 Lorentz 的一句话：“不要统治，但要服务”。在 Cohen 与 Einstein 的谈话中，他们谈到 Newdon 与 Leibniz 关于微积分发明权问题，曾设立一个国际调查委员会。今天知道 Newdon 在幕后操纵这个委员会。Einstein 说，他为这种行为感到震惊。Cohen 说，进行这种激烈的争论，是时代的特性，而 Newdon 时代以后，科学行为的标准已经大大地改变。Einstein 对此并无太强烈的反应。他觉得不管时代气质如何，总有一种人的尊贵的品质，它能够使人超脱他那个时代的激情。

Einstein 是一个解放了自我的人。1917 年 Einstein 在引力场方程中不自然地引进一个宇宙常数项，得出了一个静态宇宙模型解。五年后苏联 Friedmann（弗里德曼）求出引力场方程的一般解，提出动态宇宙模型。当时，Einstein 怀疑这一结果，并在德国物理学期刊著文驳斥。不久，Einstein 认识到 Friedmann 模型的正确性，在 1923 年同一刊物上公开承认错误撤回批评。后来 Einstein 还一再重提此事，责备自己做了一生最大的错事。虽然，现在科学家目前认为宇宙常数相当重要，并继续探索这一问题。在 Einstein 的科学生涯中，他曾多次公开改正自己在科学探索中的种种错误，这在科学史上也是少见的。他在临终前一年指出：“我认为非常有可能，物理学不是建立在场的概念上，即不是建立在连续体上的。如果是这样，那么，我的全部空中楼阁－包括引力理论在内－其至连其他现代物理也一样，都将荡然无存”。

无私才能无畏。科学的道路是崎岖的。这是一种成功率极低的事业，有失败，有风险，有传统的压力和影响，有名利的诱惑，有讥讽，有打击，有种种不公正的对待。要想在科学事业上有所前进，需要品质高尚、科学素养高、逻辑思维能力强、愿为真理而献身的科学工作者。正如德国思想家 Lessing 所说：“对真理的追求要比对真理的占有更可贵”。

要是不相信我们世界的内在和谐，那就不可能有科学。这种信念是，而且永远是一切科学创造的根本动力。

－－爱因斯坦

第二章　　地球

第一节　地球的表面特征

地球表面的地形特点与其它类地行星大不相同。地球上有许多年轻的褶皱山脉和盆地；而在其它类地行星上常见的环形山则极为罕见。板块构造理论认为，地球与其它类地行星这些表面特征的差异，是由于板块的形成、运动、及其消亡所造成。

地球表面的最重要的特征是存在着陆地和海洋两个基本单元，以及两者分布上的巨大反差。地球表面面积约为 $510\times10^6km^2$，海洋占 70.8%，陆地仅占 29.2%。最大的陆地——欧亚大陆比三个大洋都小。太平洋是最深的大洋。海洋平均深度为 3729m，远大于陆地平均海拔高度 875m。最高的珠穆朗玛峰为 8848.12m，而最深的马里亚纳海沟深 11033 m。陆地大量分布在北半球，大约占陆地总面积的 65%以上，它们三面环绕着北冰洋；而南半球只有 19%是陆地，南极位于南极洲的中部。

大陆是指海平面以上的陆地。大陆地形与地质构造关系密切。前寒武系地层裸露为主的地盾，或在前寒武系地层上具有沉积盖层的地台，大部分为平原、高原或盆地。显生宙的褶皱造山带多为山地和丘陵。世界上最宏伟的横贯欧亚大陆的阿尔卑斯山—喜马拉雅山系和环太平洋带安第斯山、科迪勒拉山、以及太平洋边缘岛屿上的山脉是最年轻的中、新生代造山带。但从地质上看，大陆还应该包括大陆架和大陆坡，三者约占地球表面的 40%。大陆架通常指的是低潮水面以下，向深海延深的环大陆平坦地带。大陆架的外缘有斜坡，常以较陡的一个斜坡作为大陆架外缘，其水深小于 200m。这是 1958 年国际海底地形命名委员会关于大陆架的定义。但是，学术研究中常用以 200m 等深线以内作为大陆架的外缘。大陆架的宽度 10～1000m。大陆坡通常指紧靠大陆架的外缘，向洋底过渡的斜坡，坡度平均为 3°～5°，达 30°～50°，其下限水深 2000～3000m。因此，大陆坡与洋底的分界线才是大陆板块与大洋板块的真正分界。

大洋盆地不包括大陆架和大陆坡，是深度为 2440～6000m 的海底盆地，平均深度 4573 m。它是海洋中最大单元，占大洋总面积的 41.8%。

大洋中脊和中隆是洋底的隆起地形，占大洋总面积的 32.7%。是大洋中主要构造单元，形成海底山系。洋中脊多位于大洋中部，远高于周围海盆。如大西洋中脊高出两侧洋盆 1000～2000m，宽 1500～2000m，局部可以露出水面形成岛屿。洋中隆是广阔的水下高原。如太平洋的“Z”形展布的洋中隆，宽 2000～4000m，高出两侧洋盆 2000～3000m。

大洋盆地底部还散布着许多在地形上孤立的、成群或成链的近园锥形的海山，海山高出洋底 1000m 以上。它们大部是火山成因的，有的顶部发育有环礁，说明其顶部曾达到海平面附近。

大陆和大洋之间的大陆边缘有两种类型：大西洋型（被动大陆边缘）和太平洋型（主动大陆边缘）。大西洋型由大陆、大陆架和大陆坡组成，下接大洋洋底。太平洋型则以在大陆坡下有海沟为其

特征。海沟陆侧或与岛弧相接。岛弧是排列呈弧形的一系列岛屿，弧的凸面朝向海沟。岛弧和海沟的组合简称为弧沟系，这在西太平洋最为典型。岛弧与大陆之间有边缘海盆。盆地内地形起伏，槽脊相间，平均深度 3500m，最深的南中国海可达 5559 m。东太平洋的海沟内没有岛弧相伴，代之以高耸的陆缘山系，称为安第斯型大陆边缘。

第二节　　地球层圈结构

地球层圈包括大气圈、水圈、生物圈，以及由岩石为主组成的固体圈。传统地质学更注意固体圈的研究。

1　　大气圈

大气圈是由地球引力场吸引于地球外侧的气体所组成。大气圈通过风化、剥蚀而改变地球的外貌。地球上的生命依赖于大气圈和水圈。大气圈还阻挡了大部分的太阳辐射和陨石撞击。

地球大气圈的组成成分见表 2.1。其它微量组分气体，例如，H_2、N_2O、CO、NH_3、NO_2、SO_2、H_2S 和 O_3 为 0.5×10^{-6} 或更低。

表 2.1　　太阳系行星大气圈的组成成分*（Baugher，1988）

	CO_2	N_2	O_2	H_2	He_2	其　它　气　体
水　星						
金　星	96.4%	3.4%	微量		微量	0.14%H_2O,0.02SO_2,Ar,HCl,HF,H_2S ,CO
地　球	330 μ	78%	21%		70	0.93%Ar,　0-4%H_2O,0.03%CO_2,18 μ Ne,1.5 μ CH_4,1 μ Kr
火　星	95.6%	2.7%	0.1%			1.6%Ar, H_2O,CO,Ne,Xe
木　星				81%	19%	CH_4,NH_3, H_2O,P H_3,GeH_4,C_2H_6
土　星				89%	11%	NH_4,CH_4,　H_2S,　P　H_3,
天王星				74%	26%	C_2H_6,C_2H_2,C_3H_4,C_3H_8
海王星						CH_4,C_2H_2, C_2H_6
冥王星						大量 CH_4，有 C_2H_6，可能有 NH_4 CH_4

*：μ =10^{-6}

大气圈自下向上变得更稀薄，上界可能延伸到地面上 6400 km 高度。最下部 32km 占总质量 99%以上。海平面上空气重量约为 0.001g / cm^3，平均大气压力为 1kg / cm^2。大气压力通常以 Pa 为基本单位，海平面上标准大气压力为 1.0132×10^5 Pa。

根据温度可以把大气圈分为四层（图 2.1）：大气圈的下部，太阳辐照到地表，地表又辐射红外线加热空气使之升温，其温度随着高度增加而下降，约在 17km 处，达到近于－60℃的最低值，这是对流层顶。对流层在赤道地区厚约 15km，两极厚约 8km。对流层之上为平流层。平流层中 20～30km 为臭氧层，臭氧分子吸收太阳能量使温度逐渐升高，在约 50km 处达 0℃。中间层或称职逸散层处于平流层之上，其温度再次下降。中间层顶部，约在 80km 处温度达－90℃。中间层之上为热大气层，或称电离层。

电离层位于 60～1000km 的高度。由于受太阳紫外线、X 射线和微粒子，以及宇宙射线和流星体等的作用，电离层的部分中性气体分子或原子被电离成电子、正离子和负离子，使之再次升温。电离层可以根据电子浓度极大值分为几个层。在白天，60～90km 高度出现 D 层，电子浓度约 10^3～10^{10} 个 / m^3；90～140km 高度上出现 E 层，电子浓度约 10^{11} 个 / m^3；F 层白天分成 F_1 层和 F_2 层，F_1 层高度约 140～220km，F_2 层高度约 300～350km，电子浓度约 2×10^{12} 个 / m^3。在夜间，一般只有 F_2 层，电子浓度约 2×10^{11} 个 / m^3；E 层有时也出现，但电子浓度比白天小 1～2 个量级。比 F_2 层更高的区域，电子浓度逐渐下降，称为外电离层（杨少峰，1998）。再上为外逸层（exosphere）。

图 2.1　　地球大气圈的分层 （Allaby，1992a）

1.1　　大气环流和科氏效应

大气圈接受太阳辐照，受热使空气膨胀上升，驱动大气循环。上升和下降气流形成对流。从高压区向低压区的水平运动称为平流。1855 年 Ferrel 提出每个半球有三个主要的垂直环流圈：哈德莱（Had1ey）环流、费雷尔（Ferrel）环流和极地环流（图 2.2）。Hadley 环流和极地环流被称为正环流，它们基本上是由于冷热源驱动的。Ferrel 环流被称为逆环流，它是由上述两个环流圈间接驱动的。这些环流由于地球自转所产生的科氏效应，导致风向偏转。科氏效应是 Corlolis 于 1835 年得出的关于物体相对于转动平面的运动理论。根据这一效应北半球的风向右偏，南半球向左偏。

首先，赤道上空的热空气上升，造成 Hadley 环流。Hadley 环流在赤道区上升时产生降水并释放潜热；上升空气在对流层上部分别向北或向南朝着两极流动，因受科氏效应被偏转形成向东的上层西风；然后在 30°N 和 30°S 附近有部分空气下沉，形成副热高压带，下沉的近地面气流从 30°流向赤道低气压区时向西偏转，而形成低纬度的偏东信风（图 2.2 中的黑箭头），即北半球低纬度的东北信风（trade wind）和南半球低纬度的东南信风。按照惯例，东北风是从东北向西南方向吹的。在 30°未下沉的 Hadley 环流继续向极地流动形成副热带高空急流。

Hadley 环流可以在卫星云图上确定。低层变化可由地面风场所反映，高层变化则体现为云系的移动。Hadley 环流上升的中心区常常表现为湿度、云量和降水量的高值区。Hadley 环流上升支附近的低层辐合区被称为热带辐合带（ITCZ）。ITCZ 的暴雨造成大陆上主要的热带雨林带，而 Hadley 环流下沉支对应于干旱形成沙漠带。例如，美国西南部的莫哈维沙漠，澳大利亚西部的大沙漠、吉布森沙漠和维多利亚大沙漠，北非的撒哈拉大沙漠，南非的卡拉哈里和纳米布沙漠，中国的戈壁沙漠和南美西海岸的阿塔卡马沙漠。

Ferrel 环流是在 30°附近下沉的部分空气在地表上继续向极区运动，流向 60°附近的相对低压区（亚极低压带），然后上升。它的近地面气流受科氏力作用，组成 30～60°之间的中纬度强盛西风带（图 2.2 中的空心箭头）。该西风带并不像偏东信风那样持久。

极地环流的特点是在极地下沉，60°附近上升。实际上，从赤道上升一直在对流层上部运动的空气，越过副热高压带和 60°纬度后，汇聚 60°附近上升 Ferrel 环流，到极区下降变成冷而密度大的下沉气流，形成极地环流圈，其强度远弱于 Hadley 环流。极区下沉空气使极地附近成为高压区。从极地高压带向亚极低压带的地表风，因科氏效应形成极地东风带。在极地东风带和盛行西风带之间的界线称为极锋。

图 2.2　　地球大气圈环流的理想模式（格拉斯，1986）

图 2.3　北半球气流循环（Allaby，1992a）

a　夏季；b　冬季；mA：北冰洋；mT：赤道海；mP：极地海；cT：赤道陆地；cP：极地陆地；cA：北极陆地

图 2.4　　南半球气流循环（Allaby，1992a）

a　夏季；b　冬季；mA：南极海；mT：赤道海；mP：极地海；cT：赤道陆地；cP：极地陆地；cA：南极洲

三个环流反映全球平均大气环流系统的某些大尺度特征。在所有的空间尺度上，实际环流与示意图（图 2.2）有很明显的差异，在日平均乃至月平均的风场气压场与上述简单图像也有显著的不

同。特别是季节变化和海陆差异所造成的变化更为明显（图 2.3，2.4）。三个环流随季节而变化，北半球夏季向北迁移，而冬季向南迁移，如同 ITCZ 随太阳加热场的变化而发生位移。海陆差异会引起相对于三个环流型的区域性的偏差，出现局地的海陆风和区域性的季风现象。

2.2 季风

“季风”（monsoon）一词来源于阿拉伯语的“季节”，常用来表示大尺度风系的季节性转换。季风一般发生在沿海及其附近地区，因海陆差异产生季节性风的转换。虽然世界许多地方都有季风，但是亚洲季风对大气和人类的影响尤为显著。它表现为夏季印度－孟加拉湾的低压中心和冬季蒙古－西伯利亚的高压中心。

季风与大范围的海陆风有某些相似之处。海陆风的成因是：陆地的加热和冷却比海洋快，因此中午太阳辐射使地面迅速受热，陆地上的空气被加热而上升，形成相对于海洋的陆地低压。气压梯度引起午后近地面层的向岸海风。水面上方为下沉气流，这样便形成一个闭合环流圈。夜间的情况刚好相反，陆面冷却比海洋快，因此在陆地上产生下沉气流和地面高气压，在海洋上为上升气流和海面低气压，近地面为陆风，由于夜间空气柱的稳定度往往比白天大，所以陆风往往比海风弱得多。

季风与海陆风的区别，在于前者是大陆冬夏差异所引起，后者是局地昼夜差异现象。夏季亚洲大陆的加热比周围海洋快，因此在亚洲大陆上空产生上升运动和大尺度低压系统。夏季 ITCZ 的向北迁移可使该系统增强。大陆低气压导致空气向低压区辐合，因此印度洋或太平洋上空的暖湿空气向南亚上空汇合，当空气在喜马拉雅山南麓、云贵高原上升时会产生强降水。冬季的情况则相反，大陆的迅速冷却诱发强高压中心（永久性的西伯利亚高压），干冷空气从高压中心向外流出。结果使南亚每年冬季经历数月的干燥和晴朗天气，与夏季的暴雨天气形成鲜明的对比。但是，季风和海陆风仅仅是一部分相似，因为季风环流包括许多海陆风未涉及到的复杂性。例如，季风环流的尺度比典型海陆风大得多，并且常常同高层大气环流，特别是高空急流有相互作用。

Hadley 环流、Ferrel 环流和极地环流均为南北向的环流，与此相对照的是平均东西向运动垂直环流圈。这就是赤道太平洋上空的沃克（Walker）环流，印度尼西亚上空的空气上升，东太平洋上空的空气下沉。Walker 环流是由 Walker 及其同事于 20 年代提出的。他们发现在这东西太平洋的地面气压距平之间存在着强的负相关。Walker 环流强度的变化产生大尺度的不规则周期的振荡，称为南方涛动。这在第六章中将作进一步讨论。

2 水圈

地球的水圈包括大气圈、地表和地下的水。地球表面约 71％的面积被水所掩盖。97％的水贮存在海洋中。不足 3％贮存在陆地上。陆地上的水约 77％为冰盖和冰川，其余主要是地下水，只有 0.001％的水在大气圈内。

海洋是最大的水汇。海洋总质量约为 1.39×10^{21}kg。海水中含有约 3.4％溶解盐。其中氯占有 55％，钠占 31％，SO_4^{2-} 7.7％，镁 3.7％，钙 1.2％，钾 1.1％。它们来自火山排气和岩石风化。河流每年带入海洋 3.5×10^{15} g 物质，目前海洋溶解物质总量达 5×10^{22} g。盐度是水中溶解盐的总重量，以重量的千分比表示。海水平均盐度 34.5‰。降水和海洋表面的蒸发作用，以及大陆迳流都影响海水含盐度，以至于海水的纵向混合。

2.1 水循环

水圈的基本运作是水循环。水循环有四个主要环节：海洋和陆地水的蒸发、降水、地下岩层贮水和径流。全球的水循环与生物和气候密切相关。它控制全球气候和 C、N、P、S 在大气、海洋和陆地中的循环。如果把大气中的水分布到整个地球表面，可以形成 25mm 的水层。如果蒸发突然停止，而降水和下雪仍维持正常，大气中的水至少可以供应十天（表 2.2）。地球表面的淡水，通过蒸发和转运可以在 5 年内消失，或在十年内排干。与水相比，雪和冰的变化时间尺度不同，雪在数小时有很大的变化，可以在一、二周内消失。大海和湖泊的冰相似。大片的冰则要数年到数十年才有

可测量的变化。大地上的雪反射率最高，对地面辐射热和气温有影响，同时它是地面和大气中高性能的绝缘层。

表 2.2　全球水总量和滞留时间（Allaby，1992b）

	储量（km^3）	平均滞留时间
海洋	1,350,000,000	3,000 a
冰盖	24,230,000	10,000 a
地下水	10,100,000	1,000 a
土壤水	25,000	1 a
湖泊	220,000	1a 到 1,000 a
河流	1,000	10 d
大气	13,000	10 d

除海水外，地球大部分水被圈闭在南极和格陵兰的冰层中，平均滞留时间一千到一万年。它与气候紧密相关，但它们的体积，以及变化状况尚不清楚。但是，它的变化会引起海平面的较大变化。

2.2　大洋洋流

大洋洋流对气候变化和生态状况有重要控制作用。大洋洋流可分为表层流、上升流和底层流。洋流也受科氏力影响。一般来说，表层流主要由大气环流所驱动，并受陆地形态的影响。在运动的过程中，难以留下沉积物的记录，只能通过生物学标志及其他间接的方法，例如，古温度、古气流或物理、数学模拟法来恢复它的面貌（图 2.5）。唯一的例外是随冰山或浮冰漂流的冰筏物质可以为之提供特殊的标记。冰筏物质的特点是分选性极差，呈斑点状散乱分布；粒径比正常远洋粘土与软泥大得多，可出现砂、砾级物质。根据现今冰载物质的分布，可知南极洲冰碛物能搬运到南纬 40°；在北大西洋地区，冰载物质分布区前缘大体与现今寒带与温带的界线相一致。

图 2.5　世界大洋主要表层洋流分布图（Allaby，1992a）

a：北半球夏季；b：北半球夏季。实线：暖洋流，虚线：冷洋流:，点线：风向

AC：南极环流，Ag：阿格汉斯（Agulhas）流，B：巴西流，Be：本格拉（Benguela）流，C：加里福尼亚（California）流， E：赤道逆流， G：圭亚那（Guina）流， K：黑潮（Kuroshio），L：拉布拉多（Labrador）流，MG：墨西哥湾流， NA：北大西洋流，NE：北赤道流， NP：北太平洋流，P：秘鲁流，SE 南赤道流

海岸上升流可以从沉积物的信息来确定。上升流为表层水体带来极丰富的营养物，使海洋生物的产率明显提高，尤其是作为初始生产率的藻类生物得以大量繁殖；与此同时，由于水体中有机质含量明显增加，使得钙质生物介壳在沉降过程中不易保存，因而在沉积物中表现出硅藻的壳体特别富集，沉积物内蛋白石质的含量增加。因此，根据高含量的蛋白石质与有机质，大量保存完好、个体偏大的硅质微体化石，底栖有孔虫含量相对于浮游有孔虫的比值较高，鱼类残骸量明显增高，低氧或缺氧环境，以及高的沉积速率等标志，可以确定古代上升流的区位、分布与活动强度。

底层流主要利用沉积物的结构与构造特征来认别。底层流与浅水环境的水动力学运动条件类似，可以通过海底地形和流速等内容予以研究。当底层流的速度足够大时，海底沉积物被侵蚀，出现沉积间断。侵蚀作用一般出现在底层流的轴部地区，形成侵蚀性地貌景观；同时，沉积作用则出现在主流线的侧翼。与近岸浅水区一样，侵蚀与沉积这两种作用是一种相互过渡、相互消长的现象。随着水流强度的不断增强，其地貌形态可以从细小的线理、波痕、发展到需经几百万年逐渐形成的巨型沉积脊。

除了上述的表层流、上升流和底层流之外，温盐环流（thermohaline circulation）也是近年注意研究的对象。温盐环流是由密度驱动的环流。1814 年 Humboldt 确认低纬度深处冷水不能在当地形成，而是从高纬度流向热带。它以最大速度在海底活动，强烈受控于海底地形。Broecker 等认为，由热力差异所驱动的全球大洋环流受控于北大西洋的温盐环流。沉积脊可以与等深线流（温盐环流）

伴生，有人将其称为“等深流岩（沉积物）”（Contourite）。

2.3 海洋垂直分层和碳酸盐补偿深度界面

海洋水柱的密度差反映海洋的垂直分层。不同水平的水流会流往不同方向。基于温度和密度的改变，海洋水柱可分为三个带（图 2.6）。在海洋中温度随深度减小，上部降低更快。低纬度表面海水为 20℃，500m 为 8℃，1000m 为 5℃，4000m 为 2℃。相对暖的水的浅部透镜体浮在更冷和盐度大的巨大水体－冷深水带之上。表面带仅为海洋体积的 2%。冷水和暖水范围被快速温度和密度改变带隔开。快速温度改变带（图 2.6）被称为斜温层（thermocline）或温跃层。密度快速改变带被称为斜密度层（pycnocline）。

图 2.6 永久的和季节性的斜温层（Kennett，1982）

海洋中最重要的化学事件是 $CaCO_3$ 的沉淀和埋葬。深海埋葬 $CaCO_3$ 时沉积物中的水处于 $CaCO_3$ 过饱和或饱和的热力学状态。$CaCO_3$ 饱和程度由水中 CO_3^{2-} 浓度所控制，向深部 $CaCO_3$ 溶解度增大。有和无 $CaCO_3$ 沉积的界面是深海沉积中的重要界面，即碳酸盐补偿深度界面（CCD）。在 CCD 界面上方有白色碳酸盐物质沉积，其下没有 $CaCO_3$ 沉积，宛如山峰上的雪线，所以也有“海底雪线”之称。与 CCD 有关的还有碳酸盐饱和深度（CSD）和溶跃层（lysocline）两个界面。它们都联系着 $CaCO_3$ 的溶解度。

$CaCO_3$ 在海水中的溶解度，与海水中 HCO_3^- 的浓度，即 CO_2 的溶解度密切相关。当温度降低或者压力升高时，下式的反应方向向右：

$$CO_2（气）+H_2O（液）\Leftrightarrow H_2CO_3 \Leftrightarrow 2H+CO_3^{2-} \Leftrightarrow H^+ + HCO_3^- \qquad (2.1)$$

与大多数盐类不同，$CaCO_3$ 的溶解度随着温度降低而上升，随着温度升高而下降。而当压力增加时，上式反应方向向右，$CaCO_3$ 的溶解度增高。由于在大洋温跃层以下海水温度相差不大，所以碳酸盐的饱和浓度在深海主要取决于压力。事实上，决定碳酸盐溶解作用的是水中碳酸盐的饱和程度 D：

$$D=\frac{[(Ca^{2+})(CO_3^{2-})]_{实测值}}{[(Ca^{2+})(CO_3^{2-})]_{饱和值}} \qquad (2.2)$$

式中（Ca^{2+}）与（CO_3^{2-}）分别表示两者的离子浓度，用 mol / L 表示。据估算河水中平均为 15×10^{-6}，大洋表层水中为 396×10^{-6}，深层水为 400×10^{-6}。由于海水中不同深度处 Ca 离子浓度相差不大，因此溶解碳酸盐的饱和度主要取决于 CO_3^{2-} 的浓度，即

$$D=\frac{(CO_3^{2-})_{实测值}}{(CO_3^{2-})_{饱和值}} \qquad (2.3)$$

随着水深增大越多（CO_3^{2-}）饱和值越大，相应于海水中碳酸盐饱和度就越小。试验表明，当水中 D>1 时固态碳酸盐不溶解，D 在 0.5～1 之间时开始溶解，但并不显著，只有 D＜0.5 时才迅速溶解。在海洋上层水中方解石过饱和，D＞1；以下则变为不饱和，0.5＜D＜1；更深部位严重不饱和，D＜0.5。在饱和到不饱和的转折处，称为碳酸盐饱和深度（CSD）。 有人又提出把浮游有孔虫溶解速度急剧增大的深度，即 D＝1 的深度定为溶跃层（lysocline）。

图 2.7 方解石饱和深度（CSD）、溶跃层和方解石补偿深度（CCD）的分布及其影响因素（以热带太平洋为例）

实线为方解石饱和度（%），虚线为溶解速率对供应速率的比值（×100），点线为沉积物中 $CaCO_3$ 含量的计算值，圈线为沉积物中 $CaCO_3$ 含量的实测值（同济大学海洋系，1989）

这样，在大洋的海水垂直剖面上，自上而下有方解石（或碳酸盐）饱和深度（CSD）、溶跃层、

方解石（或碳酸盐）补偿深度（CCD）三个面（图 2.7）。溶跃层一般比 CCD 浅数百米。这些面的具体深度在各大洋互不相同，而且在同一大洋的不同海区也可以相差悬殊。例如，太平洋海水含 CO_2 较多，CSD 和 CCD 较浅。在各个海区 CCD 界面的变化，主要取决于下列几方面因素：海洋碱质平衡、大洋中 p_{CO2}、海洋的稳定 pH 值、大洋表层水中钙质壳体生物的生产率、以及非碳酸盐沉积物的冲淡作用。

海水中 Ca^{2+}离子的浓度涉及海洋中碱质平衡问题。海洋碱质平衡包括大陆风化物质的加入，以及浅海和深海沉积和埋葬移出。碱质平衡的标志－碱度反映河流碱质输入与沉积物和珊瑚礁中碳酸钙之间的平衡。这一平衡由深海碳酸钙的变化来维持。而深海碳酸钙的变化为溶跃面深度所控制。$CaCO_3$ 埋葬速度的变化，能使溶跃面改变，深海 CO_3^{2-}离子浓度出现负反馈，从而造成深海方解石埋葬朝着与来自河流的碱质相平衡的方向发展。无论河流碱质输入速度或海底方解石埋葬速度的变化都改变全部海洋碱质总量。碱质变化会形成海洋平均方解石饱和深度以及相关的溶跃面的偏离。这些变化将导致海洋碳循环进入一个新的平衡。

海洋中 $CaCO_3$ 和碱质的循环形成稳定的负反馈，它缓冲了大气圈 CO_2 浓度的变化。随压力增加或 pH 值减少，方解石（$CaCO_3$ 矿物）更多地溶解。这样，在给定的 pH 值条件下海洋中平衡饱和深度被称为饱和水平面（horizon）或饱和面。海洋 pH 值增加使饱和面变深，增大海底沉积 $CaCO_3$ 的面积，增长全球 $CaCO_3$ 沉积速率。海洋 pH 值可以控制 $CaCO_3$ 埋葬，来维持与陆地化学风化作用的平衡。

3　生物圈

1875 年奥地利地质学家 Suess 把生物圈视为地球表面生物及其生存环境总和的基本圈层。20 世纪 20 年代苏联地球化学家维尔纳德斯基把生物圈看作地球的圈层，包括对流层、水圈或海洋和地面以下延伸几公里的大陆层。它的独特的性质使太阳辐射能完成对形成和维持生命形式极为重要的地球化学变化。他强调生命与其周围的能量和物质，通过光合、呼吸和营养作用和交换。

生物圈可以视为所有的生命系统和维持生命的、能对地球环境产生重要和长期影响的系统，以及对这些系统有直接作用的那一部分自然环境。生物圈内的生命体相互关联，以达到环境，即包括食物、排放和不同循环，例如氮循环和碳－氢－氧循环等方面的平衡。地球生命的存在及其特点，取决于温度和水的分布，及其在各种时间尺度上的波动。它们和确定它们的极其复杂的物理过程一起构成气候的主要参量。

地圈和生物圈的相互作用表现于大气和水的运动而产生的传输过程，以及发生在原地的物理、化学和生物过程的综合。需要研究生物化学循环和全球生态的关系。过去生物、生态学研究倾向于均匀系统，以 100～1000m^2 的空间尺度进行研究。在地圈－生物圈计划中建议通常使用更大的空间尺度，即 10^{10}～10^{11} m^2 的尺度进行研究。

生物圈对地球外部圈层的作用是惊人的。一方面它通过自我调解使地球外部圈层保持稳定；另一方面，它的强烈的非线性行为和不可逆转的特征又造成地表自然环境的大规模变化。前者可以从 30～40 亿年来地球大气圈中温度保持稳定来认识，虽然在此期间太阳辐射约增加 25%，同时，地球表面和大气成分都有很大变化。推测在生命出现以后是由 CO_2 来调节控制温度，而更早时候则由大气中悬浮的硫雾所控制。另一方面，由于地球自转向量和轨道偏心率的周期性变化（米兰科维奇循环）引起半球日照的变化，并导致周期性的气候变化。而可能受日照控制的海洋中磷和氮的含量变化导致海洋生物产率的变化，又会引起大气中 CO_2 含量的变化。这反映出一种“放大过程”，即太阳能积累的微量变化使气候发生更大变化。另外，20 亿年来大气的演变是受生物圈控制的。大气中的氧大多来自植物的光合作用。

生物的循环过程影响着环境，例如，生物群控制海洋的氧。海洋和大气之间的氧交换是通过微小的植物、动物和细菌的相互作用来调节。在海洋的氧循环中，海洋混合物层上部的浮游动植物和细菌影响整个海洋中氧的时间常数。在高纬度下降流地区形成中间、深层和底部水域。下沉或转移

的水团开始是富氧的，随着有机质再度矿化成为无机营养物：CO_2、硝酸盐和磷酸盐，氧含量降低。高上升流地区，例如，东热带太平洋，深水柱流向中间水域，刺激起大量细菌活动消耗水域的大部分氧气。在低氧状态下脱氮细菌开始消耗氮、营养素、硝酸盐和亚硝酸盐，这导致二氮化物出现。这是生物对海洋和大气中氧交换过程中的大规模控制。总之，营养物和生物产率之间的关系，涉及化学元素通过大气、岩石圈、河流和大洋的循环速度。但是，对此人们只有定性的了解。

生物圈对地球外部圈层的自我调解，被英国著名科学家 Lovelock（罗夫洛克）称为盖亚理论。盖亚是希腊神话中的大地女神。盖亚理论是以简单和显而易见的事实为依据，即有机体改变着自身的环境。他认为地球上的生命与环境维持动态平衡。例如，从海洋中的温度和盐度等关键的生命维持领域的平衡问题出发，他提出这种平衡实际上是生命自身活动所致。这种生命活动又产生了确保生命存活的庞大的反馈机制。他说：可将地球视为一个单一的有生命存在的有机体，一个自我维持的体系。

4　固体圈

根据地震法得到地震波速随深度变化的特征，给出三个固体圈主要间断面，以及多个次级间断面。利用三个主要间断面可以把固体圈分为地壳、地幔和地核（图 2.8 和图 2.9）。

图 2.8　地球层圈结构（美国地球深部合作研究委员会，1992）

图 2.9　地球各层圈纵波（v_P）、横波（v_S）和密度（ρ）变化（PREM 模型）
（美国地球深部合作研究委员会，1992）

20 世纪 40 年代开始地球平均圈层模型研究。60～70 年代有大量的地球密度模型发表，目前广泛采用 PREM 地球模型。PREM（Preliminary Reference Earth Model）地球模型由 Dziewonski 和 Anderson（1981）完成。该模型在形式上更为简化，对于地球最上部 1000km 范围采取平均法。例如，洋壳占地球表面的 2／3，莫霍面深度为 11km；陆壳占地球表面的 1／3，莫霍面深度为 35km；因此取莫霍面平均深度为 19km。

PREM 模型是本书进行地球圈层划分的依据。根据这个模型可以把地球内部的固体圈自上而下地划分为从 A 到 G 七个层圈（图 2.8 和图 2.9），并提供许多重要的细节。这是目前讨论地球内部构造的基础。与之相应的是，正在组织地球化学的地球参考模式（GERM）的编制。

最重要的地震法间断面有：莫霍面、古登堡面和莱曼面。它们分别是地壳—地幔、地幔—地核、外地核—内地核的界面。莫霍面的特点是 v_P 由 6.5～7.2km／s 急剧增大到 8.0～9.2km／s 或更高速度；v_S 也从 3.7～3.8km／s 增大到 4.6～4.8km／s。莫霍面是一个薄层，厚度由 0.1km（大洋）到 0.5km（大陆），某些活动区可达 1～5km 或更厚。莫霍面反映物质密度的变化，其上的地壳底部物质的密度约为 3.0g／cm^3，其下的地幔顶部物质的密度为 3.32g／cm^3。这种密度变化可能联系着化学成分的变化。

古登堡面于位于地球内部 2900km 深处。在此界面上 v_P 由 13.75km／s 突然下降到 8.10 km／s，v_S 则由 7.24km／s 突然下降到零。零值的横波速度说明界面下的外地核处于高压下的液体状态，还可能涉及物质成分和结构的变化。

莱曼面大约位于地球内部 5100km 深处。在此界面上 v_P 由 10.3km／s 增加到 11km／s，v_S 由零增加到 3km／s。

4.1　地壳

地壳（Crust）这一概念大约出现在上一世纪，当时意指位于地球内部熔融层之上的表面外层。莫霍面发现以后，地壳的涵义逐渐明确。地壳是莫霍面以上固体地球的最外层，即 A 层。

不同研究者从各种研究手段出发，曾赋予地壳以不同的涵义。如地震学研究认为，地壳为莫霍

面之上纵波速度小于 7.6km / s 或横波速度小于 4.4km / s 的地球外层；从密度的角度来看，地壳则指密度小于 3.1g / cm^3 的部分。上述两者的定义实际上是相关联的。有的研究者从磁学、电学、流变学、岩石类型、矿物组成及其化学成分等方面出发，对地壳的内涵进行限定，但在当代地质研究中，地震学意义上的莫霍面之上的固体地球外层是目前被广泛接受的地壳定义。

地壳可划分为大洋型、大陆型和过渡型三种类型。大洋型地壳，又称洋壳，厚度约 5～15km，通常不足 10 km。从洋中脊向大陆边缘逐渐增厚，平均约 6km，洋岛下可达 20km 以上。一般把洋壳分为三层。沉积层（洋层Ⅰ）由未固结的沉积层组成，厚 0.3～0.45km，纵波速度（v_P）1.5～3.4km / s。洋层Ⅱ由有大量孔隙的玄武岩、火山岩和沉积岩组成，下部有时有镁铁质岩墙，厚 1.71±0.75km，洋岛下可增到 10km 以上。v_P 为 3.4～6.0km / s，平均约 5.1～5.2km / s。洋层Ⅲ厚 4.86±1.42km，v_P 为 6.69±0.28km / s。深海钻探表明洋层Ⅲ为大洋玄武岩和辉长岩。再下是属于洋层Ⅳ的构造橄榄岩和辉橄岩，一般认为，这是洋壳下的地幔物质。现有的洋壳都是<200 Ma 以来的产物,以玄武岩质为主，基本无花岗岩。

大陆型地壳，或称陆壳，从大陆架处约 20km 到陆－陆碰撞带的近 80km，平均约 34km。传统上把陆壳分三层：复盖在结晶基底上的沉积层，厚 0～5km，v_P 为 2～4km / s。上壳层厚 10～20km，v_P 为 5.5～6.3km / s，平均 6.1km / s。鉴于纵波速度与实验中相当于上壳层压力（10～40MPa）条件下花岗闪长岩和石英闪长岩的波速一致，再考虑到地盾区出露岩石的比例，可以认为上壳层的化学成分近于中酸性岩石，习惯上称为“花岗质层”或硅铝层。下壳层厚 15～25 km，v_P 为 6.5～7.2km / s，平均 6.8km / s。根据下壳层压力（60～100MPa）条件下各种岩石的波速，下壳层可能是酸性岩和基性岩各占 50%的混合物，或者是酸—中性的麻粒岩。鉴于它比上壳层基性程度高，习惯上称为“玄武质层”或硅镁层。上壳层和下壳层间的界面叫做康德拉面。与洋壳相比，陆壳远为复杂。除了存在不同深度的断裂之外，还有地震波上的低速层、高速层、速度梯度层、以及更复杂的结构。

过渡型地壳主要分布在大陆边缘，其特征介于洋壳和陆壳之间，厚度约 15～30km。岛弧下面的地壳可以是陆壳，也可以是洋壳，或介于两者之间的过渡型。前者为成熟岛弧特征，后者为不成熟岛弧。总的说来，它的层次与陆壳相似，上壳层是花岗岩质的，下壳层是玄武岩质。但上壳层的 v_P 为 5.5km / s，介于洋壳和陆壳的上壳层之间。

4.2 地幔

地幔是指莫霍面与古登堡面之间的部分，约占地球体积的 82.26%。从地幔顶部到底部，介质密度和地震波波速大体上是逐步增加。在深度近 400km 和近 670km 处有两个厚 50～100km 的特高的速度梯度带。据此，可以把地幔分为三层，B 层属上地幔，C 层为过渡层，D 层为下地幔。B 层顶部是波速较上下介质高的刚性较大的 B′层，深约 40～150km。B′层之下为低速的 B″层，v_P 和 v_S 分别为 7.8km / s 和 4.3～4.44km / s，可能存在局部熔融的岩浆，常称为软流圈。B″之下为比较均匀的 B 层。C 过渡层速度梯度较大，其中有低速层存在。下地幔 D 层速度梯度变化小。上部称为 D′层；在底部约 200 km 波速变化大，时常称为 D″ 层。

从地球动力学出发，把地壳和上地幔中 B′ 层的这一个刚性较大的组合，称为岩石圈（Lithosphere）。美国地球动力学委员会将岩石圈定义为：“地球的刚性外壳层，是由一些能够相互独立运动的离散型板块构成的。概言之，板块的这种组合就成为岩石圈。根据现有模型，岩石圈板块在洋脊上形成，在俯冲带内沉入地球内部。”尽管岩石圈尚缺乏能为地震、构造、地球物理和地球化学都能接受的精确定义，但一般认为它具有较高的粘滞度和较高的切变模量，实际上是地球最外层的薄壳。它在大洋下深度约厚 45km，大陆地盾之下约厚 150km。

在岩石圈的下部至过渡带上部为 B″ 低速层，或称软流圈（Asthenosphere）。软流圈深度约为 100～150km。软流层之下包括过渡带和下地幔统称为中间层（Mesosphere）。

4.3 地核

地核位于古登堡面之下，占地球体积 16.19%。包括 E、F 和 G 层。E 层横波速度为零，由液态物质组成。F 层有微弱的横波传播。E 与 F 层为外核。G 层为内核，与外核之间的界面是莱曼面。G

层有较低的横波传播，切变模量比外核明显提高，所以被认为是固态，或有局部出现部分熔融。

第三节　　地球科学的研究方法

1　　地质学研究方法

地球科学的根本任务在于认识地球，合理地开发利用自然资源，保护与改善生存环境，防灾和减灾，协调人与自然的关系，为经济和社会的可持续发展服务。

地质学与生物学类似，长期属于描述性科学。地质学经历水成论与火成论，均变论与突变论，固定论与活动论的争论，树立现实主义的传统，但也存在着浓厚的经验论色彩。

地质学传统上属于定性的、历史的科学。地质哲学家劳丹提出，地质学的目的主要是重建地球史。并认为不存在专门的地质学方法，仅有根据地质学的特点，而采用变通的方法。例如，莱伊尔倡导的真正原因方法（vera causa）。他认为地质学研究有三方面的困难。地质过程的不可及性、地质演化的长期性和地质作用原因的复杂性。

赵鹏大和孟宪国（1993）认为，地质对象本身的特点是：① 地质学中的大多数假说、准则、理论是不可证明的，大多数实验结果不能准确重复。很多预测成果是多解的；② 长期的地质过程及其产物大多不能被全面观测和直接研究，只能采用抽样观察来推断；③ 地质过程多有随机特征；④ 地质过程受多种因素控制，需要估计各种因素的影响，并忽略次要因素；⑤ 地质学主要研究地壳物质组成分析、结构构造分析、成因过程分析、类型异同分析、发展演化历史分析等，需要不同的方法；⑥ 地质体的观测特征是长期地质作用的产物；⑦ 任何地质体的基本特征不同。

有人认为，地质演化是一个混沌过程。事实上，地质演化是复杂的。具体而言，它包括平衡热力学、近平衡热力学和非平衡热力学三类过程。对于小范围的矿物和岩石等的平衡热力学和近平衡热力学产物实验结果可以准确重复，并能进行比较准确的理论计算。非平衡热力学产物中也仅部分属于混沌过程。

与物理和化学相比较，后两者主要采取孤立某一现象、事实或实验进行研究的思路，从而得到能定量解释该现象、事实或实验的理论方程；地质学则往往是综合一系列现象、事实或实验，从而得出与这些现象、事实或实验不矛盾的定性结果。这种解释常常是非唯一的、非刚性的，由此造成众多争议。在地学的各分支学科中，情况也不尽相同。其中，矿物学和地球化学更接近物理和化学的思维模式；而某些学科尚处于唯象认识阶段。

地质学研究方法是以野外地质和室内实验相结合为其特色。野外地质工作比较艰辛，但其结果却具有决定性意义，是地质工作的基础。它关系着许多地球化学和地球物理数据解释的正确与否，也决定各种观点、假说的可信度。在室内实验工作中，显微镜占有很重要的位置。可惜某些学者往往不自觉地、或多或少地忽视这个关键性手段。事实上，地质学上的宏观课题的热点常源于显微镜和电子显微镜下的微观领域成果。例如，变质岩中柯石英和金刚石的发现，给出判据性证据，推动了超高压变质岩和大陆岩石圈的研究。

1.1　　思维方法

地质学的发展史证明，地质理论的更新和发展，总是与研究地质理论的方法学相互促进的。先进的地质思维能够提高地质工作者认识现象的能力，包括观察、分辨、分析和处理问题的能力。显然，类比、归纳是传统地质学的常用方法；但正如我们在第一章中所说，这常常导致经验论的片面认知。

类比原则是地学研究的重要方法。“将古论今”是其中之一。“将古论今” 是以现在的情况追溯过去的地质作用。它的哲学基础是决定论认知：未知世界中的运行规律与已知世界相同，即所谓一致性原则。但是，由于地球的演化是不可逆的，显然，“将古论今”会受到一定的限制。另外，“地学过去受形而上学的影响比较厉害，常常以“非此即彼”的思路来考虑问题，但实际上却往往是“亦此亦彼”。例如，石油、煤和气之间的联系，以及金属矿床与有机物之间的联系等。

21 世纪的地球科学必须加强与数学、物理、化学、生物学和天文学等基础学科的结合，特别注意当代物理、化学的进展，使地球科学家能够透过现象认识其本质。数字地球科学的提出，反映地球科学正在经历着数据处理和计算方法的革命，但它不能直接带来新思维。显然，更重要地是从世界科学发展中学会创新的思维方法并应用于地球科学实践。

我国科学家钱学森于 1983 年提出建立“地球表层学”以研究地球表层这个“复杂的开放巨系统”。实际上地球表层，以致于地球都是复杂的开放巨系统。在地球这个复杂的开放巨系统中有大量子系统。当前，应注意各子系统的独立研究和关联研究，特别是子系统的接近定量化研究。刘式达和刘式适（1990；1997）总结地球科学中运用耗散结构理论的整体性思维特征。显然，这些都为地球科学的未来指明了方向。

不同时期地学研究经历着不同的前沿。当前地球科学的前沿领域是后板块构造理论、深部地质、流体和全球变化。全球变化研究表明，它是地球各个组成部分——地核、地幔、岩石圈、水圈、大气圈、生物圈（包括人类社会）之间相互作用与反馈的结果，对这些相互作用和反馈过程的科学认识需要将地球作为一个统一的动力学系统来研究。其中最常用的方法是正演和反演的方法。

地球系统过程的动力学研究把地球科学研究从以往的定性静态描述转向以过程为目标的精确定量的动力学研究。大陆（岩石圈）动力学、地核和地幔动力学、地球化学动力学、变质作用动力学、岩浆动力学、盆地演化动力学等已成为固体地球科学各研究层次上的优先研究领域。非线性大气动力学、气候动力学等已成为大气科学的优先研究领域。海洋科学则发展了海洋动力学（大洋、陆架、河口动力学）、海洋生态系统动力学等（张志强，1998）。

1.2　生物学思维方法

地球科学与生物学比较是有益的。近代生物学是以达尔文的生物进化为基础。今天，DNA（基因）－RNA－蛋白质成为启示生物进化中遗传信息的最重要载体。达尔文对生物学的主要贡献有四个方面：① 没有永久不变的物种；② 地球上所有物种都来自单一的起源（有人持有异议）；③ 进化是渐进的，没有重大的间断（有人认为是渐进与突变相间的）；④ 生物进化的机制是自然选择。其中最重要的是自然选择原理。自然选择原理冲破“因果论”的思维定式，使寻求“最终原因”变得毫无必要。也就是说，没有什么是前定的。当环境条件变化时，甚至对下一代的选择也会发生变化。

多样化的种群对自然选择是必需的。自然选择分为两阶段：首先是产生变异，形成多样化的种群；然后是劣等个体的排除，这使自然选择具有方向性。通过自然选择假说，达尔文彻底抛弃决定论和机械论的思维认知，解决了数千年来哲学家争论不休的偶然性与必然性问题。生物的变化是两者共同作用的结果。在第一阶段上，生物由偶然性支配；而在第二阶段上则由必然性支配。达尔文承认整个自然选择过程中随机与偶然的普遍性。这与经典物理学的因果论完全不同。目前，自然过程中偶然性的作用已被普遍承认。许多生物学家和哲学家甚至建议生物学中所有的规律应当用或然性术语来陈述，因为几乎所有的所谓生物学法则都有例外。所以，波普尔的证伪检验标准不能运用于这些事例。

就生物哲学而言，它的最重要的原则是生物学过程的二重性。这些活动既受物理学与化学普遍法则的支配；也受已经铸造了几百万代基因型的遗传程序支配，这种遗传程序本身是自然选择的结果。拥有着遗传程序并构成原因的遗传因子在有生命的生物体中是独一无二的，这在无生命世界是不存在的。但是，由于达尔文时代分子和遗传学知识的落后状态，他并没有注意到这个至关重要的遗传因子。

生物哲学的另一方面涉及定律的作用。定律已被达尔文主义中的观念所取代。在物理学中，理论通常是建立在定律的基础上的，例如，运动定律导致了万有引力理论。在进化论生物学中，理论极大地建立在诸如竞争、雌性选择权、选择、演替和支配等观念之上。虽然，达尔文自己从来没有清晰地表述这一思想。作为理论基础的这些生物学观念不能归纳为物理学的定律与原理。这一转变虽然不完全由达尔文所引起，但它很大程度上因进化论生物学的发展而强化。既有竞争性历史叙述

的检验，也有观察、比较和分类，它们形成了进化论生物学的方法，并超过了实验法的重要性。

达尔文彻底拒绝类型学的思想，引入完全不同的观念，即种群思想。生物的所有群体，包括人类，都是由独一无二的不同个体所组成的种群，在 60 亿人中没有两个是完全相同的。种群的变化不是由于他们的本质，而仅仅是由于平均统计差额。通过否认种群的永恒性，达尔文将历史观引入生命科学，并提倡一种说明性解释的崭新方法。

达尔文发展了一种新的人类观点，即人和现存的类人猿有着共同的祖先，遗传理论剥夺了人类先前所具有的独一无二的身份。生物的比较解剖学研究证实这一点。此后，这在科学上再也没有遭到严肃的质疑。尽管如此，这并未导致人类中心论的终结。对人的研究显示，虽然他具遗传性，他确实在所有生物体中是独一无二的。人类智力是任何其他生物所不及的。人类是唯一具有真正语言，包括语法和句法的动物，只有人类发展出了真正的伦理体系。人类是唯一已创造出丰富文化的生物，凭借这些，不管是祸是福，人类已经获得了对整个地球的前所未有的支配力（Mayr，2000）。

通过与生物学的比较，我们可以得出：① 地球科学至今尚无一个可以总括全局的假说，即相应于生物学中的自然选择原理的假说；② 与生物学一样，地球科学是偶然性和必然性两者共同作用的结果。具体事件是偶然的，而其基本历史进程是必然的；③ 与生物学相同，地球科学过程的也存在着二重性。这些活动既受物理学与化学普遍法则的支配，也常常受已经形成的事件前的初始条件所支配，这种初始条件表现为当时的地球或局部范畴的物理条件（例如，温度场，应力场等），以及化学物质位形特征，即物质（包括物质的组成、相、密度等）的分布特征。这一认知在气象学上早已被证实；④ 考虑到生物学中的种群思想，看来，地球科学中的许多分类也仅有统计学意义。

1.3 地球科学研究中的技术系统

当代地球科学向宇宙、地球深部、深海等未知领域拓展，从而使用许多大范围、高精度、高分辨率和实时、动态跟踪观测的高新技术：

（1） 卫星遥感技术：包括大气遥感技术、卫星激光测距（SLP）、全球定位系统（GPS）等。

（2） 地球深部探测技术：包括大陆反射地震技术（如 COCORP 系统）、地震层析成像技术及其他深部地球物理探测技术、高温高压实验技术、大陆钻探和超深钻探技术等。

（3） 海洋研究技术：如海洋钻探、深潜技术、测深系统和海洋污染和自然灾害监测技术。

（4） 地球物质研究技术：包括高精度成分分析技术（原子吸收光谱、X 射线荧光分析、中子活化分析等）、微束分析技术（电子探针（EPMA）、扫描电镜（SEM）、离子探针（IMA）、质子探针（PMP）和分析透射电镜（AFM）等）、矿物谱学技术（固体高分辨核磁共振、红外光谱、喇曼光谱等）以及同步加速器辐射技术、高精度多通道加速器质谱技术等。

（5） 模拟、计算与处理技术

（6） 管理、评价和对策技术：包括环境管理和评价技术、资源调查及监测技术，和自然灾害的监测、预报、评估技术，以及各种对策技术，诸如全球变暖、沙漠化、热带森林减少、酸雨、臭氧层破坏、海洋污染、环境协调，和自然灾害的抗灾、防灾技术等。

2 地球化学研究方法

地球化学研究是通过各个体系的主元素、微量元素和同位素测定，研究其元素和同位素分布、组合、迁移、集散的规律，推断该体系动力学演化特征。所以，除了野外地质和取样工作之外，各种化学和仪器分析方法，特别是精确的超微量分析方法，具有重要的意义。近年来，离子探针测定取得很大的进展。

2.1 同位素地质年代学

虽然近年提出的大统一理论认为，质子会衰变。这意味着所有元素均是不稳定的；但质子的半衰期至少长达 10^{32} 年。所以，在地球形成的时间尺度上，可以把放射性衰变、自发核裂变、核散裂（由于宇宙射线通量的相对稳定性）的速度，视为不受自然环境中的温度、压力、电磁场等物理化学条件的影响，具有绝对时标特征，而用于地质计年。

自然界元素遭受各种核过程，例如，放射性衰变、裂变、中子反应、核散裂（宇宙射线）作用会引起同位素组成的变化。最广泛应用的是自然界长寿命放射性元素系列，有 ^{238}U-^{206}Pb、^{235}U-^{207}Pb、^{232}Th-^{208}Pb、^{87}Rb-^{87}Sr、^{147}Sm-^{143}Nd、^{40}K-^{40}Ca、^{40}Ar（表 2.3）等。在放射性母体（parent）元素衰变时，新形成的子体（daughter）同位素不断加入到原来的子体中去，使子体元素同位素组成随时间而改变。这种变化取决于自然体系保持时间的长短和体系中原有母、子体元素的比例。因此，对于一直保持母、子体元素比值不变的封闭体系，或者母、子体比值变化遵守一定规律的开放体系，只要测定体系现在的子体同位素组成和母、子体比值，就可以计算出体系形成后所经历的时间。这是同位素地质年代学的理论基础。

表 2.3　自然界主要长寿命衰变元素（朱炳泉，1998b；Dickin，1997）

母体同位素	同位素丰度%	半衰期 / a	衰变常数 / a^{-1}	衰变方式 / %	子体同位素	D_s
^{40}K	0.19	1.25×10^{9}	4.962×10^{-10}	β（89.33）	^{40}Ca	^{42}Ca
			5.811×10^{-11}	EC（10.6）	^{40}Ar	^{36}Ar
^{87}Rb	27.83	4.88×10^{10}	1.42×10^{-11}	β（100）	^{87}Sr	^{86}Sr
^{147}Sm	15.07	1.06×10^{11}	6.53910^{-12}	α（100）	^{143}Nd	^{144}Nd
^{238}U	99.27	4.47×10^{9}	1.55125×10^{-10}	α（100）	^{206}Pb	^{204}Pb
^{235}U	0.714	7.04×10^{8}	9.8485×10^{-10}	α（100）	^{207}Pb	^{204}Pb
^{232}Th	100	1.40×10^{10}	4.9474×10^{-11}	α（100）	^{208}Pb	^{204}Pb
^{176}Lu	2.6	2.17×10^{10}	3.19×10^{-11}	β（100）	^{187}Hf	^{177}Hf
^{187}Re	62.5	4.31×10^{10}	1.61×10^{-11}	β（100）	^{187}Os	^{186}Os
^{138}La	0.098	9.67×10^{10}	2.58×10^{-12}	β（36）	^{138}Ce	^{142}Ce
			4.59×10^{-12}	EC（64）	^{138}Ba	^{137}Ba

EC：通过一个电子俘获和一个正电子发射形成

2.1.1　应用放射性衰变、裂变与核反应计时的基本原理

计时是测定或计算放射性衰变或裂变体系形成到现在的时间间隔 t，根据放射性衰变定律为

$$P=P_0e^{-\lambda t} \qquad (2.4)$$

式中，P 为该体系现在的母体同位素含量，P_0 为体系形成时的母体同位素含量，λ为母体同位素的衰变常数，半衰期（$t_{1/2}$）可表示为$\lambda t_{1/2}=\ln2$，或 $t_{1/2}=0.693/\lambda$。解方程（2.4）可得

$$t=\left(\frac{1}{\lambda}\right)\ln\left(\frac{P_0}{P}\right) \qquad (2.5)$$

当体系处于封闭状态，则母体与子体同位素的原子总数始终恒定。即存在下列关系

$$P_0+D_0=P+D \qquad (2.6)$$

式中，D_0 和 D 分别为岩石、矿物形成时和现在的子同位素量，P 与 D 都可以直接测出。利用（2.4）和（2.6）式消去 P_0，可得

$$D-D_0=P(e^{\lambda t}-1) \qquad (2.7)$$

如果 D_0 与 D 相比很小，可以略而不计，则得到以下的年龄计算公式

$$t=\left(\frac{1}{\lambda}\right)\ln\left(\frac{D}{P+1}\right) \qquad (2.8)$$

此式用于晶质铀矿等矿物的 ^{238}U-^{206}Pb 的计年，以及 ^{40}K-^{40}Ar 法测定陨石的气体保留年龄。

在绝大多数情况下，D_0 在子体同位素中有一定的比例；而且难以测定。为此，可以使用子体元素中一种没有放射成因积累的稳定同位素含量 D_s 来间接计算，例如，用 Pb 中的 ^{204}Pb、Sr 中的 ^{86}Sr 等。用 D_s 除公式（2.7）的两边得

$$(\frac{D}{D_S}) - (\frac{D_0}{D_S}) = (\frac{P}{D_S})(e^{\lambda t}-1) \qquad (2.9)$$

式中， D_s 和 P 可以直接测定。对于（D_0 / D_s）值的确定，可以利用从同一源区派生的，形成时具有相同的子体同位素组成，而不含或极少含母体元素却富含子体元素的矿物。例如，测定岩体的 U-Pb 年龄时，方铅矿和长石主要含 Pb 而几乎不含 U，可以用来测定（D_0 / D_s ）值。在测定岩石 ^{40}K-^{40}Ar 年龄时，由于矿物中所含的非放射成因 Ar 主要是空气 Ar，因此常用大气的 $^{40}Ar / ^{36}Ar = 295.5$ 作为（D_0 / D_s）值。

在绝大多数情况下，直接测定 D_0 / D_s 值很困难。实际上，最常用和可靠的办法是等时线法（朱炳泉，1998b）。

2.1.2 等时线方法和不一致线模式

2.1.2.1 **等时线方法**

等时(isochron)线法需要在同一岩石体系中采集一组具有不同母子体比值的岩石或矿物样品(样品数目大于 3)，分别测定它们的子体同位素组成和母子体比值。这时方程（2.9）可以写为

$$(\frac{D}{D_S}) = (\frac{D_0}{D_S}) + (\frac{P}{D_S})(e^{\lambda t}-1) \qquad (2.10)$$

对于同一体系的不同样品 t 相同，（$e^{\lambda t}-1$）为常数。它们在同一岩浆源区形成，其初始子体同位素比 D_0 / D_s 也相同。这样，方程（2.10）实际是（D / D_s）随（P / D_s）变化的线性方程（图 2.10）。通过（D / D_s）与（P / D_s）二组数据的回归计算可以求出直线方程的斜率（$e^{\lambda t}-1$）和截距（D_0 / D_s）值，进而算出年龄 t。回归计算的误差可以评价等时线质量。截距（D_0 / D_s）值通常称为初始值。对于岩浆岩而言，初始值反映源区同位素特征。利用式（2.10）可以得到各个体系的等时线方程。显然，只有体系处于封闭状态，所假定的初始值是合适的，分析结果准确，才能给出该体系的真实年龄。前两者决定于选择的地质历史进程的模式，故计算出的年龄称为“模式年龄”。

图 2.10 同源岩浆岩矿物 Rb－Sr 等时线图（Dickin，1997）

B：黑云母；F：无 Rb 相；K：钾长石；W：全岩

对于 ^{87}Rb-^{87}Sr 体系，根据式（2.10），用 ^{86}Sr 作为参考子同位素，其等时线方程可写为

$$\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr} = (\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr})_i + (\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr})(e^{\lambda t}-1) \qquad (2.11)$$

式中（$^{87}Sr / ^{86}Sr$）和（$^{87}Rb / ^{86}Sr$）是由样品实测的现在 Sr 与 Sr-Rb 同位素比值，（$^{87}Sr / ^{86}Sr$）$_i$ 为该地质体形成时 t 的初始比，^{87}Sr 的衰变常数 $\lambda = 1.39 \times 10^{-11}$ / a。

对于变质岩或变质矿物，可把 $e^{\lambda t}$ 扩展为幂系列

$$e^{\lambda t} = 1 + \lambda t + \frac{(\lambda t)^2}{2!} + \frac{(\lambda t)^3}{3!} + \cdots\cdots \qquad (2.12)$$

由于 ^{87}Rb 衰变常数 λ 很小，故

$$1 + \lambda t >> \frac{(\lambda t)^2}{2!} + \frac{(\lambda t)^3}{3!} + \cdots\cdots \qquad (2.13)$$

这样（2.11）式可近似为

$$\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}=\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_i+\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\lambda t \qquad (2.14)$$

对于 ^{147}Sm-^{143}Nd 体系，Sm 在自然界中有七种同位素，Nd 在自然界也有七种同位素，以 ^{144}Nd 作为 D_s，其衰变等时线方程为

（^{143}Nd / ^{144}Nd）＝（^{143}Nd / ^{144}Nd）$_i$ ＋（^{147}Sm / ^{144}Nd）（$e^{\lambda t}$ －1） （2.15）

$\lambda=6.54\times10^{-12}$ a^{-1}，从陨石得到原始 ^{143}Nd / ^{144}Nd 值为 0.50684±0.00008，^{147}Sm / ^{144}Nd 值为 0.1967。

对于 ^{176}Lu-^{176}Hf 体系，以 ^{177}Hf 作为 D_s ，$\lambda=1.94\pm0.07\times10^{-11}$ a^{-1}，可以用下式描述（Faure，1986）

$$\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}=\left(\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}\right)_i+\frac{^{176}Lu}{^{177}Hf}\left(e^{\lambda t}-1\right) \qquad (2.16)$$

对于 ^{187}Re-^{187}Os 体系，Re 有两种同位素：^{185}Re（37.40％）和 ^{187}Re（62.60％）；Os 有 7 种同位素：^{184}Os（0.02％），^{186}Os（1.58％），^{187}Os（1.60％），^{188}Os（13.3％），^{189}Os（16.2％），^{190}Os（26.4％）和 ^{192}Os（41.0％）。^{187}Re 经β^-衰变生成 ^{187}Os，实验获得的半衰期为 42.3±1.3Ga，相当于$\lambda=1.64\times10^{-11}a^{-1}$。最近报道了由 8 个ⅢA 型岩浆成因铁陨石获得的新结果，$\lambda=1.666\pm017\times10^{-11}$ a^{-1}。

从陨石获得 ^{187}Os / ^{186}Os-^{187}Re / ^{186}Os 同位素等时线，得出初始值 ^{187}Os / ^{186}Os= 0.805±0.006。地幔的现在值 ^{187}Os / ^{186}Os= l.04，^{187}Re / ^{186}Os= 3.15（$\lambda=l.61\times10^{-11}$ / a）。后者与许多陨石的 ^{187}Re / ^{186}Os＝3.1～3.3 是一致的。

对 Pt-Os 体系而言， Pt 有 5 种同位素，其中 ^{190}Pt 经α衰变生成 ^{186}Os，^{190}Pt 的衰变常数$\lambda=1.542\times10^{-12}$ / a，精度为 1％（Walker 等，1997）。由于 ^{190}Pt 丰度极低，约为 0.0124％，衰变常数小，精确测定尚有困难。

对 ^{40}K-^{40}Ar 体系，由于 K 同时衰变成 ^{40}Ar（衰变常数λ_{Ar}）和 ^{40}Ca（衰变常数λ_{Ca}），以 ^{36}Ar 作为参照稳定同位素，^{40}Ar 的衰变方程为

$$\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}=\left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}\right)_0+[\lambda_{Ar}/(\lambda_{Ar}+\lambda_{Ca})]\left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}\right)(e^{\lambda t}-1) \qquad (2.17)$$

但是，由于氩即使在远低于熔点时，也可能通过扩散而丢失，其数据可能存在误差。^{40}Ar-^{39}Ar 法可以克服 ^{40}K-^{40}Ar 法的某些局限性。^{40}Ar-^{36}Ar 法用热快中子照射含钾矿物形成 ^{39}Ar 为其基础。^{39}Ar 不稳定，以 269 年的半衰期通过β辐射变成 ^{39}K。在短时间内可以把它视为稳定的。其衰变方程为

$$\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}=\frac{e^{\lambda t}-1}{j} \qquad (2.18)$$

式中，^{40}Ar 为样品中现有 ^{40}Ar 的原子数，^{39}Ar 为中子照射形成的原子数，j 为衰变参数，定义为 ^{40}K 的总衰变常数对 ^{40}K 的电子衰变常数之比。

下面用最常见的 U-Th-Pb 同位素体系进一步讨论等时线方法。^{238}U、^{235}U、^{232}Th 的衰变最终子体分别为 ^{206}Pb、^{207}Pb、^{208}Pb，以 ^{204}Pb 原生铅作为对比物，可以用来计年和示踪，由于几组不同的年龄可以相互比较，为查明地质体系演化与物质源区提供多重制约条件。在年龄计算模式和图解上也具有其他方法所没有的独特之处。

2.3.2.1.2.2 Pb-Pb 等时线年龄

根据 Holmes（霍尔姆斯）-Houtermans（霍特斯曼）的 H-H 单阶段普通铅模型，假设地球形成时原始铅丰度是均匀的，可由陨石中铅同位素测量结果代替。由于铀和铅的地球化学性质差异很大，可以假定所测定地质体在形成后与源区铀体系发生分离，地质体中的铅同位素保持恒定，再没有新的铅加入。

从公式（2.9）可以得到 ^{238}U-^{206}Pb、^{235}U-^{207}Pb 衰变系的两个等时线关系式

$$\alpha = \alpha_i + \mu(e^{\lambda 8t} - 1) \quad (2.19)$$

$$\beta = \beta_i + \frac{\mu}{137.88}(e^{\lambda 5t} - 1) \quad (2.20)$$

式中α与β表示样品现代测定的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 与 $^{207}Pb/^{204}Pb$，α_i 与 β_i 表示 t 年前 $^{206}Pb/^{204}P$ 与 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 的初始值，μ为现代测定的 $^{238}Pb/^{204}Pb$ 值。由于现代地球上的铀同位素组成基本上是均一的，$^{238}U/^{235}U$ 等于 137.88，因此 $^{235}U/^{204}Pb$ 可表示为μ／137.88。λ_5 与 λ_8 分别代表 ^{235}U 与 ^{238}U 的衰变常数。这两个衰变系的母体与子体分别属于同一元素，因此将（2.19）、（2.20）两式合并可以消去母子体比值（即μ值），得到

$$\beta = (\beta_i - m\alpha_i) + m\alpha \quad (2.21)$$

其中

$$m = \frac{e^{\lambda 5t} - 1}{137.88(e^{\lambda 8t} - 1)} \quad (2.22)$$

对于同一体系的样品，β_i、α_i 与 t 值相同，因此（$\beta_i - m\alpha_i$）与 m 为常数。这样，所测定的各个样品的β与α值之间构成线性关系，它的斜率为 m，截距为 $\beta_i - m\alpha_i$。这一关系称为 Pb-Pb 等时线。形成 Pb-Pb 等时线的前提条件必须是年龄 t 时所测定的一组样品发生同位素均一化并且具有不同的μ值，这种均一化作用可以是岩浆作用或强的变质作用。化学沉积作用或泥质岩沉积作用也可能存在这种均一化。

2.1.2.3 **不一致线模式**

对发生同位素均一化以后保持封闭体系的岩石，可以将方程（2.19）、（2.20）写成以下形式

$$\alpha^* = \frac{\alpha - \alpha_i}{\mu} = e^{\lambda 8t} - 1 \quad (2.23)$$

$$\beta^* = \frac{137.88(\beta - \beta_i)}{\mu} = e^{\lambda 5t} - 1 \quad (2.24)$$

若对方程（2.23）和（2.24）代入不同的年龄值 t，将可以计算出一系列的α*、β*理论值，用α*-β*理论值作图（或 $^{206}Pb/^{238}U$ 对 $^{207}Pb/^{235}U$ 图）可以得到一条曲线（图 2.11），一般称这条曲线为一致（concordia）曲线。所有符合上述同位素均一化条件的不同年龄样品，根据α、β、μ测定值计算α*、β*进行作图，都应该落在这条一致曲线上，或由于误差原因落在曲线的附近。一组具有 Pb-Pb 等时线关系同时构成α-μ等时线关系的样品，在α*-β*图上应落在一致曲线上年龄为 $t_{\alpha,\beta}$ 的一个点上。在这种情况下，各个样品按下式计算的 3 组单阶段模式年龄应该是相互在误差范围内一致

$$t = \frac{1}{\lambda_8}\ln\left(\frac{\alpha - \alpha_i}{\mu} + 1\right) \quad (2.25)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_5}\ln\left(\frac{137.88(\beta - \beta_i)}{\mu} + 1\right) \quad (2.26)$$

$$\frac{\beta - \beta_i}{\alpha - \alpha_i} = \frac{e^{\lambda 5t} - 1}{137.88(e^{\lambda 8t} - 1)} \quad (2.27)$$

如果α-β形成等时线，而α-μ无线性关系，则这组样品落在通过原点的直线上。因此，对 U-Pb 体系近期发生扰动，或 U、Pb 含量测定不够正确，仍将获得 $t_{\alpha,\beta}$ 正确年龄。

图 2.11　U-Pb 一致线、不一致线和 Pb-Pb 等时线相互关系图（朱炳泉，1998b）

上述岩石形成以后或经过强变质作用以后，同位素达到均一化，这称为单阶段演化体系。但是如果又发生了一次变质作用事件，或其它扰动事件，使岩石体系的母子体比值（U / Pb）发生改变，而同位素并能再次均一化，则称为二阶段演化体系。这时α*－β*也可以形成线性关系。假若我们设 t_1 为成岩时间，μ_1 为岩石扰动前的 $^{238}U / ^{204}Pb$ 现代值（注意这里现代值的概念是假定这些岩石的 $^{238}U / ^{204}Pb$ 没有受到后期扰动而保存到现在的比值，因此不是测定值），μ_2 为岩石扰动后的 $^{238}U / ^{204}Pb$ 现代值（为测定值），则上述 U-Pb 二阶段体系可以写成以下公式

$$\alpha = \alpha_i + \mu_1 (e^{\lambda 8 t1} - e^{\lambda 8 t2}) + \mu_2 (e^{\lambda 8 t2} - 1) \qquad (2.28)$$

$$\beta = \beta_i + \frac{\mu_1}{137.88} (e^{\lambda 5 t1} - e^{\lambda 5 t2}) + \frac{\mu_2}{137.88} (e^{\lambda 5 t2} - 1) \qquad (2.29)$$

方程经变换可写成

$$\alpha^* = \frac{\alpha - \alpha_i}{\mu_2} - \frac{\mu_1}{\mu_2} (e^{\lambda 8 t1} - e^{\lambda 8 t2}) + (e^{\lambda 8 t2} - 1) \qquad (2.30)$$

$$\beta^* = (\beta - \beta_i) \frac{137.88}{\mu_2} = \frac{\mu_1}{\mu_2} (e^{\lambda 5 t1} - e^{\lambda 5 t2}) + (e^{\lambda 5 t2} - 1) \qquad (2.31)$$

从（2.30）、（2.31）式可以看出，当 $\mu_1 = \mu_2$ 时，也就是说体系没有发生扰动，这时α*、β*落在一致曲线的 t_1 年龄点上。当 $\mu_1 >> \mu_2$ 时，即 $\mu_1 / \mu_2 \cong 0$，体系发生了很大扰动，放射成因 Pb 主要在第二阶段积累。这时α*、β*值应落在一致曲线的 t_2 点上。当 $\mu_1 \neq \mu_2$ 时，方程（2.30）和（2.31）合并可得

$$\alpha^* = K + m\beta^* \qquad (2.32)$$

其中

$$K = (e^{\lambda 8 t1} - 1) - m(e^{\lambda 5 t2} - 1) \qquad (2.33)$$

$$m = \frac{e^{\lambda 8 t1} - e^{\lambda 8 t2}}{e^{\lambda 5 t1} - e^{\lambda 5 t2}} \qquad (2.34)$$

对于同一体系形成时间 t_1 与扰动时间 t_2 相同的样品，K 与 m 为常数，因此方程（2.32）的α*与β*之间构成直线关系。对于一组样品的α*、β*值通过回归计算可以求出截距 K 和斜率 m。这条直线被称为不一致（discondia）线。从上面的讨论我们已知不一致线有两个交点，即一致曲线上的 t_1 点与 t_2 点。因此根据图解的交点可以读出 t_1 与 t_2 年龄值。应用牛顿迭代计算法，可以从 m 和 K 值关系式精确地计算出 t_1 与 t_2 值。对于花岗岩而言，不一致线的年轻的交截年龄（t_2）对应于花岗岩的形成时间，而老的交截年龄（t_1）指示锆石源区的年龄。

在其他一些地质条件下也可能形成不一致直线，如两种不同时代形成的锆石在沉积过程中发生地质混合作用，受到近期风化淋滤作用，矿物在受热环境下 Pb 发生连续的扩散丢失等等，均有可能形成不一致直线关系。如东北桦甸太古宙岩石中晶形完整的锆石与华南诸广山古生代花岗岩中的残留锆石都构成上交点为 25Ga 的不一致线，但两者年龄意义不同，前者代表成岩年龄，而后者代表最早地壳形成事件。

比较 Pb-Pb 等时线模式与不一致线模式的优缺点可以发现，Pb-Pb 等时线不需要先扣除初始 Pb，而是通过求斜率直接计算年龄，但它不能解决受扰动岩石体系的年龄计算；不一致线模式可以计算受扰动体系的扰动年龄和成岩年龄，但必须先扣除初始 Pb。在某些情况下，特别是放射性成因 Pb

含量不高的样品，如全岩样品和磷灰石、榍石等副矿物，扣除正确的初始 Pb 往往很困难。朱炳泉（1975）提出三阶段模式分析可以取上述两模式的优点，而克服它们的缺点。

2.1.3　模式年龄计算及其地质意义

在处理同位素体系单阶段和多阶段演化时，要注意模式年龄 T 的概念。模式年龄概念的引入是要确定计时体系的初始条件，即体系形成时的同位素组成。由于这一组成的某种不确定性，因而同一体系，可有不同的理论值或模式假定值，其中根据不同模式年龄方程计算所得的年龄称为模式年龄。随着壳-幔体系演化研究的深入，提出一系列模式年龄方法。其中，目前应用最普遍的是球粒陨石均一源模式年龄（t_{CHUR}）、亏损地幔模式年龄（t_{DM}）、地壳存留年龄（t_{CR}）、广义地壳存留年龄（t_{GC}）等，它们分别是由 McColluch 和 Wasserburg（1988）、DePaolo（1981）、O′Nions 等（1983）和 Zhou 等（1993）提出。

2.1.3.1　**钕同位素模式年龄**

上地幔的稀土（REE）分配特征是轻稀土（LREE）亏损型的，而陆壳物质是 LREE 富集型的。因此，当陆壳物质以某种方式从地幔分离出来时，其 Sm / Nd 会发生明显的变化。McCulloch 和 Wasserburg（1978）指出，当地壳物质从地幔析出以后，它的 Sm / Nd 值在地壳系统内一直保持稳定。所以，如果已知其地幔源的钕同位素增长曲线，就能计算出该陆壳物质从上地幔析出的时间 t。由于该时间 t 值取决于上地幔 Nd 同位素的演化模式，故称其为 Nd 同位素模式年龄。

首先，选取某种演化模式，该模式给出其地幔源区的钕同位素演化曲线。主要有两个演化模式：CHUR 模式和 DM 模式。CHUR 模式假定，CHUR 代表球粒陨石均一化储库（chondritic uniform reservoir），储库内 Sm / Nd 值等于球粒陨石中的比值，未分异地幔的物质在这一储库内演化。DM 模式假定，地幔物质在亏损地幔储库内演化。但对亏损地幔的演化存在不同认识，一种观点认为亏损地幔的钕同位素演化是非线性的；而另一种观点认为亏损地幔的钕同位素演化是线性的。

为了便于比较同位素组成的微小变化，以及对比用不同标准化方法得到的数据，钕同位素组成可以用ε_{Nd}表示

$$\varepsilon_{Nd} = [\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_S}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_r} - 1] \times 10^4 \qquad (2.35)$$

式中下标 S 代表样品，下标 r 代表 CHUR 或 DM 给出的参考值。与之类似，可以得到ε_{Sm}。当考虑 t 时间，使用 CHUR 模式，ε_{Nd} 为

$$\varepsilon_{Nd} = [\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_s^t}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}^t} - 1] \times 10^4 \qquad (2.36)$$

式中$(^{143}Nd/^{144}Nd)_s^t = (^{143}Nd/^{144}Nd)_s - (^{147}Sm/^{144}Nd)_s(e^{\lambda t} - 1)$；$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}^t = (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} - (^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}(e^{\lambda t} - 1)$；$(^{143}Nd/^{144}Nd)_s$ 和 $(^{147}Sm/^{144}Nd)_s$ 为样品的现今测定值；用 $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.721900$ 正常化时，$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.512638$；$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.1967$；t 为岩石结晶年龄；$\varepsilon_{Sm} = 6.54 \times 10^{-12} a^{-1}$。图 2.12 给出南非 Finsch 矿床中金刚石内硅酸盐包体的模式年龄 $t_{CHUR} = 3.19 \sim 3.41$Ba。BEE 为 CHUR 模式钕同位素的整体地球演化线。

图 2.12　南非 Finsch 矿床（F）中金刚石内准钙石榴子石包体和 Kimberley（K）的钕同位素时间演化图其初始比与 3.530Ma 侵位 Onverwacht 科马提岩的初始比（OK）相比较。
BEE 为钕同位素的整体地球演化线（Richardson 等，1984）

近年，更多地使用 DM 模式（图 2.13）。DM 模式中虽然存在有非线性的地幔亏损数据，但使用线性的亏损地幔模式更为方便。线性的亏损地幔模式是地球在刚形成时（t＝4.55Ga），ε_{Nd}＝0，而现在（t＝0 Ga）亏损地幔的ε_{Nd}＝＋10。其模式可表达为

$$\varepsilon_{Nd}^{DM}(t)=\varepsilon_{Nd}^{DM}(0)-[\varepsilon_{Nd}^{DM}(0)/T_b]\,t \qquad (2.37)$$

式中当 T_b 为地球年龄时，为单阶段模式；当 T_b 小于地球年龄时，上式只适用于 $t<T_b$ 的情况，在 $t>T_b$ 时，$\varepsilon_{Nd}^{DM}(t)=0$，为二阶段模式。不同学者对 T_b 取值大多集中在 4.57、3.7、3.0、2.5、1.8Ga 上。这相当于 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 值在 0.2106～0.23 之间。

图 2.13　钕同位素模式年龄 t_{CHUR} 和 t_{DM} 图解（DePaolo，1988）

演化模式选定后，可按下式计算该样品从其源区分离至今的年龄 t

$$t_{DM}=\frac{1}{\lambda}\ln\left[1+\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_s-(^{143}Nd/^{144}Nd)_r}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_s-(^{147}Sm/^{144}Nd)_r}\right] \qquad (2.38)$$

式中：$\lambda=0.00654\ Ga^{-1}$，下标 s 代表实测样品值，下标 r 为参考值。t_{CHUR} 是以球粒陨石为参照系，t_{DM} 是用亏损地幔作为参考。可以采用的参考值如下：亏损地幔（Peucat 等，1988）：$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}=0.51315$，$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}=0.2137$；球粒陨石：$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}=0.512638$，$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}=0.1967$。无论采用何种形式，所测样品的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值必须根据 $^{146}Nd/^{144}Nd=0.7219$ 来标定，如果采用 $^{144}Nd/^{142}Nd=0.63613$（或 0.636161）作标准化，则需要对使用的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值进行校正，或采用不同的参数，详细讨论可参看文献 Wasserburg 等（1981）。

钕模式年龄的运用具有严格的前提，其一是岩石从源区分离时，其源区具有与参照系相同的同位素组成。例如，当使用亏损地幔的钕模式年龄 t_{DM} 时，该岩石必须来源于亏损地幔；其二是与源区相比，岩石必须有较大的 Sm／Nd 分馏。某些基性岩由于没有大的 Sm／Nd 分馏，而不能获得正确的模式年龄；其三是岩石从地幔进入陆壳后，其 Sm／Nd 值没有发生变化。否则，则需要用两阶段甚至多阶段的模式进行计算。但在不知道岩石形成年龄的情况下，这种计算无法进行；即使知道了岩石的形成年龄，但对早期阶段 Sm／Nd 演化特点缺乏了解，其计算结果仍然具有不确定性。

钕同位素模式年龄的计算取决于壳－幔演化模式，而何种模式最好，尚难确定。关于模式和参数，沈渭洲等（1989）和李献华等（1991）有详细评述，朱炳泉（1998b）综述原始未分异地幔的现代值、亏损地幔 Sm－Nd 同位素体系的现代值、大陆地幔在地球历史上ε_{Nd}的变化和大陆增长模式的差异等方面的研究状况。同一测定数据用不同模式和参数计算的 t_{DM} 可以很不相同，差异达 15％。显然，它仅可作为相对比较的指标，决不能与等时线等方法得到的定年结果相提并论。虽然，现代的测定精度能把经由计算公式传递来的 t_{DM} 计算误差控制在±0.2Ga 以内，但决不能把 t_{DM} 当作一个具有高精度的数据来处理。事实上，模式和实际条件的偏离带来的误差远超过上述计算误差。

另外，由于岩石的 Sm／Nd 并不一定能代表地壳的平均 Sm／Nd，因此 t_{CHUR} 常常不能反映壳幔分异时间。为了改进单阶模式年龄存在的问题，根据幔源、壳源岩的 Sm-Nd 同位素体系特征常假设地壳现存岩石经历了三阶段演化：① 地幔阶段：从地球形成时间 t 到初生地壳从地幔派生出的时间 t_{2DM}，同位素按亏损地幔演化线 $^{147}Sm/^{144}Nd$（R_1）增长；② 地壳阶段：从地壳形成时间 t_{2DM} 到岩石从地壳中再次重熔出时间 t，Nd 同位素按初生地壳平均值 $^{147}Sm/^{144}Nd$（R_2）增长；③ 岩石形成后到现在，Nd 同位素按岩石自身的 $^{147}Sm/^{144}Nd$（R_3）进行增长。根据这一假设，建立二阶段 Nd 模式年龄（t_{2DM}）。采用两阶段演化模式将可在很大程度上减少地壳阶段 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 值变化对 t_{DM} 计算的影响。关于二阶段 Nd 模式年龄可参考朱炳泉（1998b）、陈江峰和江博明（1999）等论著。

钕模式年龄运用过程中的另一个问题是，如果有岩浆混合作用或陆壳物质的混染，计算得到的模式年龄是混合年龄，没有明确的年代学意义。但可以用一定的技术处理来反演其端元的年龄。尽管如此，在利用钕模式年龄讨论陆壳形成时间时，应尽可能辅以锆石 U-Pb 等年龄资料。

在成矿作用过程中，有时使用方铅矿模式年龄。然而，这常为其复杂的演化历史所困扰，其计算公式可参见朱炳泉（1998b）。

2.1.3.2　混合模式年龄

在岩浆活动中总是伴随着新产生的地壳（地幔派生岩浆）和改造的老地壳物质的混合。沉积岩的形成也同样存在新地壳与老地壳的混合。因此每个样品的$\varepsilon_{Nd}{}^{s}$（t）值和模式年龄均代表了岩石形成时新地壳物质和老地壳物质按 Nd 含量比例的混合。

质量平衡计算是处理混合体系时常用的一种数学工具。必须对各混合体系中的组分进行权重处理，从而求得一些未知的参数。朱炳泉（1998b）介绍 Depaolo 等（1991）对于岩浆过程的处理和 Allegre（1984）对沉积岩的讨论。

2.1.4　　冷却年龄与封闭温度

同位素研究显示，同一岩体不同矿物，同一矿物不同方法所得到的年龄数据存在着矛盾现象。例如，同一岩体中角闪石的 K-Ar 年龄常大于黑云母，锆石的 U-Pb 年龄大于 Rb-Sr 全岩年龄，而 Rb-Sr 年龄又常大于各种矿物的 K-Ar 年龄；岩体边缘接触带的年龄具有从岩体到围岩的过渡关系；在古老的变质岩区 K-Ar 年龄常具有分带性，与区域构造密切相关；在碰撞板块边界岩石的年龄与板块热动力作用历史密切相关等。为了解释这些矛盾的现象，20 世纪 60 年代以来提出冷却年龄的概念。

冷却年龄的概念不同于结晶年龄，它是指岩石形成后冷却到基本上能完全保留放射成因子体元素的温度，并开始放射性计时的年龄，我们把这一温度值称为封闭温度。冷却年龄小于结晶年龄。只有当岩石形成以后，快速冷却时，或封闭温度很高时，矿物的冷却年龄才接近于结晶年龄。上述“基本上保持放射性子体”这一概念不十分确切，因为在冷却过程中放射性子体从不保存到完全保存有一个转变过程。Dodson（1973）提出著名的缓慢冷却过程模式（图 2.14），被称为 Dodson 模式。从图 2.14 中可见，T_c 是封闭温度，t_c 是矿物年龄（或称为矿物表面年龄），D／P 值是放射成因子体与母体之比，在缓慢冷却过程中，子体与母体之比从完全开放状态的 D／P＝0，通过一个部分积累带（见图 2.14 下半部曲线的非线性部分），直至温度达到足够低，停止扩散丢失，D／P 值将随着时间呈线性增加。Dodson（1973）指出，有效的封闭温度 T_C，就是在表面年龄所给出的时间时系统的温度。

图 2.14　　Dodson 封闭模式

（McDougall 和 Harrison，1988）

Dodson 假定子体元素，例如 Ar 的丢失主要是热激活扩散过程，它服从 Arrhenius 关系式

$$D=D_0\exp(-E/RT) \qquad (2.39)$$

式中 D 为扩散系数，D_0 为温度 T＝∞时的初始 D 值，E 为扩散活化能，R 为气体常数。D_0 和 E 是在阶段加热实验时，从作为温度函数的子体元素，例如，^{39}Ar 释放中测定。如果样品的地质冷却近于它的封闭温度时，并假定温度的倒数 1／T 随时间 t 而线性变化时，Dodson（1973）给出单一颗粒的封闭温度 T_c

$$T_c = \frac{E}{R\ln(A\tau D_0/\rho^2)} \qquad (2.40)$$

式中τ为时间衰减常数，A 是与扩散畴的几何形状有关的常数，ρ为扩散畴的大小，扩散畴经常小于观察颗粒的尺寸。τ可以表述为

$$\tau = \frac{RT_c^2}{E(dT/dt)} \qquad (2.41)$$

对于地质上合理的冷却速度（dT／dt）和一般矿物的典型 D_0 和 E，T_c 仅轻微依赖于τ，这样，甚至大致估计出 dT／dt，就足以确定 T_c。因此，Dodson 的封闭理论不仅定义封闭温度，而且给出了实际测定 T_c 的方法。

Dodson 的封闭理论广泛用于 Ar 的年代学研究，获得相当多的成绩；但也显现出理论与观测之间的偏离。Harrison 等（1986）认为，偏离与实验中造成的人为破坏有关。Lovera 等（1989）深入研究 Dodson 理论，把原来假设样品只有单一的，相同大小的颗粒，扩展到样品具有一个不同颗粒大小的分布；并假设这种“颗粒”具有相同的 E 和 D_0，“颗粒”之间没有相互作用，从而建立了多重扩散畴（MDD）模式，并取得较好的效果（陈文寄和李齐，1999）。显然，多重扩散畴模式的矿物学意义还需要深入探讨。

通过不同封闭温度矿物的同位素年龄测定，或者不同封闭温度矿物的氧同位素比值测定，能对地质作用的速度，例如，可以对变质作用的温度－时间轨径和火成岩的冷却历史作出定量的估计。

2.2 地球化学示踪

应用地球化学方法研究地球的结构和演化，特别是用同位素和微量元素（包括稀土元素）组成特征和变化来示踪地壳和地幔的形成和演化，揭示过去全球变化是当今发展最快的研究领域。地球化学示踪主要依据同位素分馏原理和不相容元素分馏原理，更着重于讨论它们的时空变化。

2.2.1 同位素示踪

同位素示踪可以用于揭示各种地质作用的过程和特征。例如，岩浆作用中的去气、结晶分异、同化混染和源区特征，以及有关热液体系的组成变化和流体动力学模拟；风化作用的同位素影响；沉积作用中的沉积环境、成岩过程、地层剖面上的同位素渐变和突变；变质作用中的变质温度、原岩特征和变质流体；成矿作用中的温度计算、成矿流体的成因类型和演化、成矿物理化学条件，以及矿石沉淀的机理；环境和全球变化研究；天然水体的来源、循环、演化和管理；地壳和地幔流体作用中的流体的性质、温度、动态、同位素交换规模与体系的开放程度；地幔中同位素储库特征、演化、地壳物质混染和交代、地幔挥发分 H_2O、CO_2 、CH_4 和 N_2 等的地球动力学循环；陨石、太阳系、太阳系外同位素组成和变异等。

同位素示踪的依据是同位素分馏原理。它在地球演化中导致不同圈层同位素储库的形成。在地壳和地幔两大地球化学储库中 Nd、Sr、Pb、Hf 和 Os，乃至稀有气体的同位素比值之间存在显著差异。当一个自然体系发生变化形成新体系时，它的元素组成和母、子体比值随之变化；但其同位素组成往往仍保留有原体系的特征。如果能通过一定的方法确定体系发生变化时的子体同位素组成，就可以追索原体系的地球化学特征与演化历史。这种示踪特征对于岩浆作用特别有意义。例如，通过新生代玄武岩的同位素研究来揭示地幔源的地球化学特征与演化历史。上述两个方面构成了同位素示踪研究的正演与反演的途径，从而辨识地壳和地幔来源的物质、示踪壳-幔物质混合、循环和相互作用的可能性，进而有可能建立定量的壳－幔物质循环的地球化学模式。

依据单一同位素体系有时无法确切判断岩浆起源部位。所以，利用共变图解研究岩石成因，是同位素示踪研究的重要方法。例如，ε_{Nd}-^{87}Sr / ^{86}Sr、^{87}Sr / ^{86}Sr-$\delta^{18}D$、^{87}Sr / ^{86}Sr-^{206}Pb / ^{204}Pb 图等，它们能对岩浆演化、壳幔分异等地质过程提供重要证据。

2.2.1.1 同位素分馏

具有不同同位素比值的两种物质之间或同一物质两相之间的分配被称为同位素分馏（fractionation）。分馏是由于不同同位素在物理及化学性质上的轻微差异产生的，分馏的大小与同位素的质量差成正比。含有较轻同位素的分子比含有较重同位素的同样分子具有更高的振动能量，结合键力较弱，因而容易被打开。这样，就使得含有较轻同位素的分子具有更大的活性。

从热力学出发，可以把同位素分馏分为两类：平衡态同位素交换反应和非平衡态动力学分馏。后者主要考虑同位素分子反应速率差。影响同位素分馏的因素还有矿物的化学键特征、结晶构造和非质量的同位素效应。

在平衡态同位素交换反应中着重考虑反应的最终结果。它包括极其不同的物理化学机制，例如，在不同化学物质、不同相或单个分子之间的同位素分配的变化。在化学平衡情况下，在分别具有 a 和 b 分子数的 A 和 B 两种物质中同位素交换反应可以写成

$$aA_1+bB_2=aA_2+bB_1 \qquad (2.42)$$

式中，下标 1 或 2 分别代表轻或重同位素，反应平衡常数为

$$K=\frac{(A_2/A_1)_a}{(B_2/B_1)_b} \qquad (2.43)$$

同位素平衡常数可以根据不同种类物质 A 和 B 的分配函数 Q 来表示

$$K=\frac{Q_{A2}/Q_{A1}}{Q_{B2}/Q_{B1}} \qquad (2.44)$$

分配函数可定义为

$$Q=\Sigma_i(g_i)\exp^{-Ei/kT} \qquad (2.45)$$

式中Σ_i是遍及分子所有允许能级 E_i之和，g_i 为第 i 个能级的简并或统计重量，k 是玻尔兹曼常数，T 是温度。对于地质目标，K 主要依赖于温度，压力影响可用高压下的振动谱和 Gruneisen 参数来计算，在 2MPa 以下压力影响较小。

在地质研究中，分馏系数α比平衡常数 K 更为常用，在 A 和 B 两种物质或两相中分馏系数α定义为

$$\alpha_{A-B}=\frac{R_A}{R_B} \qquad (2.46)$$

式中 R_A 为相 A 中同位素比，R_B 为相 B 中同位素比。化合物的振动能是温度的函数，在温度升高时两相之间的分馏趋于减少。即α与温度有关

$$\ln\alpha \propto \frac{1}{T^2} \qquad (2.47)$$

式中 T 为绝对温度 K。当超过 1200℃时，α为零。显然，这对于考虑岩浆岩和变质岩都是重要的。例如，在上地幔 900～1300℃条件下，结构相近的两相具有相近的振动能。在地幔中共生橄榄石、辉石、尖晶石和石榴子石等硅酸盐矿物的$\delta^{18}O$ 值相近；而完全不同的两种物质，像橄榄石与流体的振动能有很大差别，使之在岩浆温度下$\delta^{18}O$ 值出现千分之几的分馏。

当在 A 和 B 化合物中所有位置上同位素呈随机分布时

$$\alpha=K^{1/n} \qquad (2.48)$$

式中 n 为交换原子数。为了简化，同位素交换反应可写作仅有一个原子被交换。这时，平衡常数等于分馏系数。例如，对于在水和 $CaCO_3$ 之间的 ^{18}O 与 ^{16}O 交换的分馏系数可以表示如下

$$H_2{}^{18}O+1/3\ CaC^{16}O_3 \Leftrightarrow H_2{}^{16}O+1/3\ CaC^{18}O_3 \qquad (2.49)$$

分馏系数$\alpha_{CaCO3-H2O}$确定为

$$\alpha_{CaCO3-H2O}=(^{18}O/^{16}O)_{CaCO3}/(^{18}O/^{16}O)_{H2O}=1.031\text{（在 25℃）} \qquad (2.50)$$

在分馏过程中，轻、重同位素变化极其微小，常将变化后的比值与某种人为确定的标准样品的固有比值加以比较，再用两者偏差的千分率δ来表示

δ（‰）＝1000×（测定样品的比值－标准样品的比值）/ 标准样品的比值（2.51）

例如，对氧同位素而言

$$\delta^{18}O(‰)=1000\times\frac{(^{18}O-^{16}O)_{样品}-(^{18}O-^{16}O)_{标准}}{(^{18}O-^{16}O)_{标准}} \qquad (2.52)$$

在 A 和 B 两种化合物中

$$\delta_A=[(R_A/R_{St})-1]\times10^3(‰) \qquad (2.53)$$

和

$$\delta_B=[(R_B/R_{St})-1]\times10^3(‰) \qquad (2.54)$$

式中 R_A 和 R_B 分别是 A 和 B 化合物测定的同位素比，R_{St} 是标准样品测定的同位素比。

另外，A 和 B 两相之间的$\delta^{18}O$ 值的差值用Δ值表示

$$\Delta^{18}O_{A-B} = \delta^{18}O_A - \delta^{18}O_B \quad (2.55)$$

在平衡条件下它是氧同位素在两相之间分馏系数的近似值。

对于 A 和 B 化合物，Δ值、δ值与分馏系数α值的关系为

$$\Delta_{AB} = \delta_A - \delta_B \approx 10^3 \ln\alpha_{AB} \quad (2.56)$$

非平衡态动力学分馏是与时间有关的分馏，联系着未达到平衡的或者是单向的过程。例如，蒸发、离解、生物介质反应和扩散等。其中，扩散是地质环境下物质转移的重要途径。另外，当反应物中的一个在特定位置上化学反应速率对原子质量灵敏时，也显示动力学同位素效应。动力学同位素效应能提供关于反应途径细节的信息。Melander 和 Saunders（1980）讨论了动力学同位素分馏。

在简单平衡过程中许多定量观察的偏差可以解释为由各种同位素具有不同反应速度所造成。在单向化学反应时同位素测定表现为反应产物中较轻同位素的优先富集，这可根据同位素的速度常数比来考虑同位素分馏。例如，对两个完全的同位素反应

$$A_1 \xrightarrow{k_1} B_1，\text{和 } A_2 \xrightarrow{k_2} B_2 \quad (2.57)$$

用平衡常数情况下轻和重的同位素的速度常数比 k_1 / k_2 来表示为两者的分配函数比。通常，速度常数比的测定基本等同于平衡常数的测定，虽然其计算不够精确。

相分离过程是一种在开放体系中的非平衡态动力学分馏。例如，水的蒸发－凝聚、岩浆去气和结晶分异等。在相分离过程中，体系内的两相物质在某一瞬间仍可视为是处于热力学平衡状态，称为瞬间平衡状态；当两相物质的质量比发生改变，即某一相转变为另一相时，初始的瞬间平衡状态被破坏，而两相中的常有一相的扩散速度很低，使两相间的同位素交换速度不足以使之恢复初始的瞬间平衡状态，造成随相分离过程的进行，两相物质的同位素组成不断变化。在岩浆去气过程中，可以有三种模式来定量描述：单阶段去气（批式分馏）、连续去气（瑞利分馏）和多阶段去气（介于两者之间）。

蒸发-凝聚过程是典型的 Rayleigh 分馏，由于化合物中同位素的蒸气压不同导致明显的同位素分馏。例如，100℃水的蒸汽压，$H_2{}^{16}O$ 为 101.32kPa，$D_2{}^{16}O$ 为 96.21kPa。显然，较轻分子优先富集于蒸汽相，其富集程度依赖于温度。1896 年 Rayleigh（瑞利）给出平衡条件下部分蒸馏或凝聚的理论处理。对于凝聚分离过程的方程为

$$R_v / R_{v0} = f^{\alpha-1} \quad (2.58)$$

式中 R_v 是剩余蒸气（v）瞬间同位素比，R_{v0} 是冷凝开始前蒸气的初始同位素比，f 是剩余蒸气的百分数，分馏系数α由 R_l / R_v 给出（下标 l 表示液体）。类似，离开（leaving）气体相而凝聚的液体之瞬间同位素比（R_l）由下式给出

$$R_l / R_{v0} = \alpha f^{\alpha-1} \quad (2.59)$$

在凝聚的任何时刻，分离和累积凝聚体的平均同位素比（R_l）由下式表达

$$\frac{\overline{R_l}}{R_{v0}} = \frac{1-f^{\alpha}}{1-f} \quad (2.60)$$

对于蒸馏过程，残余液体和离开液体的蒸气的瞬间同位素比由下式给出

$$\frac{R_l}{R_{l0}} = f^{(\frac{1}{\alpha-1})} \quad (2.61)$$

和

$$\frac{R_v}{R_{l0}} = (\frac{1}{\alpha}) f^{(\frac{1}{\alpha-1})} \quad (2.62)$$

分离和累积蒸气的平均同位素比由下式表示

$$\frac{\overline{R_v}}{R_{l0}} = \frac{1-f^{(1/\alpha)}}{1-f} \qquad (2.63)$$

式中 f 为残余液体百分数。作为凝聚或蒸馏过程，残余气体或液体分别将逐渐变成相对亏损或富集重同位素。自然界的例子是云中的水汽氧同位素之间的分馏和从云中释放的雨滴。这导致在残余气体中 ^{18}O / ^{16}O 减少和从云中释放雨滴的瞬间同位素组成见图 2.15，它们是云中残余气体百分数的函数。

图 2.15　Rayleigh 过程在云中残余气体的百分数对云中气体和凝聚体的$\delta^{18}O$。
云的温度标在下面。注意到随着降温分馏增加（Hoefs，1997）

稳定同位素测定中，标准样品是必须的。氧同位素过去采用“芝加哥箭石”。它是美国白垩纪 Pee Dee 建造的拟箭石（PDB），将其转化成 CO_2 去测定氧同位素值；后来芝加哥箭石标本用完，现在采用德国索伦霍芬板状灰岩（Solenhofen p1attka1k）作标准，但最后还需换算成 POB 值。在做水样的氧同位素时，一般采用标准平均大洋水（SMOW）作为标准。主要同位素的标准见表 2.4。

表 2.4　某些同位素使用的世界标准（Hoefs，1997）

元素	标准	标准缩写
H	标准平均海水	SMOW
C	美国南 Carolina 白垩系 Peedee 建造小箭石	PDB
O	标准平均海水	SMOW
S	Canyon Diablo 铁陨石中的陨硫铁（FeS）	CDT
N	大气	

地质体系往往是远离平衡态的开放系统，其间同位素不平衡是普遍的现象。一般，地质体系可以分为下列体系：

（1）均相体系中同位素交换机制和速度：两种气体物质之间产生同位素交换的速度主要取决于温度、压力的初始物质的浓度，而溶液中水溶物质间同位素交换还要考虑离子强度和 pH 值。通常，气体之间的同位素交换反应非常快，但是 CH_4 和 CO_2 之间的碳同位素交换反应非常缓慢，即使在高温下也是如此。

对硫酸盐一硫化物体系中硫同位素交换和对硫酸盐一水体系中氧同位素交换研究的结果表明，速度常数强烈地依赖于温度和 pH 值，与温度成正比，与 pH 值成反比。而且，硫同位素交换速度比氧同位素慢。

（2）非均相体系中同位素交换的机制和速度：矿物和流体之间的反应是典型的非均相体系反应。其同位素交换可包括：溶解－沉淀、新相形成和扩散，前两种可称为表面反应。在固相与气相反应中扩散是同位素交换的主要机制。非均相体系中的温度、压力、颗粒大小和形状（如球状、板状等）及溶液对固相的质量比等都是影响速度常数的重要参数。

远离平衡态的矿物一流体体系中同位素交换可能大部分受溶解－沉淀控制。升温时反应速度增长；但在相同的温度下不同矿物的氧同位素交换速度不同。当矿物与流体处于化学平衡状态时，同位素交换主要通过扩散进行。天然体系中流体和岩石之间的氧同位素交换反应可能呈两阶段进行，首先为表面反应机制，然后通过扩散机制使体系达到化学平衡。

（3）Rayleigh 分馏：大气降水过程可视为具有瞬间平衡性质的 Rayleigh 分馏过程。尽管实际情况更为复杂。

当蒸气相出熔之后离开岩浆，或未达到再平衡，从而使蒸气和岩浆之间缺少连续的同位素平衡，结果造成硅酸盐储库中产生同位素漂移时，这个过程可用瑞利分馏来描述。在岩浆去气过程中，氢

同位素的瑞利分馏最明显。

Rayleigh 分馏产生的同位素分馏比平衡分馏的要大，特别是当反应物的剩余百分数 f 趋于 0 时，产生的分馏就愈显著。

2.2.1.2 放射性同位素示踪

在研究地壳演化和岩石成因时，钕、锶和铅同位素应用最广，较为成熟。铅同位素对于幔源岩浆加入的反映不灵敏，但对下地壳与上地壳、地幔和造山带三个库之间的分异却相当显著，并有三组数据可互相印证和讨论混合作用。地幔源区的 Rb / Sr 值和 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 值远低于地壳。但由于下地壳麻粒岩相岩石贫 Rb，其现代 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 值可能与亏损地幔一样低，所以，锶同位素体系无法区别下地壳和亏损地幔的贡献。Rb 和 Sr 两元素在变质作用、热液作用乃至大气水－岩石交换过程中有相当大的活动性，从而限制了锶同位素的应用。钕同位素是十分理想的地球化学示踪剂，它在变质作用和热液作用中不活动，其在部分熔融过程中的行为已研究得相当详尽，在地壳演化和岩浆岩成因研究等领域已被广泛应用。用钕、锶同位素联合示踪，可以明确区分物质是来源于上地壳、下地壳还是上地幔。

显然，不可能用一种元素的一般性模式解决所有复杂的地球科学问题。在应用这些模式时应充分考虑每一地质单元的具体地质背景和地球化学演化历史。

（1） 铅同位素示踪

铅同位素主要反映地壳特征，可用于划分地壳省，但不是研究壳-幔相互作用的良好示踪剂。

铅同位素演化模式可以用长石铅同位素比反映源区的 U / Pb、Th / Pb 值，以及 Pb 在源区中演化的历史，包括演化的时间跨度和演化模式：单阶段、两阶段还是多阶段。铅构造模式图解中最突出的特点是上、下地壳之间的区分。下地壳有低的 $^{238}U / ^{204}Pb$ 值，而上地壳有高的μ值。如果 Pb 在源区中只经历过单阶段演化，则长石 Pb，或广义的普通 Pb 年龄愈老，即与源区中的 U、Th 分离愈早，其 $^{207}Pb / ^{204}Pb$ 和 $^{206}Pb / ^{204}Pb$ 值愈低。源区μ值高时投影点接近上地壳演化线，μ值低时接近下地壳演化线。如果在源区中经历过多阶段演化，尤其当第二阶段的μ值高时，长石 Pb 可能有很高的同位素比值。年轻花岗质岩浆岩中的 Pb 都经历了多阶段演化，多阶段演化 Pb 的解释往往是多解的。

铅同位素体系在不同地球化学库中的分异程度有限，但它有 3 个衰变体系，因此有可能用来辨识两个以上的混合端元。Dickin（1997）综述了利用 Pb 同位素限定 Th / U 原子比或者地球储库的“κ”值。Allegre 等（1986）从最老的和方铅矿与年青的大洋火山岩测定得到时间累积整体地球 4.1～4.2 的κ值，平均 4.2。此值也与陨石的 3.9±0.1 低 Th / U 大致相符。

鉴于陆壳中 Pb 的丰度比洋中脊玄武岩（MORB）和亏损地幔（DM）高数十倍到上百倍，当幔源岩浆同化地壳岩石时，很少量的地壳物质混入就可以显著改变幔源岩浆的铅同位素组成。这也表明，幔源物质加入对地壳铅同位素组成的影响是有限的。岛弧和大陆玄武岩的 Pb 丰度要高一些，达 1×10^{-6}～10×10^{-6}，平均 3×10^{-4}，仍仅为陆壳的五分之一。

（2）锶同位素示踪

地球上的锶同位素演化始于（4.5±0.1）×10^9 年，石陨石和月岩给出原始 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 约为 0.699。考虑到最早出现的花岗质片麻岩约为 3.7×10^9 年，如果把它作为幔壳分离时间，地幔 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 初始值为 0.700～0.702。目前，地幔中的 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 存在不均匀现象，其 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 值约为 0.704±0.002。

锶同位素组成通常以（$^{87}Sr / ^{86}Sr$），或 I_{Sr} 值表示，在和钕同位素组成配套使用时，也用 ε_{Sr} 值，ε_{Sr} 值可表示为

$$\varepsilon_{Sr} = \left[\frac{(^{87}Sr/^{86}Sr)_s^t}{(^{87}Sr/^{86}Sr)_{UR}^t} - 1\right]\times10^4 \qquad (2.64)$$

式中：$(^{87}Sr / ^{86}Sr)_s^t = (^{87}Sr / ^{86}Sr)_s - (^{87}Rb / ^{86}Sr)_s (e^{\lambda t}-1)$；$(^{87}Sr / ^{86}Sr)_{UR}^t - (^{87}Sr / ^{86}Sr)_{UR} - (^{87}Rb / ^{86}Sr)_{UR} (e^{\lambda t}-1)$；$(^{87}Sr / ^{86}Sr)_s$ 和 $(^{87}Rb / ^{86}Sr)_s$ 为样品的现今测定值；t 为岩石结

晶年龄；其它参数可采用（$^{87}Sr/^{86}Sr$）$_{UR}$＝0.7045，（$^{87}Rb/^{86}Sr$）$_{UR}$＝0.0827； $\lambda_{Rb}=1.42\times10^{-11}a^{-1}$。

地幔源区的 Rb／Sr 值远低于地壳，仅有 0.027±0.011，其 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 的演化也远慢于地壳。因此，来自地幔的物质的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值远低于陆壳。

在锶同位素演化图（$^{87}Sr/^{86}Sr$-t 图）上，地质体中的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值随年龄呈线性增长。如果地幔体系中 Rb／Sr 值受地质作用影响不大，地幔的锶同位素演化线近似于直线，称为地幔理想演化线。地壳富集 Rb，使体系中 Rb／Sr 值远高于地幔。所以，地壳平均演化线均位于地幔理想演化线之上，演化线的斜率最大。一般来说，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值为 0.703～0.706 左右认为是幔源的，而高于此值的岩石被认为是壳源或是受到地壳物质混染的幔源岩石。一般来说，岩石投影点落在锶同位素演化图上的低 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值玄武岩区，则此岩石形成于地幔源区；如落在玄武岩区以上，则此岩石形成时有地壳物质参加。

由于下地壳麻粒岩相岩石贫 Rb，其现代 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值可能与亏损地幔同样低。所以，锶同位素体系无法区别下地壳和亏损地幔的贡献。相反，在一些高度演化的酸性岩浆岩中，Sr 含量非常低，只要很少量的地壳 Sr 的混染就可以显著改变该岩浆岩样品的锶同位素组成，而导致过高估计地壳混染的程度。另外， Rb 和 Sr 两元素在变质作用、热液作用乃至大气水-岩石交换过程中有相当大的活动性，从而限制了锶同位素的应用。

现代海洋的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值为 0.70906±0.00033。而海洋碳酸盐的分析表明，显生宙以来 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比有明显变化（图 2.16），但在任何时间的开放海洋中仍近于常数。

图 2.16　　显生宙以来海洋碳酸盐 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值的变化（Faure，1986）

（3）钕同位素示踪

ε_{Nd}（或 $^{143}Nd/^{144}Nd$）-t 图还可以表示陆壳增生（图 2.17）。一般岩石平均年龄愈老，其ε_{Nd} 值愈负。钕同位素可以给出地壳形成的“加权平均”时间，而且对壳－幔相互作用很灵敏

$$\varepsilon_{Nd} = [\ \frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_s^t}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}^t} - 1\ ]\times10^4 \qquad (2.65)$$

从式（2.65）看出，未分异的球粒陨石质的地幔ε_{Nd}＝0，大陆壳的ε_{Nd}＜0，而亏损型地幔ε_{Nd}＞0

图 2.17　a　ε_{Nd}-t 图；b　$\varepsilon_{Nd}-\varepsilon_{Sr}$ 图(Hawkesworth 等，1987)
BE：地球整体、DM：亏损地幔、CC：平均陆壳。

钕同位素演化规律表明，ε_{Nd} 与样品的 Sm／Nd 值和年龄成正比，即有

$$\varepsilon_{Nd}=Q\cdot f\cdot t \qquad (2.66)$$

式中 Q 为常数，f＝［（$^{147}Sm/^{144}Nd$）$_S$ ／（$^{147}Sm/^{144}Nd$）$_{CHUR}$－1］，t 为样品年龄。DePaolo 和 Wasserburg（1979）和 DePaolo（1988）的模型表明岩石平均年龄愈老，其ε_{Nd} 值愈负。

Jagoutz（1988）提出超高压变质条件下钕同位素不平衡问题。由于在峰期变质时矿物之间的钕同位素组成未达到平衡，绿辉石可能主要继承辉长岩中辉石的同位素组成，而具有较高的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值；而石榴子石可能主要继承斜长石的同位素组成，而具有较低的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值和极高的 Sm／Nd 值。因此，这两个共生变质矿物的初始连线具有负斜率，在大多数情况下给出较年轻的年龄。大别山的研究表明，钕同位素不平衡主要是在由辉长岩变质形成的粗粒榴辉岩中发现，而由玄武岩变质而成的细粒榴辉岩中则未观察到。此外，石榴子石能出现异常低的 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 值，多硅白云母含有大量过剩 Ar，而不适于 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年。李曙光（1999）讨论了它们的成因，这实质是

一个深层次的矿物学问题。

（4）钕、锶同位素联合示踪

为了辨识两端元混合过程，需要使用两个同位素体系。Nd 和 Sr 是经常应用的成对同位素体系。就 Sm-Nd 体系而言，地壳岩石的 $f_{Sm/Nd}$ 值变化很小（－0.3～－0.5，平均－0.4±0.1），即上地壳和下地壳的 $f_{Sm/Nd}$ 值大致相同。但若结合考虑 Nd-Sr 同位素，就能明确肯定所研究的花岗岩是来源于上地壳、下地壳还是上地幔。因为上地壳和下地壳的 Rb／Sr 值（分别为 0.314 和 0.047）区别明显，上地壳岩石具有高的 I_{sr} 值，而下地壳岩石具有低的 I_{sr} 值；上地幔和地壳岩石的 $f_{sm/Nd}$ 值也区别明显：前者为正值，后者为负值。因而地幔来源岩石的 ε_{Nd} 一般为正值，地壳来源岩石的 ε_{Nd} 一般为负值。

图 2.18　　MORB 和 CFB 的初始 ε_{Nd}-ε_{Sr} 图（Hawkesworth 等，1990）

C：Columbia River；D：Deccan；E：Etendeka；G：Gaussberg；Gpl：Gpl kimberlite；Gpll：Gpll kimberlite； LH：Leucite Hills；M：Melilitites；NK：N. Karoo；P：Parana；SB：Smoky Butte；SK：S. Karoo；TM：Theron Mt； WA：W. Australia

在以原始地幔为零点的 ε_{Nd}–ε_{Sr} 图（图 2.18）上，位于第二象限并呈反相关的数据表明来自亏损地幔源，进一步可区分出洋中脊与洋岛玄武岩两种亏损程度不同的地幔源；数据在第一象限并呈水平相关则为与洋壳俯冲有关但无陆壳物质带入的地幔源；数据位于第四象限左部则可能是下地壳物源；而数据处于第四象限右部则有多种可能性：有反相关趋向并指向原始地幔可能是富集地幔源或是壳幔混合的 I 型花岗岩，水平相关则可能是地壳物质的重熔再造，例如 S 型花岗岩。根据 Pb-Sr 与 Nd-Sr 两个相关图可以进一步确定出地幔的多种端元成分（例如，富集地幔端元 EM1 或 EM2，地幔端元 PREMA，高μ地幔端元等）。根据 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 图的综合判别则可能区别出地壳、角闪岩相与麻粒岩相的下地壳，以及造山带等。其他一些同位素比值，例如，$^{187}Os/^{186}Os$、$^{138}Ce/^{140}Ce$、$^{230}Th/^{232}Th$ 和 ^{10}Be 也是判别地壳与地幔物源的重要制约。

（5）Re-Os 体系和 Pt-Os 体系

Re 和 Os 元素都是亲铁元素。形成地核时，Re 和 Os 优先进入地核。因此与球粒陨石比较，原始地幔中 Re 和 Os 高度亏损。估计原始地幔中 Re 和 Os 元素的球粒陨石标准化丰度仅为 3.5×10^{-3}。它们在地球物质中的丰度通常为 10^{-9}～10^{-12}。地球物质和火星陨石（SNC）中 Os 的丰度较低，为 10^{-12}～10^{-9}，变化范围小于地外物质，但是 Re／Os 值变化很大，高达 4 个数量级（0.01～100）；并且它们的 Re-Os 丰度呈现明显的负相关，与地外物质有显著差异。在洋岛玄武岩（OIB）、洋中脊玄武岩（MORB）和科马提岩中 Re 的丰度大于 Os，而在幔源的橄榄岩包体中 Os 的丰度大于 Re。由于地质样品中 Re 和 Os 的低丰度，给测定带来很大的困难。

海水中锇同位素组成的演化反映不同来源物质：陆壳风化、洋壳蚀变和宇宙尘埃蚀变对同位素组成的相对贡献。与锶同位素相比海水的锇同位素组成有更大的变化范围。Ravizza 和 Turekian（1992）测定了富含有机质的深海粘土吸附的锇同位素组成，得出现在海水的 $^{187}Os/^{186}Os$ 值为 8.5。Pegram 等（1992）研究了北太平洋新生代深海黑色页岩中锇同位素组成的变化，发现 Os-Sr 同位素组成变化的正相关性，在新生代（60Ma）以来，$^{187}Os/^{186}Os$ 值不断增长，达到现在的 8.5。他们认为，这与喜马拉雅的隆起，黑色页岩的加剧风化有关。

对 Pt-Os 体系而言，由于 ^{190}Pt 丰度极低，精确测定难度很大。Walker 等（1997）改进分析方法，对西伯利亚 Norli′sk 地幔羽（251Ma）岩石的 11 个样品测定，得到 $^{186}Os/^{188}Os$-$^{190}Pt/^{188}Os$ 等时线。同时对 6 个ⅡA 型铁陨石和 5 个ⅡB 型铁陨石获得 $^{186}Os/^{188}Os$-$^{190}Pt/^{188}Os$ 等时线，计算年龄为 4290±284Ma。Brandon 等（1998）对夏威夷群岛的三处苦橄岩的研究，发现 $^{186}Os/^{188}Os$ 和 $^{187}Os/^{188}Os$ 高于球粒陨石型原始地幔，且两者呈正相关。他们认为夏威夷地幔羽来源于核-幔边界的 D” 层，可能与小行星类似。在地核结晶过程中，残留液相中 Re／Os 和 Pt／Os 值大于球粒陨石的值，外核液态金属中的 $^{186}Os/^{188}Os$ 和 $^{187}Os/^{188}Os$ 值大于球粒陨石型的硅酸盐地幔。0.5～ 1%的外核液态金属

加入到 D”层，然后混合物以地幔羽形式上升，可以解释夏威夷苦橄岩的 Re-Os 和 Pt-Os 同位素特征。锇同位素组成可以用于区分地幔羽来源的深度，是来自 670km 的不连续面，或来源于核一幔边界。

2.2.1.3 稳定同位素示踪

除了上述放射成因同位素体系外，稳定及其惰性气体同位素常用于地球化学示踪。放射性同位素研究可以揭示地幔和地壳内部不同储库之间的年龄关系；然而，由于它的含量不均一，导致在许多情况下其解释不是唯一的。同时，大多数放射成因同位素是不相容元素，它们的示踪作用仅局限于富含不相容元素硅酸盐熔体或少数矿物相，例如，辉石、黑云母和石榴子石等矿物。这使其应用中受到很大限制。相比之下，氢、碳、氧、硫稳定同位素和惰性气体有明显的优势。这些稳定同位素是地球物质和交代流体的主要组分，是研究流体环境及有关成岩作用的有力手段。

稳定同位素是指不能自行发生放射性衰变的同位素。自然界多数元素有两种以上的同位素，可以利用稳定同位素之间的比值变化来提供古环境的信息（表 2.5）。表中 ^{3}H（T）为不稳定同位素，它的半衰期为 12.26a。它是在大气层上部由于宇宙射线快中子与稳定的 ^{11}N 发生核反应而产生的。另外，^{40}K 放射性衰变产生稳定核 ^{40}Ca 和 ^{40}Ar，而 ^{26}Al 衰变为 ^{26}Mg。

表 2.5　常用稳定同位素及其含量%（Hoefs，1997）

同位素	同位素（含量%）	δ
^{2}D	^{1}H（99.9844）、^{2}D（0.0156）、^{3}H（T）	^{2}D / ^{1}H
^{7}Li	^{6}Li（7.52）、^{7}Li（92.48）	^{7}Li / ^{6}Li
^{11}B	^{10}B（18.98）、^{11}B（81.02）	^{11}B / ^{10}B
^{13}C	^{12}C（98.89）、^{13}C（1.11）	^{13}C / ^{12}C
^{15}N	^{14}N（99.64）、^{15}N（0.36）	^{15}N / ^{14}N
^{18}O	^{16}O（99.763）、^{17}O（0.0375）、^{18}O（0.1995）	^{18}O / ^{16}O
^{26}Mg	^{24}Mg（78.8）、^{25}Mg（10.15）、^{26}Mg（11.06）	^{26}Mg / ^{26}Al
^{30}Si	^{28}Si（92.27）、^{29}Si（4.68）、^{30}Si（3.05）	^{30}Si / ^{28}Si
^{34}S	^{32}S（95.02）、^{33}S（0.75）、^{34}S（4.21）、^{36}S（0.02）	^{34}S / ^{32}S
^{37}Cl	^{35}Cl（75.53）、^{37}Cl（24.47）	^{37}Cl / ^{35}Cl
^{39}K	^{39}K（93.08）、^{40}K（0.0119）、^{41}K（6.91）	^{39}K / ^{41}K
^{40}Ca	^{40}Ca（96.94）、^{42}Ca（0.65）、^{43}Ca（0.14）、^{44}Ca（2.08）、^{46}Ca（0.003）、^{48}Ca（0.19）	^{40}Ca / ^{44}Ca
^{82}Se	^{74}Se（0.87）、^{76}Se（9.02）、^{77}Se（7.58）、^{78}Se（23.52）、^{80}Se（49.82）、^{82}Se（9.19）	^{82}Se / ^{76}Se

应用稳定同位素研究岩石成因问题的基础在于，曾与水圈或大气圈平衡或与之交换过稳定同位素的岩浆岩，通常与原始地幔部分熔融来源岩浆具有十分不同的稳定同位素组成。表 2.6 列出各种主要地质体中氧、氢硫和碳的同位素大致范围。

把稳定同位素与放射性同位素变化综合考虑时，常常能够提供流体和固相的起源及其演化历史的重要信息，确定壳-幔相互作用的程度和机理。放射成因同位素的变化反映其在漫长地质时间内的变化。例如，在地幔部分熔融过程中不相容元素优先被活化，所以大陆地壳以相对较高的 Rb / Sr、Sm / Nd 和 U / Pb 值为特征，并随时间而逐渐富集 ^{87}Sr、亏损 ^{143}Nd 并富集放射成因铅。而稳定同位素组成能够直接反映其地幔源区的组成。部分熔融后的岩浆化学组成可能有变化，但其同位素组成通常对部分熔融不敏感，并保持其组成不变；除非岩浆在结晶前和结晶期间与不同同位素组成的储库进行显著作用，诸如，与围岩的同位素交换、分离结晶混染（AFC）、岩浆混合或流体一岩浆相互作用等机理。

表 2.6　各主要地质体中氧、氢硫和碳的同位素大致范围

（郑永飞，1999；郑永飞和陈江峰，2000）

	$\delta^{18}O$	δD	$\delta^{34}S$	$\delta^{13}C$
月球	5.5‰			

陨石	−4～7‰		0～2‰	
地幔	5～7‰	−90～−40‰	−3～3‰	−35～5‰
金刚石			−11～14‰	−34.2～2.4‰
大洋 MORB	5.7±0.3‰	−80±5‰	0±2‰	6.4‰
蚀变洋壳	2～15‰	−38～−30‰		
OIB	4.9～7.5‰			
大洋碱性玄武岩	6.1±0.5‰			
岛弧火山岩	5.2～14.0‰			
大陆岩石圈地幔	4.5～7.5‰		−5～11‰	
地幔橄榄岩俘体	4.5～7.5‰		−3～3‰	−3.7～−5.6‰
地幔榴辉岩俘体	2.2～7.9‰		0～3‰	−14.3～−2.8‰
地幔交代金云母	4.6～7.3‰	−120～−50‰		
大陆玄武岩	4.9～8.0‰			−28～−21‰
大陆拉斑玄武岩	5.0～7.5‰		<−5‰	
大陆碱性玄武岩	5.0～7.5‰	−113～8‰		
钙碱性岩浆	7.0～8.2‰		−12.7～17.4‰	
大陆钾质熔岩	6～8‰			
碳酸岩	5～26‰			−8～−2‰
金伯利岩中的金云母	5.0～5.9‰	−70～−63‰		
洋壳沉积物		−87～−55‰	10‰	
消减带流体		−80～−30‰		
火山排出 CO_2				0～−31‰

稳定同位素地球化学研究，常使用δ-δ图或δ-Δ图。目前，含氧矿物对的$\delta^{18}O$-$\delta^{18}O$ 图已被广泛用来研究地幔交代和水-岩相互作用；含硫矿物对的$\delta^{34}S$-$\delta^{34}S$ 图被用来考察热液矿物形成的平衡或不平衡、变质作用的含水或不含水性质以及岩浆侵位期间的平衡状况。例如，在共生的热液硫酸盐和硫化物的$\delta^{34}S$-$\Delta^{34}S$ 图解上，不平衡的线性相关趋势指示两个对比硫源的混合作用。一般认为，在矿物对δ-δ图解上，斜率等于 1 的相关趋势代表同位素平衡，而偏高者为同位素不平衡。对同位素行为具有对比意义的共生矿物对（例如硫酸盐与硫化物对、碳酸盐与石墨对、石英与磁铁矿对等）来说，应用δ-Δ图解能够更直观地反映地质作用期间同位素分馏的过程特征。

对热液方解石$\delta^{13}C$-$\delta^{18}O$ 图的研究表明，与热液脉矿化有关的 CO_2 去气作用和三种不同的混合过程（即溶液混合、水-岩相互作用、原生热液矿物受到次生溶液的蚀变）对所沉淀的方解石的碳氧同位素组成具有显著不同的影响，结果产生了不同的$\delta^{13}C$-$\delta^{18}O$ 数据变化形式。

取自区域变质岩和深成岩浆岩的共生矿物相氧同位素比值测定常常表明，不同的矿物对产生明显不同的同位素温度。在没有水-岩作用影响的情况下，这些不同的温度指示了岩石的缓慢冷却效应。因此，用共生矿物相（例如石英、角闪石、黑云母、辉石、磁铁矿和长石）的氧同位素组成能够估计岩石的冷却速率。另一方面，利用增量方法能计算硅酸盐和氧化物矿物的氧同位素分馏。

自然界中惰性气体同位素组成可以简单看成为两种不同同位素比值组分的混合：一是地球形成时，从太阳星云中捕获的惰性气体称为原始组分；二是地球形成之后，由放射性核素衰变产生的惰性气体，称为次生组分。次生组分中也包括了少量由宇宙射线与地球物质相互作用产生的散裂成因的惰性气体组分。由于地质体所经历的演化过程不同和所含放射元素的多寡，使不同地质体具有不同的惰性气体同位素组成。

（1）氧同位素

地球物质的$\delta^{18}O$ 变化范围大约在 100‰左右。月球样品$\delta^{18}O$ 值则集中在 5.5‰附近。除天体化学研究中采用$\delta^{17}O$ 外，地球物质研究均采用$\delta^{18}O$。

幔源岩石中$\delta^{18}O$ 值的范围较窄，与球粒陨石接近。受到地壳物质混染的幔源岩石$\delta^{18}O$ 值升高，并因受到混染程度不同而在一定范围内变化。

自然界$\delta^{18}O$ 的研究表明，氧同位素的分馏主要有以下四种形式：① 水的蒸发凝聚过程中的分馏，结果使大气降水中$\delta^{18}O$ 值大大低于 SMOW 值，多为负值；② 矿物平衡结晶过程中的分馏，结

果使富 SiO_2 矿物的$\delta^{18}O$ 一般高于贫 SiO_2 矿物；③ 水岩相互作用过程中的分馏，结果使岩石中$\delta^{18}O$ 值升高，水中降低；④ 生物作用过程中的分馏，结果使生物体和有机质中$\delta^{18}O$ 升高。岩浆岩中的氢氧同位素变化由下列因素所控制（图 2.19）：① 源区组成；② 不同岩浆的混合；③ 岩浆结晶时的封闭体系效应，例如结晶温度和分异结晶作用等；④ 岩浆结晶时的开放体系效应，例如，与围岩的水－岩交换等；⑤ 矿物之间的不平衡分馏；⑥ 岩浆的去气作用。

图 2.19　　物相转变以及交换反应中水中氢和氧同位素组成变化示意图
（郑永飞和陈江峰，2000）

Urey（1947）计算出平衡条件下大气 O_2 应比 H_2O 富集 ^{18}O，达 6‰（25℃），而实测大气 O_2 的$\delta^{18}O$＝23‰。显然，大气氧与水圈之间存在不平衡，这被称为 Dole（杜尔）效应。与此相反，大气 CO_2 的$\delta^{18}O$＝41‰，与水圈达到平衡。最初认为，植物的光合作用控制大气氧同位素组成。实验证明，某些植物、细菌和人类呼吸时会富集 ^{18}O 达 7～25‰，这表明大气 O_2 的$\delta^{18}O$ 值是由生物的输入（光合作用）和输出（呼吸作用）共同平衡的。

大多数岩浆岩的$\delta^{18}O$＝5～15‰，δD＝－40～－100‰。一般说来，岩浆岩的$\delta^{18}O$ 值随岩石中的 SiO_2 含量增加而增加。例如，基性、超基性岩$\delta^{18}O$＝5.4～6.6‰，玄武岩、安山岩和流纹岩系列的$\delta^{18}O$＝5.5～7.4‰，花岗岩系列$\delta^{18}O$＝7～13‰。这反映出暗色矿物贫$\delta^{18}O$，而石英和长石等矿物富$\delta^{18}O$。常见岩石类型的锶与氧同位素变化范围见图 2.20。

图 2.20　　常见岩石类型的锶与氧同位素变化范围
（郑永飞和陈江峰，2000）

沉积岩中粘土矿物可分为风化和热液成因。其$\delta^{18}O$ 反映形成时大气降水的$\delta^{18}O$ 值，约为 20～30‰；并随埋深而变，埋深在 4km 以上，具有较高$\delta^{18}O$ 值，为 20.9～22.0‰，δD 较低，为－69～－60‰，埋深在 4km 之下，具有较低$\delta^{18}O$ 值，为 16.5～19.6‰，δD 较高，为－53～－44‰。碎屑岩的同位素组成取决于碎屑矿物和岩屑组成，可以指示源区。其$\delta^{18}O$ 值介于未蚀变岩浆岩（5～10‰）与粘土矿物之间。深海沉积物$\delta^{18}O$＝5～25‰，δD＝－30～－100‰。海洋碳酸盐岩石$\delta^{18}O$ 值在＋20～＋30‰之间。Muehlenbachs（1998）讨论海洋中大陆风化，洋流，沉积物和海底各种地质作用对氧同位素的影响。

变质岩中$\delta^{18}O$ 值反映原岩组成、体系开放与否、流体特征、扩散作用和升温状况。

地热水的特点是$\delta^{18}O$ 值有一定变化范围，而δD 几乎不变。在在δD－$\delta^{18}O$ 图上近于一条水平线。该线与大气降水线的交点近于当地现代降水的同位素组成，只有$\delta^{18}O$ 增加，称为氧同位素漂移。这被认为是，由于来源于大气水，大气水下降到深部与围岩进行氧同位素交换反应。漂移大小受交换程度、水／岩比和围岩等方面的影响。

（2） 氢同位素

地球物质的δD 变化范围大约为 200‰，地幔岩石的δD 变化则限于－120‰～－50‰，大多集中在－80‰附近。

氢的同位素分馏主要有：水的蒸发和凝聚、生物作用、岩浆生成和结晶、水-岩相互作用、去气作用等。岩浆岩中的氢同位素的变化示意图见图 2.21。

图 2. 21　　各种地球化学过程对岩浆岩氢同位素组成的影响（Kyser 和 O’Neil，1984）
假定岩浆初始δD＝－80‰，有效水含量 0.3%（以全氢作为 H_2O^+）

郑永飞（1999）列出水与各种含氢物质之间的氢同位素平衡分馏系数，及其与温度变化的关系

式。一般说来，大多数含水矿物甚至在岩浆岩形成温度下相对于共生的流体相仍亏损氘。在低温热液蚀变（例如洋壳）或低级变质作用条件下，亏损更大，即 $10^3\ln\alpha_{矿物-水}$＝－20‰～－45‰。在热液蚀变和变质岩加热连续脱水过程中，可能会造成岩石δD 的连续降低。

氢的丰度在壳-幔物质中变化很大。氢是交代流体的主要组分，其同位素组成是地幔或地壳流体活动的潜在示踪剂。当地质源区发生水－岩相互作用、岩浆混合或同化混染时，质量平衡效应决定了氢氧同位素比值发生的变化。

岩浆的去气作用是重要的。Taylor 等（1983）测出，开放体系岩浆去气引起的水汽丢失导致黑曜岩δD 值低达－130‰。Kyser 和 O′Neil（1984）得出，水汽从岩浆中逸出的去气作用导致残留水具较低的δD 值，因为水汽较岩浆中的溶解水（H_2O 或 OH）富集 D；相反，还原形式含氢气体（如 H_2 或 CH_4）相对于水极端亏损 D，它的丢失将导致残余岩浆具较高的δD。Newman 等（1988）等讨论各种岩浆去气模型。Pineau 等（1998）进行 1250℃下水汽与玄武质安山岩熔体之间的 D / H 分馏实验，证实随压力降低，去气作用使 δD_{v-m} 值增大（郑永飞，1999）。

（3） 碳同位素

地球物质的 $\delta^{13}C$ 分布范围约为－90～＋20‰。碳氧化物富 ^{13}C，还原碳亏损 ^{13}C。总的来说，^{13}C 趋于富集在碳的高价化合物中，即 CH_4（^{13}C 最亏损）＜C＜CO＜CO_2＜CO_3^{2-}（^{13}C 最富集）。自然界中碳主要有两个储库：有机碳和碳酸盐。前者轻，$\delta^{13}C$＝－25‰；后者重，$\delta^{13}C$＝0‰。碳同位素分馏机制主要有两个：CO_2 与水溶液中各种碳酸根基团之间的同位素交换和光合作用的动力学分馏。前者主要是 CO_2-HCO_3^- 体系同位素交换，使碳酸盐富集 ^{13}O。后者使残余 CO_2 富集 ^{13}C，生物体富集 ^{12}C。

陨石中的碳同位素有很宽的分布范围。铁陨石中石墨于近－5‰，与金刚石分布的主峰一致；而与之共生的镍纹石和陨碳铁矿在—18‰～—22‰之间，与金刚石的另一众数相近。石陨石和铁陨石的平均 $\delta^{13}C$ 值分别落在—14‰和—10‰附近，明显低于由金刚石得到的地幔碳的平均 $\delta^{13}C$ 值—7‰。碳质球粒陨石全岩 $\delta^{13}C$＝－5.6～－11.6‰，其中碳酸盐 $\delta^{13}C$＝42～70‰，可溶有机碳 $\delta^{13}C$＝－27～－5‰，不可溶有机碳 $\delta^{13}C$＝－13.8～－17.1‰。

地幔岩石的 $\delta^{13}C$ 变化很大,可达－35‰～＋3‰。金刚石众数 $\delta^{13}C$ 值为－5.5‰，加权平均值为－7‰。目前揭示的地幔碳同位素不均一性，即存在 $\delta^{13}C$ 值分别在－3～－7‰和－15～－25‰的两个峰值，看来是认识地幔碳的多样性和碳同位素不均一性的突破口。

大气中 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 为－7‰。大洋水体中溶解的 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 为 0‰。海水垂直剖面总碳浓度、$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 变化见图 2.22。沉积物中的有机质的 $\delta^{13}C$ 约为－25‰。海相沉积碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值为－1～＋2‰，平均 0‰。溶解在水中的碳有多种状态：CO_2、H_2CO_3、HCO_3^-、CO_3^{2-}和有机碳等，各种基团的浓度和同位素组成随温度和 pH 值而变化。海水中以 HCO_3^-为主。

图 2.22　　北大西洋垂直剖面总碳浓度、$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 变化（郑永飞和陈江峰，2000）

一般，沉积海相灰岩的 $\delta^{13}C$＝0±2‰，局部细菌活动强烈地段可达－36.2±6.2‰。地质界线附近常存在正或负异常，＞3‰或＜－3‰；最典型的白垩纪 / 第三纪界线附近海相灰岩 $\delta^{13}C$ 下降 2‰，最大达 4‰；同时也有 $\delta^{18}O$ 值的突变。

煤的平均 $\delta^{13}C$ 约为－25‰。石油和天然气由有机质热分解形成。热分解成熟过程中，^{12}C 键先断裂，使残余物富集 ^{13}C。海相有机质热分解形成的 CH_4 比原始物质“轻”，开始阶段形成的低成熟度 CH_4，$\delta^{13}C$ 约－50‰，最后形成高成熟度 CH_4 的 $\delta^{13}C$ 约为－30‰。非海相和热裂解天然气 $\delta^{13}C$＝－20～－30‰。石油 $\delta^{13}C$＝－18～－34‰。

（4）硫同位素

自然界 $\delta^{34}S$ 变化范围为－40～＋40‰。硫同位素的分馏主要是两类过程。一是某些厌氧细菌使硫酸根离子转化为硫化氢，硫化氢相对于硫酸盐离子富集 ^{32}S，可达 50％或更多。这使沉积物中的

硫化物$\delta^{34}S$ 约－20‰，并出现硫的生物循环（图 2.23）。其次，在含硫离子、分子和固体之间各种同位素交换反应。由于硫的价态变化多，在氧化、还原反应，以及分解、去气过程中各种化合物容易发生分馏，^{34}S 通常集中在最高氧化态或最高键强的硫化物之中（Faure，1986）。理论研究表明，一般 ^{34}S 富集顺序为：$S^{2-}<S_2^{2-}<S^0<SO_2<SO_4^{2-}$。

图 2.23　　硫的生物循环（郑永飞和陈江峰，2000）

不同陨石中的$\delta^{34}S$ 相当稳定，仅 0±1‰。铁陨石中$\delta^{34}S$＝0.0～0.6‰, 碳质球粒陨石中全岩$\delta^{34}S$ 为 0.4‰, 但其中硫酸盐为－1.3‰，自然硫为 1.5‰，硫陨铁为 2.6‰，与地球上的情况相反。

地幔岩石的$\delta^{34}S$ 变化仅为－5‰～10‰。Ohomoto（1986）认为，在过去 2.5Ga 间尽管地幔内硫同位素已经局部不均一化，正常地幔岩的$\delta^{34}S$ 值应不超出－3～＋3‰范围。

未蚀变的洋中脊玄武岩（MORB）的$\delta^{34}S$ 值近于 0‰，表明软流圈的$\delta^{34}S$ 值也在 0‰左右。大陆岩石圈地幔的$\delta^{34}S$ 值变化大的多，其范围是－5～11‰。消减洋壳的$\delta^{34}S$ 值在 0‰附近。大多数块状硫化物矿床的$\delta^{34}S$ 值为 10‰，与沉积物中硫的$\delta^{34}S$ 平均值相同。

基性、超基性岩与陨石硫范围一致。随岩石酸度增加，$\delta^{34}S$ 绝对值增加。变质岩中的硫同位素变化很大，$\delta^{34}S$＝－10～40‰。这与原岩、变质作用、变质流体和去气作用等有关（郑永飞和陈江峰，2000）。

现代硫酸盐的$\delta^{34}S$ 相当稳定，为 20.0±0.5‰。海相蒸发岩代表地史上海洋硫酸盐的$\delta^{34}S$ 变化特征，为 9～32‰。沉积岩中的硫化物多为负值，且变化范围大，达 150‰（。煤的$\delta^{34}S$ 在－30～＋24‰之间。石油的$\delta^{34}S$ 在－8～＋32‰之间。

海洋硫酸盐矿物的$\delta^{34}S$ 值（图 2.24）从寒武纪初的 30‰，波动减少到二叠纪末 17‰，在中生代不规则增加到现代的 20‰。

图 2.24　　显生宙海洋硫酸盐硫同位素、碳酸盐碳同位素和锶同位素变化图
（Holser 等，1966）

（5）氮同位素

地球上氮同位素变化范围较大，$\delta^{15}N$＝－50～＋50‰，绝大多数处于－10～＋20‰之间。氮在地球上有多种价态，有利于同位素分馏。氮同位素分馏主要是生物作用和某些同位素交换反应，但对其机理研究不够。

氮对生物有重要作用。生物氮循环主要发生在土壤和水圈中，微生物控制氮同位素分馏。其中包括固氮、硝化和脱氮反应。固氮过程可描述为

$$2N_2+6H_2O\rightarrow 4NH_3+3O_2 \qquad (2.67)$$

此过程发生在植物根部。N-N 键断裂需要大量能量，过程很缓慢，氮同位素分馏很小，约－3～＋1‰。硝化过程可分为三个步骤

$$\text{有机氮}\xrightarrow{1}NH_4\xrightarrow{2}NO_2\xrightarrow{3}NO_3 \qquad (2.68)$$

第一步基本无同位素分馏，后两步有大的动力学分馏。实验表明 NH_4^+同化时分馏为 0～－27‰。野外观测约为－10‰。脱氮反应把硝酸盐转化为氮，发生在通气条件很差的土壤或水体中，有两个步骤：首先，细胞吸收营养物质，无分馏；之后，营养物质分解，涉及一系列与 N－O 键断裂有关的反应，有大量氮同位素分馏，还原速度愈低，分馏愈大。实验表明分馏有 0～－24‰；野外观测约为－4‰。

月岩的氮同位素为－190～＋125‰。月岩有不同的氮同位素形成途径，包括太阳风轰击，以及蜕变产物。Nier 等（1976）报道火星大气$\delta^{15}N$ 值达 770±300‰（Faure，1986）。不同陨石群的$\delta^{15}N$

值变化很大。C1 和 C2 群为 30～50‰，E 群为－30～－40‰，C3 群－66～－326‰，普通球粒陨石为－10～＋20‰，铁陨石为－90～＋150‰。

幔源包体氮同位素变化很大, $\delta^{15}N$＝－15.6～＋30.9‰。MORB 和早期金刚石$\delta^{15}N$＝5±2‰。金刚石中$\delta^{15}N$＝－12～＋12‰（Javoy 等，1986；Boyd 等，1992；Boyd 和 Phillinger，1994）。单颗金刚石中$\delta^{15}N$ 变化可达 10‰，一般核部富$\delta^{15}N$。

岩浆岩中的$\delta^{15}N$ 在－15.6～＋30.9‰之间。玄武岩中的$\delta^{15}N$ 近于 17‰。沉积物 / 水界面附近存在脱氮和硝化作用，从沉积物向外扩散的氨气的$\delta^{15}N$ 值比有机物和上覆水柱中的硝酸盐高约 4.5‰。沉积物变质时脱挥发分作用使 NH^{4+}伴随显著的氮同位素分馏，残留物富 ^{15}N。高级变质岩$\delta^{15}N$＝8～10‰。

海水中$\delta^{15}N$＝－8～＋10‰。海洋颗粒有机物$\delta^{15}N$ 为 3～13‰，陆源颗粒有机物$\delta^{15}N$ 为－6.6～＋5.2‰。海洋$\delta^{15}N$ 值受有机物影响，洋面较低，在 500m 以下$\delta^{15}N$ 值达 13‰。海洋沉积物在 8.0～13.1‰之间。

天然气的$\delta^{15}N$ 在－47.6～＋45.7‰之间。煤的$\delta^{15}N$ 在－2.5～6.3‰之间。石油中的$\delta^{15}N$ 在－0.7～＋8.3‰之间。

植物中$\delta^{15}N$＝－10～22‰，比雨水稍富 ^{15}N。豆科植物可直接从空气中固氮，$\delta^{15}N$ 约为 1‰，非豆科植物利用土壤中的氮，$\delta^{15}N$ 平均 9‰。植物分解时，含 ^{14}N 的键优先断裂，其残骸富 ^{15}N。动物体比其食物稍富集 ^{15}N，由于尿中优先萃取 ^{14}N。土壤中$\delta^{15}N$ 在－4.4～＋17.0‰之间。地下水的$\delta^{15}N$ 在 0～25‰之间。

（6）硼同位素

自然界中$\delta^{11}B$ 变化范围为－36～＋60‰。硼同位素的国际标准样品为美国国家标准技术研究所生产的 NIST951（原称 NBS951），其 ^{11}B / ^{10}B 值为 4.0469 士 0.0002。

硼与氧键合，以 $B(OH)_4^-$或 $B(OH)_3$ 形式存在.硼不参加氧化还原化学反应。自然界硼同位素的分馏由样品中硼结构的比例所决定。^{10}B 在 $B(OH)_4^-$中相对富集，^{11}B 在 $B(OH)_3$ 结构中相对富集。在大多数矿物和硅酸盐熔体中硼以四配位形式存在，在流体中多呈三配位形式存在。在蒸发作用、离子交换、气相或液相扩散、吸附作用的过程中都会由于硼同位素在不同结构中的相对富集程度而产生分馏。

球粒陨石中$\delta^{11}B$ 变化达－50～＋40‰。其变化源于两个端元，一是宇宙射线与重元素作用产生的硼，$\delta^{11}B$ 达－400‰，二是低能散裂成因硼，$\delta^{11}B$ 高达 110‰。原始地幔$\delta^{11}B$ 约为－10±2‰。

海水有较高的$\delta^{11}B$ 值，约为 39.5‰。海水蒸发导致盐类结晶，晶体中富$\delta^{11}B$。远洋粘土沉积物$\delta^{11}B$＝－10～2.5‰，浅海粘土沉积物$\delta^{11}B$＝－2.5～2.5‰；而古代深海页岩$\delta^{11}B$＝－12.5～－10‰，浅海页岩$\delta^{11}B$＝－10～5.6‰。说明成岩作用时有分馏。海相碳酸盐$\delta^{11}B$ 变化不大，平均 22±‰。这是由于 $B(OH)_4^-$吸附到矿物中。

洋中脊玄武岩$\delta^{11}B$＝－7～－1‰。洋岛玄武岩$\delta^{11}B$＝－12～＋1‰。变质岩中硼同位素变化较大，与原岩和变质脱水作用有关。变质页岩中电气石$\delta^{11}B$＝－22～＋22‰，大理岩中电气石$\delta^{11}B$＝－1～＋4‰。

（7）氦同位素

He 有两个同位素 ^3He、^4He。自然界中 ^3He 绝大部分是原始的，极少量放射成因的（如 ^6Li 的热中子反应产物）；而 ^4He 少量是原始的，90％以上是放射成因（铀、钍的衰变产物）。一般常用 R 代表 ^3He / ^4He。测量表明，原始的 ^3He / ^4He＝1.43×10^{-4} ，放射成因的 ^3He / ^4He 约为 10^8。大气 R 值记为 R_A，R_A=1.4×10^{-6}。

研究发现，地幔深处具有高的 R 值。据此，认为地球在早期加热过程中并没有完全脱气。MORB 的 R=1.15×10^{-5}～1.22×10^{-5}。

Nagao 和 Takahashi（1993）研究日本隐歧一岛后和一宫火山口的下地壳的斜长角闪岩俘虏体，R=（1.01～1.07）$\times10^{-5}$，^{40}Ar / ^{36}Ar= 680，He 的浓度较高。在地壳岩石中 ^3He、^4He 不同的产生机

理和产地会导致其不同的释放行为。大部分 ^{4}He 会被晶质铀矿和独居石所保留，而 ^{3}He（主要在黑云母中）将从花岗岩矿物中比 ^{4}He 优先释放。

一般地壳岩石的 R 值在 10^{-3}～10^{-8} 之间。岩石 R 值的大小主要受以下两种因素的影响：① 来自富集地幔源区的岩石有高 R 值；② 富含 U、Th 等放射性元素岩石的 R 值低；并随年龄增加而降低。

金刚石中的 He 主要是捕获的，这是因为计算得出放射性 ^{3}He 约为 $1.4\times10^{-13}cm^{3}/g$，而实测值却为 $4.8\times10^{-12}cm^{3}/g$。Verchovsky 等（1993）测得地壳变质岩中的金刚石的 ^{4}He＝（2～6）×l0$^{-4}cm^{3}/g$，认为 He 组分是注入的。

（8）氖同位素

氖同位素有 ^{20}Ne、^{21}Ne、^{22}Ne。Ozima 和 Zashu（1991）认为，SEP-Ne（即太阳高能粒子 Ne，$^{20}Ne/^{22}Ne=11.3$）组成了地球生长过程中捕获的 Ne 的主要部分，并提出 Ne 的演化模式。地球中的原始 Ne 是太阳型的，这种原始 Ne 在原始大气的流体动力学逃逸期间被分馏形成现今大气比；在地球历史期间，通过反应 $^{18}O(\alpha,n)^{21}Ne$、$^{24}Mg(n,\alpha)$ ^{21}Ne 产生 ^{21}Ne 引起地幔中 Ne 的比率变化，形成现今的地幔 Ne。

（9）氩同位素

氩有三种稳定同位素：^{36}Ar、^{38}Ar、^{40}Ar。自然界中 ^{36}Ar、^{38}Ar 主要是原始的；而 ^{40}Ar 绝大部分为 ^{40}K 衰变产物。一般把 ^{40}Ar 原始丰度视为零。地球中 $^{36}Ar/^{38}Ar$ 值变化很小，可认为空气的 $^{36}Ar/^{38}Ar$ 与地球原始值相同。空气中氩的三个同位素的丰度比为 $^{36}Ar/^{38}Ar/^{40}Ar=34/6/04$。由于 ^{38}Ar 丰度很低，因此通常用 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 来表示氩同位素组成。由于 ^{40}Ar 原始丰度为零，所以原始 $^{40}Ar/^{36}Ar\approx0$，大气的 $^{40}Ar/^{36}Ar=295.6$。

从原则上来讲，未完全脱气的地幔应有低的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值。但地幔的原始 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值是一个有争议的问题。20 世纪 70 年代到 80 年代，曾有学者推论：地幔中的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值随深度的增加而减小。Staudacher 等（1991）也认为：富集地幔（即下地幔）的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值与大气层相似；在富集地幔样品中所表现的高 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 比，是在岩浆上升期间受到亏损地幔源，即上地幔 MORB 源区，其 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 高达 28000。但近年来也有人认为，富集地幔的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值比大气高得多。

一般认为，大气是地球脱气形成的次生大气；而地球的原始气体属太阳型。在空气中，较重的稀有气体相对于太阳型和行星型丰度而富集。然而，空气中 Xe / Kr 值比太阳型和行星型要小，即空气中 Xe 似乎相对贫乏。造成这种现象的原因尚需进一步研究。

地幔脱气机理有两种观点：岩浆脱气和碰撞脱气。碰撞脱气观点认为在星子碰撞时将挥发分排入大气，K、I 和其它较少的挥发分留在固态地球中，所以增大了 K / Ar、I / Xe 值。不过，该脱气没有给出 Xe 优先注入地幔的机理。岩浆脱气观点认为在地球演化中，上地幔曾全部熔化形成岩浆海，岩浆的脱气作用导致稀有气体显著的减少。但根据岩浆海脱气形成的大气中的 Ne 分压，Ne 在硅酸盐熔体中的溶解度和地幔质量计算得到脱出的 Ne 量，却略大于曾溶解的 Ne 量。说明这些机理尚有不足。

过去，人们认为下地幔是未脱气的。随着研究的深入，人们发现下地幔也发生了脱气。Ozima 和 Zahnle（1993）估算，如果下地幔未脱气，其 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 的最大值为 715，而根据相关元素推算出现今下地幔的 $^{40}Ar/^{36}Ar\approx6000$，这说明下地幔 ^{36}Ar 比未脱气的设想减小，即发生脱气作用。

2.2.2 微量元素示踪

微量元素示踪用于许多地质作用的过程研究，特别是岩浆作用和壳幔相互作用研究。20 世纪 50 年代以前，主要研究微量元素在地壳岩类的分布；20 世纪 70 年代后，研究矿物中的微量元素分配系数，建立成岩作用的定量理论模型（部分熔融、分离结晶、混合作用等模型）。70 年代末至 80 年代，微量元素广泛用于地质作用的示踪。对幔源岩石和俘体的研究发现存在亏损和富集地幔，以及上地幔成分随时间的演化，提出地幔的区域和层状不均一性；根据沉积岩的微量元素分布探讨地壳化学演化，恢复古板块构造环境；从陨石和月岩的微量元素组合，探索太阳星云的化学分异；发现

白垩纪－第三纪界线粘土层中贵金属含量异常，提出了恐龙和浮游生物灭绝的地外物质撞击灾变说；微量元素示踪也用于成岩和成矿过程，建立找矿标志等。微量元素与人体健康也有密切关系。组成人体的 60 多种元素中，除占人体重量 99.95％的 11 种主要元素外，还有只占人体重量 0.05％的 50 多种微量元素。它们构成核酸，在生命过程中具有重要功能。例如，促进酶的催化，参与激素分泌和新陈代谢等。研究表明，许多地方性疾病与环境中某些微量元素含量异常直接相关。

在文献中，人们常将地壳中除 O、Si、Al、Fe、Ca、Mg、Na、K、Ti 等九种元素（它们的总重量丰度占 99％左右）以外的其他元素统称为微量元素，或痕量元素。它们在岩石或矿物中的含量一般在 1％或 0.1％以下。O'Nions 等（1974）将含量等于或小于 1000×10^{-6} 的元素称为痕量元素。然而，主要元素与微量元素的区分是相对的。例如，一般情况下 Zr 是微量元素，但在锆石中是主要元素。由于在化学作用过程中实际起作用的是摩尔浓度；因此，在地球化学中对微量元素概念的严格定义应是：只要元素在所研究的客体（地质体、岩石、矿物等）中的含量低到可以近似地用稀溶液定律描述其行为，该元素可称为微量元素。

过去地球化学研究特别强调类质同象的作用，认为微量元素常以次要组分存在于矿物固溶体、熔体或其他流体相中。矿物谱学测定表明，许多在矿物化学分析、电子探针测定中确定的微量元素，可以下列形式存在：① 在结晶过程中以纳米至微米级粒度陷在晶体的生长面上，特别是快速生长的晶面上；② 在主晶格的间隙缺陷中；③ 在高温固溶体中替代基本相的主成分原子，在降温过程中形成调制结构，或出溶形成两相的晶畴结构。例如，含铁较高的闪锌矿，并非类质同象，而是硫化锌和硫化铁组成的晶畴结构。

2.2.2.1 亨利定律和元素相容原理

（1）Henry（亨利）定律

微量元素最基本行为是符合稀溶液定律。溶液由溶质（占比例小的部分）和溶剂（占比例大的部分）组成。当一种微量元素作为次要成分出现在一个体系中时，可将之视为溶质，由于其含量低，可作稀溶液对待，可以用稀溶液定律描述其行为。在理想溶液中没有混合焓，即 $H_{混合}=0$。在实际溶液中，由于溶质之间、溶质与溶剂之间相互作用，$H_{混合}\neq0$，活度对理想溶液的混合曲线发生不同程度偏离。设 X_i 是实际的摩尔分数，α_i^j 为在液相或固相中的活度。由活度定义：在相 j 中组分 i 在给定 P 、T 和组成时的化学势 μ_i^j 与在标准状态时化学势 μ_I^0 之差

$$\alpha_i^j = \exp\left(\frac{\mu_i^j - \mu_I^0}{RT}\right) \qquad (2.69)$$

式中 R 为 Boltzmann 常数。

在稀溶液中，溶质（微量组分）之间的作用是微不足道的，溶质与溶剂之间的相互作用制约溶质的性质。在无限稀释的极限情况下，一切溶质（微量组分）呈相同行为，为直线关系（$X_i \to 0$），即微量组分活度与其浓度成正比，这就是亨利定律。亨利定律表明：在极稀薄溶液中，溶质的活度正比于溶质的摩尔分数

$$\alpha_{溶质}=KX_{溶质} \qquad (2.70)$$

式中 K 为亨利常数，它代表在高度稀释时溶质的活度系数，与组分浓度 X_i 无关，而受 P、T 及体系性质控制。但是，在微量组分浓度增加时其行为会逐渐偏离亨利定律。因此，亨利定律仅适用于低浓度时的微量元素。

（2）Nernst（能斯特）定律

在自然界中亨利定律涉及微量组分在两相间的分配问题，自然界中最常见的“相”是岩石中的各种矿物及水体。微量元素在矿物中的存在形式可以是固溶体、显微晶体或吸附。

Nernst（能斯特）定律描述微量组分在两相间分配关系。在稀溶液中，溶质 i（微量组分）在溶液中两相α和β（如液相和晶体相）之间的平衡分配一般是不均匀的，其关系由相平衡条件

$$\mu_i^{\alpha} = \mu_i^{\beta} \qquad (2.71)$$

所决定，μ_i^{α}和μ_i^{β}分别为微量元素 i 在α相和β相的化学势，上式可改写为

$$\mu_i^{\alpha 0} = RT\ln X_i^{\alpha} = \mu_i^{\beta 0} + RT\ln X_i^{\beta} \qquad (2.72)$$

变换上式可得

$$\frac{X_i^{\alpha}}{X_i^{\beta}} = \exp\left(\frac{\mu_i^{\alpha 0} - \mu_i^{\beta 0}}{RT}\right) = K_D \qquad (2.73)$$

这就是 Nernst 分配定律表达式，它表明在恒温恒压条件下，溶质在两平衡相间的平衡浓度比为一常数（K_D）。K_D 称为分配系数，或能斯特分配系数。由亨利定律，稀溶液中微量组分的活度与浓度呈正比关系，可以得出：

$$K_D = X_i^{\alpha} / X_i^{\beta} \qquad (2.74)$$

即平衡活度比为一常数，这表明 Nernst 分配系数中包含有亨利常数 K。

（3）不相容元素和相容元素

在微量元素地球化学研究中，分配系数是其核心问题之一。基于分配系数资料，可以进而建立微量元素的定量模型。一般文献中讨论的是上述能斯特分配系数或称简单分配系数，它是指在恒温恒压下，微量元素在两相（多数情况下是晶体相一矿物和液相一熔体）之间的平衡浓度比（式 2.73）。

一体系中所有矿物的简单分配系数加权和称为总分配系数 D^i，表达式为

$$D^i = \sum_{j=i}^{n} K_D^i X_j \qquad (2.75)$$

式中 n 为含元素 i 的矿物数，X_j 为第 j 种矿物的重量百分数，K_D^i 为第 j 种矿物对元素 i 的简单分配系数。在微量元素定量模式中，要计算的重要参数之一是总分配系数。

在应用中，重要的是能斯特分配系数。据此，Gast（1968a；b）提出矿物一熔体分配系数概念，即在天然熔体结晶或天然物质熔融形成熔体过程中，微量元素在晶出的矿物（或在熔融过程中残留的矿物）和残留熔体（或熔融所形成的熔体）之间的分配。

根据分配系数理论可以把微量元素划分为不相容元素（Incompatible elements）和相容元素（Compatible elements）。这种分类是基于许多地球化学作用过程常常存在液相和结晶相（固相）共存的体系；体系中微量元素在液相和固相间进行分配；而且在一般情况下，这种分配是不均匀的。由于微量元素晶体化学性质和地球化学行为的差异，有些元素容易进入结晶相，而在液相中浓度迅速降低。例如，Ni、Co 易进入橄榄石，V 易进入磁铁矿，Cr 易进入尖晶石，Yb 易进入石榴子石，Eu 易进入斜长石。在岩浆结晶过程（或由固相部分熔融）中易进入或保留在固相中的微量元素，统称为相容元素。相反，在这些过程中不易进入固相，而保留在与固相共存的熔体或溶液中，因而在液相中浓度逐渐增加，例如，Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta、W、Sn、Ph、Zr、Hf、B． P、Cl、REE、U、Th 等，这些元素统称为不相容元素。当体系中不相容元素的丰度明显减少，称为亏损。而体系中不相容元素的丰度明显增加，称为富集。

从分配系数的概念出发，相容元素的总分配系数 $D_0>1$，倾向于在晶体中富集，并随着晶体的析出而逐步在残余熔体中贫化；而不相容元素的 $D_0<1$，倾向于在残余熔体中富集。按总分配系数 D_0 的大小，不相容元素又可分为两组：

$D_0<0.1$：例如，K、Rb、U、Th、Pb、LREE

$0.1<D_0<1$：例如， Zr、 Nb、 Ta、 HREE

对于 D_0 值范围为 0.02～0.06 的微量元素称为强不相容元素。

许多不相容元素常具有特殊的离子半径或离子电荷（很小或很大），如 K、Rb、Nb、Ta、W、Sr、Ba、Pb、LREE 等的离子半径或电荷很大，这些亲石的大离子半径元素称为大离子亲石元素（Large ion lithophile elements，简称 LIL）。在这种概念下，可以将不相容元素分为两组：一为大离子亲石元素（LIL），二为高场强元素（High field strength，简称 HFS）。前者指 K、Rb、Sr、Ba、Cs 等，它

们的特点是离子电位＜3，易溶于水，地球化学性质活泼。后者则恰相反，它们具有较高的离子电荷，离子电位＞3，不易溶于水，如 Th、Nb、Ta、P、Zr、Hf、HREE 等。

实际表明，体系的总成分、温度、压力都不同程度地影响分配系数值。将不同成分体系中同一矿物的分配系数加以比较，可清楚看出，酸性或中酸性体系中的分配系数明显高于基性或中基性。例如，斜长石、石榴子石在酸性岩体系中分配系数大约为基性或中性岩体系的两倍，石榴子石的轻稀土元素分配系数增加 10 倍。许多学者认为硅酸盐熔体的结构是影响微量元素分配系数的关键因素，而熔体结构决定于熔体主成分。

矿物系列中的不同矿物或变种也影响分配系数。例如，斜长石牌号越小，对铕的分配系数越大，以碱性长石为最高，其他稀土元素则影响不大。在镁铝榴石-铁铝榴石-钙铝榴石系列中，对钐的分配系数取决于钙铝榴石的含量，重稀土元素则优先进入富含镁铝榴石和铁铝榴石的结构中。

熔体中挥发分的种类和含量对分配系数也有明显影响。水的存在使硅酸盐熔体中 SiO_4 四面体聚合作用程度降低，水含量增加导致分配系数降低。在岩浆条件下，稀土元素可与氯化物形成络合物，使稀土元素在气相－熔体之间分配系数随氯化物摩尔浓度增加而增加。

温度的影响可以由能斯特定律导出，当热焓变化ΔH 可视为常数时，分配系数值与体系温度的倒数成线性关系。由此可得出分配系数与温度的定量关系式，这是微量元素地质温度计的理论基础。

压力对分配系数的影响与温度相反。例如，在相当于上地幔压力条件下，稀土元素在富水的蒸汽和石榴子石、单斜辉石、斜方辉石、橄榄石之间的分配系数为 1～200，分配系数随压力（P_{H2O}）增加而迅速增加。由于离子半径的差异，压力对不同微量元素分配系数的影响是不同的。刘从强等（1992）发现，玄武岩中巨晶石榴子石、辉石的稀土元素分配系数随压力增加明显向重稀土元素方向移动，即重稀土元素分配系数增长高于轻稀土元素。

综上所述，分配系数是一个较复杂的问题，温度、压力、体系成分都对其有不同程度的影响，在用分配系数讨论具体地球化学问题时，只能近似地将它看作为常数。由于体系成分对分配系数的影响，在选用分配系数时应尽量选择与所研究的岩石（体系）成分相近的体系的分配系数值。

（4）稀土元素和四分效应

一般认为，球粒陨石基本代表未发生分异的地球原始物的成分特征。因而以球粒陨石中稀土元素（REE）和其它微量元素的浓度作为标准，对所研究的样品中相应元素的浓度进行标准化。即将样品中各元素浓度除以球粒陨石各相应元素的丰度，所得的商为该样品球粒陨石标准化丰度（简称为标准化丰度），并用原子序数为横坐标，标准化丰度的对数为纵坐标作图。在图中球粒陨石的丰度为一条纵坐标为 1 的平行于横坐标的直线。使用标准化丰度很容易判断出样品中某元素在演化过程中的富集或亏损程度。显然，标准化丰度＞1 的元素相对于地球原始物质为富集，＜1 的元素为亏损。

近年在天然物质中发现稀土元素存在“四分（tetrad）效应”。 Fidelis 和 Siekierski（1966）在研究 REE 两相分配的液－液萃取中发现“四分效应”，并见于 REE 的有机络合物。Masuda 等（1987；1989）在研究湖南临武香花岑首次发现岩浆岩中存在“四分效应”。其后，90 年代中期大量报道富挥发分的过铝质岩浆岩和其中的矿物中存在“四分效应”。

“四分效应”把稀土元素分为四组，其分界点位于 Nd－Pm、Gd、Ho－Er，即稀土元素最外层 4f 电子的 1 / 4、1 / 2 和 3 / 4 充满的位置，分界点处稀土元素含量较低，出现不连续；稀土元素含量数据线呈平滑的凸形曲线。“四分效应”的程度，可以用其含量数据的二次方程拟合系数来表述（Masuda 等，1994）。目前，由含稀土元素副矿物的早期结晶作用导致“四分效应”的设想，已为 Bau（1997），Irber（1999）依据瑞利分馏模式的计算所否定。一般认为，“四分效应”是熔体与含挥发分流体相互作用的结果，是岩浆－热液过渡阶段的特定产物（Bau，1997；Irber，1999；赵振华，1999）。张辉（2001）通过对新疆 3 号脉伟晶岩中磷灰石、和近年国内外过铝质花岗岩，S 型花岗岩中“四分效应”的研究，提出“四分效应”始于岩浆阶段，在岩浆－热液阶段由于熔体－流体相互作用而更趋明显。

2.2.2.2 微量元素判别图和反演法

用微量元素示踪进行地质作用研究，除了利用基础地质研究结果来判别其作用过程外，大量使用判别图。不同岩浆过程（部分熔融和分离结晶等）在不同类型的判别图上（元素-元素图，元素-比值图和比值-比值图）具有不同的特征，例如，玄武岩体系常用的 La / Sm-La 图解，对分离结晶作用，其投影点落在 La / Sm 值恒定的水平线上；而部分熔融过程其投影点则落于具一定斜率的直线上。对于具混合作用的岩浆作用过程还能鉴别岩浆混合还是源区混合。在不相容元素的比值-比值图中显示有混合作用，而相容-不相容元素的比值图中显示有混合作用，而相容-不相容元素的比值图不显示混合特征，则必属源区混合而非岩浆混合。不相容元素的元素-元素图，源区混合为曲线，岩浆混合则为直线。Marsh（1989）提出用 Ti、V、Fe、（P）识别地壳混染。而利用 PER 图（Pearce Element Ratio）进行的岩石成因假设检验研究，使用了三种 PER 图，即保存组分（浓度可变，但其他强度变量仍然恒定的组分）图、组合试验图和相判据图，判定一个火成岩体系是否属同成因系列。

这些图还可以用来比较元素间不相容性的相对值，求解源区组成或比值，地壳物质混染程度、确定不同岩石之间的成因联系，了解作用过程元素的行为变化，确定地幔源区的原始非均匀性，判别地幔交代作用是否存在等。当然，这些图，例如 La / Sm－La 图也并非总能有效地分辨批式熔融和分离结晶作用。

过程判别的另一个方法是反演法。它从岩石样品成分数据出发，确定该样品的岩浆体系形成和演化的原始条件及物理机制。先由分析数据导出模型参数，通过数据拟合，统计计算，即进行 X^2 检验，给出过程后检验鉴别。它能对分离结晶、批式部分熔融和同化－分离结晶作用过程等进行系统反演。通过反演可以对过程鉴别提供较充分的依据，还同时给出原始成分、结晶程度以及体系的矿物组成和总分配系数等重要信息（白正华，1998）。

2.2.2.3 微量元素模型

目前，已经建立了各种与成岩成矿作用有关的岩浆形成和演化机制的微量元素模型，归纳起来有三大类，即部分熔融（实比，非实比）、结晶作用和同化－混合作用模型。其基本依据是平衡部分熔融（结晶）和分离熔融（结晶）作用。这些模型大多是以平衡、封闭体系（即成分恒定）为前提。从较极端的理想情况出发，针对某些具体过程作出适当的修正，并给出概括后的通用方程。例如，以实比平衡批式部分熔融为依据，导出分离融熔、连续熔融、聚集熔融、带状熔融表达式，并考虑不一致熔融和分配系数与熔融比例变化的问题。虽然也提出了不平衡部分熔融表达式，但目前不平衡体系的实验资料欠缺，模型也不完全，难于具体应用。

结晶作用模式以平衡结晶作用和简单结晶（Rayleigh 分离结晶）作用为基础，导出多系列分离结晶作用模型，并考虑有流体相同时逸出和在对流岩浆房中的分离结晶作用。同样也考虑了随结晶作用的进行矿物比例恒定、比例降低和比例增加情况下的表达式。上述分离结晶和批式熔融模式最为重要，其数学模型研究最为详细，应用最多。

对同化混合作用是以简单二元混合为依据。讨论分异前和分异后的混合作用、同化－分离结晶作用、有补充源的岩浆中的分异结晶作用、分离作用时的围岩溶解和有物质扩散到熔体中、岩浆上升时的围岩蚀变等情况，并提出了通用的混合方程（白正华，1998）。此外，还有围岩混染和分离结晶联合作用的模型（AFC 模型）。

这些模型的建立为进行岩浆作用过程微量元素地球化学模拟提供了必要的数学手段。实际模拟计算应先已知或通过合理假设确定某些必要的模型参数，如分配系数、原岩或原始岩浆成分、矿物组成，然后选用过程判别所确认的模型，计算不同 F（液相所占分数）值时的液相或固相成分，并将结果与实测数据对比，对成岩机制做出有微量元素依据的推论或结论。由于镧系元素化学及地球化学性质的特殊性，实践证明选用稀土元素进行模拟计算比用单一微量元素效果更佳。由于实验资料所限，计算中常常是假定矿物 / 熔体分配系数恒定，但因体系中矿物组成随岩浆作用过程的进行发生变化，因而应在每步计算中重新计算总分配系数，并确定新的原始浓度。模拟计算工作从计算技术上是不难的，但模拟精度不仅取决于模型的正确性（即模型与实际岩浆作用过程的接近程度）和假设的模型参数的合理性，还取决于模型参数的精度。影响最大的是分配系数，因它受许多因素

的影响，而从实验上要满意地解一问题还有一定难度。

2.3 地质过程的地球化学制约

鉴于地质过程定量研究中所面临的是多维，非线性，不平衡和不可逆问题，周新华（1999）讨论了地质过程的多维地球化学制约的概念。他认为，制约是对地质过程、作用机制、变化范围和方向以及产物性质等方面进行定量的、半定量的，或是定性的限定。 这些限定包括各个学科，诸如各种物理的、化学的、或地质的初始，以及过程中的变量或参数。例如，主量元素、微量元素、同位素、氧逸度等内容。多维反映多学科特征产生的多维空间拓扑分析的变量，可以用多维空间结构拓扑分析的数学工具来处理。对此，Allegre 等（1987）提出对多维（三元以上）体系的判别、联系和相互制约关系的研究方法，构置了一个洋岛玄武岩（OIB）的五维空间拓扑投影图。

在深部岩浆作用的地球化学过程中制约内容有过程（及条件）制约和源区制约。岩浆的过程制约包括成岩作用的位置、组成、温度、压力及流体相变化等，这些决定相平衡和矿物组合，继而控制平衡态主量元素的定量分配，微量元素分配。对此可以用几种基本模式，例如，AFC 模式、分离结晶模式、部分熔融和混合作用给出不同的表达式，进行定量过程模拟。此外，利用该体系中的多组彼此相关的化学元素（以微量元素为主）及同位素组成的数据组，也可以进行对过程化学反演制约。

源区特征主要是事件定年和源区示踪。应用 Sr、Nd、Pb、Os 和 Hf 等为代表的长寿命放射成因同位素体系，将这些体系的多阶段演化参数作为多维空间分析的变量来处理制约同一个地质过程，以提高其可信度。

3 地球物理学的研究方法

3.1 地震法

地震波是一种弹性波。可分为沿三维方向传播的体波和沿二维方向传播的面波。体波又分为纵波和横波。纵波 (P 波) 传播时质点沿波前进方向往返振动形成疏密波。它的周期短、振幅小、传播速度快、大约以 1.7 倍于横波速度首先到达地震台站，故又叫初波。纵波可以在固体、液体和气体中传播。纵波波速 v_P 与介质的密度ρ、体变模量 K 和切变模量μ有关。对于一个完全弹性物体，纵波的关系式为

$$v_P^2 = \frac{K + \frac{4\mu}{3}}{\rho} \qquad (2.76)$$

横波(S 波)传播时质点沿垂直于波的前进方向振动，属于无体积变化的剪切波。它的周期长、振幅大、速度慢，晚于纵波到达地震台站，故又叫次波。其波速 v_S 为

$$v_S^2 = \frac{\mu}{\rho} \qquad (2.77)$$

流体的μ为零，因此横波只能在固体中传播。

面波是体波传播到介质表面或介质中的某种界面时，部分能量被限制在表面和界面附近而沿此面作二维传播。面波有多种类型，其中较重要的是传播时质点在与波导面垂直并平行波前进方向的平面内振动的瑞利波（R 波），以及传播时质点在波导面内并垂直于波前进方向振动的洛夫波（L 或 Q 波）。通常面波可用来估算震级强度。面波的能量可分布到地球的相当深度内，因此面波的研究是估算地球深部弹性状态的重要方法之一。

不同的岩性组成具有不同的波速，依据所测得的波速可以推断深部地壳的岩性，进而可以建立地壳的速度－密度模型。未变质的火成岩表现出随成分由酸性至基性，v_P 有规律增加。但对于等化学组分的泥质岩石和基性岩石，它们的波速随变质等级升高将显著增加。在研究中纵波应用较广，

但 P 波波速还受到围压、温度、压力、孔隙度、微裂隙和各向异性等因素的影响，必须考虑横波的特点，由此引进一个重要参数——Passion（泊松）比σ

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)} \qquad (2.78)$$

式中λ和μ是与弹性常数矩阵有关的系数，常称为 Lame 系数。在晶体的 6×6 弹性常数矩阵中，λ＝C_{12}，μ＝C_{44}（Nicolas 和 Poirier，1976）。常见岩石的泊松比变化于 0.25～0.30。而石英的泊松比仅为 0.08。因此，Passion 比是区别富石英的岩石和贫石英的岩石的有效手段。

地震波在地球内部传播时，波速常常突然改变。根据体波的走时、视速度、振幅以及面波频散等特性，会显示若干地震不连续面和间断面（图 2.9）。现有结果表明，孔隙流体的存在和伴随含水矿物的脱水以及“熔融作用，均将导致岩石地震波速显著降低。

近年来，地震法中的反射、折射和层析成像方法取得重大进展。反射剖面法是一种反向散射成像技术，它可以进行二维和三维成像，是近年油气工业获取沉积盆地和复杂构造图像的主要方法。在识别大型构造单元的内部构造上也取得巨大的成功。折射法在近年来多使用宽角（wide－angle）折射，它具有分辨率高、追踪距离长，对复杂的界面解析能力强的特点。层析成像法是把反射波、折射波和透射波的合成波场，用层析成像(CT)技术处理，从而获得了地球内部的三维图像。层析成像的尺度可以按要求来改变。可以得到较浅的局部构造、岩石圈、地幔和地核的全球成像，从而揭示其特征和非均匀性。

由于地震波的波长长，地震法给出的波速是地震波所穿过的较大尺度内岩石的平均波速。因此地震测深无法反映较小尺度的岩石组成不均一性；平均波速不能真实反映岩石组成，如由基性和酸性岩组成的双峰岩系，其平均波速是中性的。在波速拟合时，应将整个岩石单元与地震测深获得的波速相拟合（高山和刘勇胜，1999）。

对于地球深部物质组成有许多模型。其建立的主要基础是对形成地球的星子成分的估计和现有的地壳和上地幔成分信息等，这些模型为确定地球深部物质成分做了基本限定；而建立在地震波走时观测、地球的转动惯量和自由振荡资料等基础上的地球物理模型，则为地球深部物质组成和结构提供了较为精细的约束条件。在众多的地球物理模型中被广泛采用的是 PREM 模型（Dziewonski 和 Anderson，1981），它给出了全球平均的密度、地震波速度（v_P、v_S）和弹性模量等随深度的分布。为了从 PREM 模型反演地球深部的物质组成、状态和结构，还需要各种硅酸盐、氧化物和金属在地球深部极端温压条件下的实验室测量数据。

基于 PREM 模型，近年发展了地幔三维速度模型。对于 PREM 模型，它分别由三个径向物理参数，即纵波速度 v_P（r）、横波速度 v_S(r）及密度ρ（r）表示。三维地球模型是由相对于 PREM 上述模型的物理参数扰动量来描述的，这些扰动量是半径 r 、纬度θ及经度φ的函数，分别表示为δ v_P（r，θ，φ），δ v_S（r，θ，φ）, δρ（r，θ，φ）。而核幔边界及地幔中其它分界面的起伏，则以相对高程参数 h_d（θ，φ）表示，其中 h_d 以 km 计，d 表示地球内部给定的界面。全球三维地震波模型集中概括了全球的地震观测数据；可以对其它类型的结构及震源参数进行校正约束，解释地球内部物质组成及动力学问题，例如，地幔对流、洋中脊扩张及板块俯冲等。

Dziewonski（1977）首次研究地幔三维速度结构。此后，Dziewonski（1984）等分别提出下地幔、全球和上地幔的三维速度结构。地震波穿透地球内部介质时，由于各圈层速度的变化，可以产生直达 P 波、直达 S 波、地面反射波 PP、SS，外核反射波 P_CP 、S_CS，外核穿透波 PKP、SKS 等。对于同一震源和台站所接收的横波波组 S、SS 或者 S、S_CS，由于它们的传播路径相接近，有明显的相关性，因此可归划为相似震相组。对同一相似震相组的不同震相走时进行相减，如 SS-S，PP-P，S_CS-S 等，这些差分走时数据是研究地球内三维结构的重要依据。可以利用大量 P、S、PKP、SKS 等体波走时以及面波频散或波形进行反演。这些地幔三维速度模型都是体积型的，它只反映地幔速度变化，而不反映分界面位置

。

地球物理方法属于一种“反演”方法，在地质解释上存在多解性。这是制约目前深部研究的一大障碍。深部岩石高温高压下物理性质的实验研究及地球化学示踪研究是约束深部地球物理测深性质解释的重要途径。另外，地震法所勾划的地壳结构多代表终态，即目前或接近现代的特征。它难以直接提供地壳结构的演化证据。

3.2 重力法

在地球上物体重力是地球对该物体的引力与物体因地球旋转所受到的离心力的合力。离心力随物体靠近赤道而增大，这是地球赤道区的膨大的原因。根据不同纬度重力值，可以得出重力理论值的公式。重力场强度是单位质量的物体所受的重力，它在数值上等于重力加速度，方向与重力加速度一致。故一般以重力加速度的单位来表示，即以伽（gal，等于 $10^{-2}m/s^2$）或毫伽（10^{-3} 伽）。

正常重力值是假定地球物质的密度是侧向均匀的，以大地水准面为基础计算出的重力值。将地面实测的重力值经过高度及其它校正后，减去该点的正常重力值就得到重力异常。重力值随着高度而降低，只考虑高差的校正叫自由空气校正或高度校正。从自由空气校正后的重力值，可以得到自由空气异常值。重力值经过高度校正后，再进行 Bouguer（布格）校正或地形校正，去掉山体质量的影响，校正后的重力值与正常重力值之差，称为 Bouguer 异常。Bouguer 异常是大地水准面之下的物质密度不均匀所引起。例如，大陆 Bouguer 异常一般为负，大洋为正，说明大洋下部，高密度物质厚度大，而大陆下部低密度物质较多。

地球重力场模型是真实重力场的近似表示。从理论上说，它可以是任何一类能以一定的精度和分辨率确定重力场的参数之集合。在应用上习惯把全球扰动重力位球谐展开式系数的集合（简称位系数）称为全球重力场模型，或简称重力场模型。分辨率和精度是评价重力场模型质量的两个指标。精度主要取决于观测数据的精度、分布的密度和覆盖面。分辨率主要取决于观测数据的采样间隔，并以级数展开式的截断阶，即模型的最高阶 N 表示。N＜50 一般称低阶模型，相应最高分辨率约为 400km。N＞50，一般称高阶模型。阶数（N）愈高，分辨率愈高。

在卫星重力探测技术出现以前，由于缺乏海洋重力数据，不可能建立准确的全球重力场模型。之后发展了两种卫星重力技术。第一种是观测人造卫星轨道对参考（正常）轨道的摄动，称为“卫星跟踪法”。由于重力场的径向衰减，轨道摄动对高频引力成分不敏感，卫星跟踪法只能确定低阶重力场模型，通常简称为“卫星重力模型”。第二种是利用卫星海洋雷达测高，反推海洋面重力异常，再联合陆地重力异常资料用经典方法建立全球重力场模型，分辨率可达 N＝360 阶。Nerem 等（1995）根据 JGM-2 的 2～70 级和 OSU91A 的 71～360 级联合计算出的全球 0.5°×0.5°重力异常图（图 2.25）。

图 2.25　全球 0.5°×0.5°重力异常图（Nerem 等，1995）

重力场模型是发展卫星和空间技术以及远程武器准确定轨道和制导的基本保障，在地球科学的研究中起着重要作用。自 1956 年前苏联根据地面重力资料导出第一个地球重力位的 8 阶球谐展开式模型起，美、法德和中国发展多种低阶和高阶模型。Nerem 等（2000）利用 6 年的卫星激光数据讨论地球重力场的年变化。

重力场可以反映不同深度的物质分布特征。通过重力反演可以从已知重力异常计算产生重力异常的地下地质（矿）体参数、地下构造或密度界面起伏及确定地下密度分布问题。例如，考虑划分密度界面起伏、区别不同大地构造单元、确定大断裂、推断隐伏岩体等。

重力场联系着地壳均衡问题。19 世纪 Airy（艾里）提出地壳漂浮于密度较大的岩浆上，山越高，沉入地幔中的“山根”越深，地壳厚度越大；水越深，“反山根”越高，地壳厚度越小。这是 Airy 型山根地壳均衡模式。同年 Pratt 提出地壳均衡模式：即地下某一深度均衡面上，由其上部质量产生的压力相等。这样，山愈高地壳密度愈小，水越深其地壳密度越大。20 世纪 30 年代 Meinesz 提出地壳像个弹性板，受到高山重荷后每处向下弯曲大小表示该处均衡补偿大小，这就是区域地壳均衡

补偿模式。以上三种地壳均衡假说，都把地壳简单化，因而所得结果只能看作概略值。Lewis 和 Dorman（1970）提出实验均衡理论。

地壳均衡假说可以解释地球的一些重要现象。例如，一般说来，较稳定的大陆、海盆、早期形成的山区达到或接近地壳均衡。平原区地壳厚度近于 30～36km。但是，在太平洋板块向其周围大陆板块俯冲地带及近代大陆板块挤压碰撞带，例如，喜马拉雅地带、有 100～175 毫伽的条带状正空间重力异常的日本岛弧、和有－100～－250 毫伽的条带状负空间重力异常的日本海沟一带，都处于地壳不均衡状态。

3.3 磁法

地球磁场强度为（0.3～0.6）$\times 10^{-4}$T，平均值为 0.5×10^{-4}T。在地表任何一处所测得的地磁场可以用三个值来表示。磁倾角（与水平面交角）、磁偏角（磁子午面与地理子午线交角）和磁场强度。磁倾角呈垂直时则处于磁倾极。在地质历史上磁倾极随时间改变，目前在加拿大北部（73°N，100°W）和南极洲（68°S，143°E）。两磁倾极的联线不通过地心。磁场在近磁倾极处最强，南磁倾极为 55.7A／m。近磁赤道最弱，约为 19.9A／m。磁倾极与地磁极不一致。磁场强度单位为 A／m（安培每米），非许用单位奥斯特 Oe = (1000/4π) A／m。

地球磁场向上与太阳风相互作用。太阳风是从太阳射出的高速运动的带电粒子流。太阳风中的粒子，主要是质子和电子，受地磁场作用被减速形成头状激波（图 2.26）。头状激波的顶部为磁顶，是太阳风压力与地磁场的磁压达到平衡的部位。磁顶之内主要受地磁场控制叫做磁层，约 1000 km。磁层顶的厚度约 400～1000km，向日侧磁层顶距地心约 $10R_E$（地球半径，6370 km），磁层园柱体半径约 20 R_E。磁层在背离太阳方向可延伸距地心约 $1000R_E$，类似彗星的尾巴，称为磁尾。在磁赤道附近有一个中性界面，称为中性片，厚约 1000 km。其两侧磁力线突然改变方向，其间磁场强度极低。中性片两侧约 10 R_E 范围内充满密度较大的等离子体，称为等离子片。

图 2.26　地球的磁层和 Van Allen 辐射带

（Jackson 和 Baugher，1981）

太阳风中的大多数粒子围绕磁层在一个涡流区流转。该涡流区位于头状激波与磁顶之间，称为磁壳。一些粒子穿过磁顶被围绕地球的两个环状辐射带所捕获。这两个辐射带称为内和外 Van Allen 辐射带。这两个辐射带由美国探险者一号和二号人造卫星发现。内带从地表上 1000km 延伸到 5000km 以上，主要是质子。外带自 1500km 延伸到 2500km，主要是电子。1992 年发现在内外带之间的中 Van Allen 辐射带，主要是丢失一个电子的氧离子。在 Van Allen 辐射带截获的粒子，沿地磁场磁力线下降，再与地球极地上空大气圈高层原子碰撞，可使大气发光或发射荧光，形成两级的极光。

把任一年全世界各处对地磁场的观测值，通过球谐函数分析，可以把观测结果分解为与地球内部有关的正常磁场和与地球外层或外部因素有关的异常磁场，或非偶极磁场。正常场的磁极位置处于 79°N，70°W 和 79°S，110°E。它们连接的地磁轴与地球旋转轴呈 11.5°交角。正常场在几百年的尺度内很少改变。非偶极场或地磁异常的强度约为正常场的 5%。过去常用磁感应强度单位伽马(γ)是非许用单位，$1\gamma = 10^{-9}$T。

小规模异常由近地表的现象引起，可以用来探矿。而延伸数千公里的磁异常，常是深部物质造成。磁感应强度不仅随地点不同，而且随时间改变。以小时、日和年计的短期变化，其变化范围在 10～100γ之间，达 $10^3\gamma$。这种短期变化可以用地幔和电离层的电流变化来解释，例如，太阳黑子活动造成的磁暴。长期变化可以每年改变几到几十伽马，磁场方向有 10°～20°的变动，变化有几百年的周期。同时有的是区域性的，也有全球性的。

磁异常的方向常平行于主要构造方向。在地盾或地台区，异常呈宽广的“旋涡”形。较大的近地表酸性或基性侵入体、构造不连续带都显示为带状异常。显生宙造山带和岛弧区，异常复杂和分散，强度变化较快，且范围较宽。

3.4 热和热流

热是地球内部演化的动力。一般认为，地球内部的热源有两个：放射性元素的衰减和地球初始高温的长期冷却。20 世纪 90 年代 Vacquier（1991；1993）提出重力热源，由于在核幔边界上地幔的方铁矿分解，铁进入地核，释放其重力潜能。

根据 U 和 K 的丰度分别为 19.6×10^{-9} 和 151×10^{-6} 和 Th / U 质量比为 3.9，计算出放射性元素总的生成热为 18.28TW。对于地球的初始高温由于积聚成地球的星子的大小尺度和积聚时间均难以确定，又涉及不同时间地球的各个层次散热机制，目前尚无定论。Birch（1965）等）提出，如果地核从均匀混合物解体，将形成总量为 1.5×10^{31}J，或者 600Cal / g 的热量。Vacquier（1991；1993）发现其为另一个重力热源。

地球上可以直接测定的热现象主要是热流。热流定义为每秒通过单位面积岩石的热量。热流值等于岩石热导率λ与地温梯度 G 的乘积。热流 q 可表示为

$$q = G\lambda = -\lambda \frac{dT}{dz} \qquad (2.78)$$

式中 dz 为垂直方向上两点的距离，dT 为两点的实际测量温度差。温度单位为 mW / m^2。过去常用 HFU 单位（μcal / cm^2. s^1）

$$1\ \text{HFU} = 41.84\text{mW} / \text{m}^2 \qquad (2.79)$$

地表热流是由于地壳岩石中含有放射性元素，主要是铀、钍和钾衰变产生热量，以及来自深部的热流所引起。每立方厘米岩石中的放射性元素衰变时，每秒所产生的热量叫做热产生率 A。热产生率 A 的计算式是

$$A = 0.01\rho\ （9.52c_U + 2.56c_{Th} + 3.48c_K） \qquad (2.80)$$

式中 c_U 、c_{Th} 和 c_K 分别是铀（10^{-6}）、钍（10^{-6}）和钾（%）的浓度，ρ是岩石密度。它的单位是μW / m^3。

地表热流 q 和热产生率 A 呈线性关系。可以把地表热流 q_s 分为地壳热流和地幔热流。即地表热流 q_s 等于

$$q_s = q_r + DA \qquad (2.81)$$

式中 D 为放射性元素富集层或热产生层深度换算系数，多数地区可定为 8.5±1.5km，DA 是地壳热流 q_c，q_r 是剩余热流，相当于地幔热流 q_m。进而，按照相等的地幔热流值提出“热流省”一词来划分地幔的特征。目前，全世界确认了 48 个热流省。

Pollack 等（1993）根据全球 20201 点观测数据，得到大陆、大洋和全球热流值及其分布（图 2.27）。洋中脊为高值区。表 2.7 给出全球、大陆和海洋的平均热流和热损耗（Vacquier，1998）。大陆上＞2 / 3 热流来自放射性元素衰减热；而海洋热流基本源于非放射性元素衰减热（Vacquier，1998）。Franck（1998）讨论 4.6Ga 以来不同模式下全球平均热流的演化。

图 2.27　全球热流 12 级球谐表示（Pollack 等，1993）

表 2.7　陆地和海洋上测定的热损耗和热流（Vacquier，1998）

	百分数	热损耗 / TW	热流 / mW / m^2
全球	100	44.2±2	87±2
海洋 310×10^6 km^2	70	30.94	100±2
大陆 200×10^6 km^2	30	13.26	66±2

一般说来，随着构造活动性和年代的变新，热流值增大（表 2.8），尤其与该构造单元所经历的最近一次构造运动或热事件的时间有着密切关系。在大洋中，大洋盆地热流值低而稳定，在 42～63mW / m^2 之间。大洋中脊以急剧变化的热流为其特征，从小于 21mW / m^2 到 209mW / m^2 以上。横切洋中脊剖面上的热流值，从中脊轴部逐渐降低，在两侧翼部最低。快速扩张的太平洋中隆和加

拉帕戈斯中脊的峰值在轴部附近，与理论曲线接近。缓慢扩张的大西洋中脊等的峰值在距离轴部数十公里处。这说明轴部水循环良好，移出热量；而偏离轴部处由于沉积物盖层封闭了下伏熔岩，水循环不畅，反使热流值升高。

在大陆上，地盾区热流值低而稳定，38～46mW／m^2。古生代褶皱带 42～84mW／m^2，平均 63mW／m^2。加里东褶皱带平均 47mW／m^2，海西期褶皱带平均 52mW／m^2 左右。中、新生代褶皱带热流带高而变化大，在 54～105mW／m^2 之间，中生代平均为 61mW／m^2，新生代褶皱带和岛弧为 71mW／m^2 左右。大陆裂谷热流值达 84mW／m^2 左右，例如，贝加尔湖裂谷为 109mW／m^2，相邻地台仅 42mW／m^2。美国盆—岭裂谷 75～105mW／m^2，相邻的科罗拉高原为 42～54mW／m^2。

表 2.8　　某些构造区的热流和温度分布（刘肇昌，1985）

	大　　陆			海　沟	大洋盆地	洋中脊
	地　盾	海西褶皱带	新生代地槽			
地表热流／mW／m^2）	37.65	52.3	92.05	33.47	46.02	156.9
地幔热流／mW／m^2）	12.5±4.18	20.9±4.18	66.9±8.37	20.9±4.18	41.8±2.09	154.8±2.09
莫霍面温度／C°	350±100	650±100	1000±200		100±50	300±200

热流值随年代变老而减少，其中地幔热流的衰减是重要原因。大陆新生代褶皱带的地幔热流高达 46～67mW／m^2，而地盾则只有 13mW／m^2；大洋中脊地幔热流达 155mW／m^2 左右，而年代老的大洋盆地仅有 37±2mW／m^2。这说明在年青的活动带中地幔热流是地表热量的主要来源，只是在地盾区随地幔热流大为降低，地壳的放射性热量才成为地表热流的主要来源。

第四节　　地质年表

地质年表研究基于地层学研究和地层年代学研究。传统地层学主要是古生物地层学，进而形成古生态地层学，近年地震法的发展，使层析成像法所带动起来的层序地层学有着突出的进展。某些层序地层学学者认为，地震反射界面基本上是地质上的等时面，可以考虑用地震反射界面作为地层分层研究的基础。但其关键问题是不整合的层序界面确定及其可对比性。

地层年代学研究经历了生物地层年代学、磁性地层年代学和同位素地层年代学的发展进程。长期以来，以生物作为分层，断代的研究基础。20 世纪 60 年代以来，从深海钻探计划（DSDP）和大洋钻探计划（ODP）岩心的古地磁测定，利用地球磁场的极性反转现象具有全球性和同时性，建立起完整、连续的中、新生代地磁反转年表。Heirtzler 等（1968）等给出早期的第一代地磁年表，之后， Larson（1982）进行改进。

目前，利用放射性同位素定年方法，已成为建立地质年表的基本方法。60 年代国际地质科学联合会地层委员会提出显生宙地质年表。之后，Harland（1982）和 Cowei 等（1987）分别给出他们的研究结果。下面是在 2000 年国际地质大会上，由国际地层委员会（ICE）主席 J.Remane 与全部 ICE 各小组，A.　Faure-Muret 和 G.S. Odin 合作编纂的；编辑为跨委员会工作组，以及 J.Remane, M.B.Cita, J.Dercout, P.Bouysse, F.L.Repetto 和 A.Faure-Muret；编制人还有 G.Roche 和 L.Daumas。表 2.9 附有说明书，简要阐述各时代地层的不同意见。例如，许多学者提出第四纪下界应为 2.6Ma；世界各大洲石炭纪和奥陶纪地层的差异等。另外，二叠纪与三叠纪的界限将移到原上、下二叠纪之间。

表 2.9　　全球地层表

宇 Eonothem	界 Erathem	系 System	统 Series	阶 Stage	边界年龄 ／Ma

	Cenozoic 新生界	Quaternary 第四系	Holocene 全新统			
			Pleistocene 更新统		1.75±0.05	1.81
		Neogene (Tertiary) 第三系	Pliocene 上新统	Gelasian 捷拉斯阶		2.58
				Piacenzian 皮亚琴阶		3.60
				Zanclean 赞克勒阶	3.4	3.60
			Miocene 中新统	Messinian 墨西拿阶	5.3±0.15	5.33
				Tortonian 托尔顿阶	7.3±0.15	7.1
				Serravallian 萨拉瓦尔阶	11.0±0.3	11
				Langhian 兰海阶	14.3±0.5	13.6
				Burdigalian 布尔狄噶尔阶	15.8±0.2	16.4
				Aquiianian 阿奇坦阶	23.5±1.0	23.8
		Paleogene (Tertiary) 下第三系	Oligocene 渐新统	Chattian 卡特阶	28±1	
				Rupelian 鲁佩利阶	33.7±0.5	
			Eocene 始新统	Priabonian 普里阿邦阶	37.0± 1~0.5	
				Bartonian 巴尔顿阶	40±1	
				Lutetian 卢台特阶	46.0± 1~0.5	
				Ypresian 伊普利斯阶	53±1	
			Paleocene 古新统	Thanetian 唐奈丁阶		
				Selandian 西兰德阶		
				Danian 丹尼阶	65.0±0.5	65.0±0.1
	Mesozoic 中生界	Cretaceous 白垩系	Upper 上白垩统	Maastrichtian 马斯特里赫特阶	72.0±0.5	71.3±o.5
				Campanian 坎佩阶	83±1	83.5±0.5
				Santonian 桑托阶	87±1	85.8±0.5
				Coniacian 康尼亚阶	88±1	89.0±0.5
				Turonian 土仑阶	92±2	93.5±0.2
				Cenomanian 森诺曼阶	96±2	98.9±0.6
				Albian 阿尔布阶	108±3~1	112.2±1.1

Phanerozoic 显生宇			Lower 下白垩统	Aptian 亚普第阶	113±3	121.0±1.4
				Barremian 巴列姆阶	117±5~2	127.0±1.6
				Hauterivian 戈特里夫阶	123±6~2	132.0±1.9
				Valanginian 凡兰金阶	131±4	136.5±2.2
				Berriasian 贝利阿斯阶	135±5~5	144.2±2
		Jurassic 侏罗系	Upper 上侏罗统	Tithonian 提唐阶	141±?~5	
				Kimmeridgian 基末利阶	146	
				Oxfordian 牛津阶	154±5	
			Middle 中侏罗统	Callovian 卡洛夫阶	160±2	
				Bathonian 巴特阶	164±2	
				Bajocian 巴柔阶	170±4~3	
				Aalenian 阿连阶	175±3	
			Lower 下侏罗统	Toarcian 托阿尔阶	184±3	
				Pliensbachian 普林斯巴阶	191	
				Sinemurian 西涅缪尔阶	200±4~7	
				Hettangian 赫唐阶	203±3	
		Triassic 三叠系	Upper 上三叠统	Rhetian 瑞替阶		
				Norian 诺利阶	220	
				Carnian 卡尼阶	230±6	
			Middle 中三叠统	Ladinian 拉丁阶	233±5	
				Anisian 安尼西阶	240±5	
			Lower 下三叠统	Olenekian 奥连尼克阶		
				Induan 因杜安阶	250±3	251.1±3.6
	Paleozoic 古生界		Lopingian 娄平统	Changhsingian 长兴阶		
				Wuchiapigian 乌奇阿皮阶		
				Capitanian 卡普顿阶		

		Permian 二叠系	Guadalupian 关达卢普统	Wordian 沃尔德阶		
				Roadian 罗德阶		272.2±3.2
			Cisuralian 西苏拉统	Kungurian 昆古尔阶		
				Artinskian 亚丁斯克阶		280.3±2.6
				Sakmarian 萨克马尔阶		
				Asselian 阿谢利阶	295±5	298
		Carboniferous 石炭系	Pennsylvanian 宾西法尼亚统	Gzhelian 格热尔阶		
				Kazimovian 卡西莫夫阶		
				Moscovian 莫斯科阶		
				Bashkirian 巴什基尔阶		320
			Mississippian 密西西比统	Serpukhovian 谢尔普霍夫阶	325±5	327
				Visean 韦宪阶	345	342±3.6
				Tournaisian 杜内阶	355±5	354±4
		Devonian 泥盆系	Upper 上泥盆系	Famennian 法门阶	370±5	
				Frasnian 弗拉斯阶	375±5	
			Middle 中泥盆系	Givetian 吉维特阶	380	
				Eifelian 艾菲尔阶	390±5	
			Lower 下泥盆系	Emsian 埃姆斯阶	400±5	
				Pragian 布拉格阶		
				Lochkovian 洛考夫阶	410±8~5	
		Siluria 志留系	Pridolian 普里多利统		415	
			Ludlow 鲁德洛统	Ludfordian 鲁德福德阶		
				Gorstian 戈斯特阶	425±5	
			Wenlock 文洛克统	Homerian 霍麦尔阶		
				Shinwoodian 谢因伍德阶	430±6	
				Telychian 特里奇阶		

			Llandovery 兰德维里统	Aeronian 爱隆阶		
				Rhuddanian 鲁丹阶	435±6~4	440
		Ordovician 奥陶系	Upper 上奥陶系		455±5	
			Middle 中奥陶系	Darriwilian 达里维尔阶	467.5±3	
			Lower 下奥陶系		465±5	
				Tremadocian 特马豆克阶	500	495
		Cambrian 寒武系	Upper 上寒武系			500
			Middle 中寒武系		520	520
			Early 早寒武系		540±5	545
Proterozoic 元古宇	Neoproterozoic 新元古界	NeoproterozoicⅢ 新元古系			650	
		Cryogenian 冰川系			850	
		Tonion 托尼系			1000	
	Mesoproterozoic 中元古界	Stenian 斯坦系			1200	
		Ectasian 扩台系			1400	
		Calymmian 盖层系			1600	
	Paleoproterozoic 老元古界	Ststherian 成台系			1800	
		Orosirian 造山系			2050	
		Rhyacian 杂岩系			2300	
		Siderian 盛铁系			2500	
Archean 太古宇	Neoarchean 新太古界				2800	
	Mesoarchean 中太古界				3200	
	Paleoarchean 老太古界				3600	
	Eoarchean 始太古界					

此表中年龄数字均应下移一格半，在下侧线上。

科学家必须在庞杂的经验事实中间抓住某些可用精密公式表示的普遍特征，由此探求自然界的普遍原理。－－爱因斯坦

第三章　　岩石圈研究进展

在板块构造理论发展期间和以后的岁月里，国际地学合作计划发挥很大的作用。20 世纪 50 年代国际地球物理年期间，古地磁结果提供大陆漂移的直接证据。60 年代上地幔计划观测到海底条带状磁异常，证实海底扩张假说。进而，与地震带分布、重力和热流等观测相结合，发展成为板块构造理论。70 年代开展地球动力学计划；格拉玛钻探船开始深海海底钻探。80 年代实施国际岩石圈计划（ILP）；平行地进行国际地质对比计划（IGCP）、国际减灾 10 年计划（IDNDR）、海洋深钻计划（ODP）。继 70 年代苏联在科拉半岛和萨阿特累进行两个大陆深钻之后，世界各国陆续开展大陆深钻计划（表 3.1）。1975 年在美国，尔后逐步开展的大陆反射剖面计划（COCORP）。1985 年开始实施全球地学大断面计划（GGT）；编制了世界应力图，进行大陆变形研究。而对地球各层圈及其界面的大量测定，特别是用地震层析成像研究地壳和地幔的三维结构。这些都大大推动了本领域的研究。

表 3.1　　主要科学深钻（何宜章，1991；Emmermann 和 Lauterjung，1997）

钻井深度 / m	钻　井　地　点	钻　井　目　的	开钻时间
12300	苏联　　科拉半岛	大陆地壳构造	1970
8180	苏联　　萨阿特雷	大陆地壳构造	1977
3545	苏联　　克里沃罗格	大陆地壳构造	1984
9101	德国　　巴伐利亚	地壳板块和变形	1982
3515	美国　　卡洪山口	地壳应力和地震预报	1985
3200	美国　　索尔顿湖	热水系统的来源	1986
6000	瑞典　　锡利扬	石油的非生物起源	1986
2800	英国坎伯恩矿院项目（三井）	干热岩地层研究开发	1986
2263	塞浦路斯	地层研究	1982

90 年代以来，国际岩石圈计划开始实施第三个五年计划，主攻的四个重大研究领域包括全球变化的地质科学、现代动力学、深部作用过程、大陆岩石圈和大洋岩石圈。岩石圈计划企图通过地质、地球物理、地球化学等方法的综合研究，建立全球岩石圈结构的成因和演化模型，加强对能源、矿产资源和地质灾害的综合评价和预测。

当前，板块构造理论已经基本代替了过去的地台－地槽、深大断裂等大地构造理论，除了解释大洋生成和演化之外，对大陆的演化，其中包括盆地、造山带、裂谷、沉积、岩浆、变质和成矿等多方面都提供新的实证和认知。下面我们将对之进行简要的叙述。在此之前，我们认为有必要简单介绍一下反对板块构造理论的基本观点，特别是前苏联别洛乌索夫院士的意见。

别洛乌索夫（1983）在“地球构造圈”一书中，对板块构造理论提出尖锐的批评。它的主要观点有：① 板块构造理论假设板块水平移动数千公里，其内部不发生任何形变的刚性体。但大陆上有切入岩石圈的深大断裂。大洋也破碎成小块；② 地球上的主要地震带集中在俯冲消减带，全部地震能量的 85～95%在此带释放，而不在中脊或裂谷带释放。如果说中脊热流值平均为 1.90×10^{-6}，而大陆边缘也有 1.80×10^{-6}；③ 洋中脊熔融物质沿断裂流出后固结，那么大洋板块应基本是柱状结构，

而不是层状结构。但是，洋壳及其深部岩石圈也具近水平的层状结构；④ 洋中脊的地形剖面是复杂切割地形，与周围高差很大的洋底丘陵和平原毫无相似之处，这用岩石圈曲线很难解释；⑤ 板块构造认为，大洋是 2～3 亿年间新生的，原来的地壳和岩石圈被地幔吸收。由于陆壳是较轻物质组成，陆壳包含挥发分，例如水。如洋壳不断更新，那么太古宙时地球水含量应比现代高许多倍。

别洛乌索夫评述了板块构造的主要论点。首先，板块构造理论认为洋壳板块在海沟处向下俯冲，这说明洋壳比软流圈重。但在整个大洋中除了洋中脊之外，都是重的大洋岩石圈在轻的软流圈之上。这样的不稳定状态，应当导致各处的洋壳都向下俯冲。其次，板块构造理论认为，洋壳俯冲是引起大陆漂移和大洋扩张运动的基本力量。如果考虑到所需的牵引力（50～100MPa）和洋壳的长度，洋壳不可能经受这样大的应力而不断裂。所以，大洋岩石圈的应力应当是地幔对流产生的，为了克服洋壳和软流圈之间的粘滞摩擦，也必须有这种补充力，才能保证洋壳位移。再次，如果俯冲造成大陆漂移，大西洋仅有两个岛弧俯冲，而太平洋有多处俯冲。应当太平洋比大西洋扩张快，而实际却相反。在中、新生代大西洋扩大，太平洋却缩小了。显然，俯冲不是地壳水平运动的主要力量。如果认为洋壳移动源于地幔对流，则下降对流地区，应有大约 100mγ的重力正异常，但却没有发现。

第一节　　大洋板块

板块构造理论认为，大洋板块产生于大洋洋中脊，消亡于消减带，消减过程伴随形成沟弧盆体系。最老的大洋板块有二亿多年的历史，平均大洋板块的寿命约为六千万年。由于大洋板块远比大陆板块简单，它仍是地质学、地球化学和地球物理的主要研究目标，是产生许多新模式的出发点。

1　　大洋中脊、洋岛和大洋盆地

1.1　大西洋

19 世纪初发现大西洋中脊（图 1.14）。二次世界大战后对其进行详细的地形和地球物理探测。大西洋洋中脊呈“S”形，给出东西对应的格局。从洋中脊向两侧伸出洋岛，把大西洋分为一系列对称海盆。洋中脊向北穿过冰岛，进入北冰洋；向南绕过非洲，与印度洋中脊相接。

洋中脊只有洋层Ⅰ和Ⅱ，缺Ⅲ层。洋层Ⅰ为松散沉积层，在中脊处极薄或缺失；向两侧厚度增加，厚 0～0.4km。洋层Ⅱ为沉积岩和火山岩，厚 2.8km，纵波速度 v_P 为 5.1km / s。上部为玄武岩，孔隙度 10～20%; 中部为不透水玄武岩; 下部有辉绿岩岩墙; 更下为席状岩墙群取代。玄武岩属拉斑玄武岩。洋层Ⅱ之下未见莫霍面，其 v_P 为 7.3km / s。一般称为“壳幔混合层”，认为是地幔熔融物质和地壳物质的混合体。

中脊的中央裂谷带热流量高达 293mW / m^2。中脊自由空气重力异常平均值（3～5）×10^{-11}T，比两侧深海盆地高（2～3）×10^{-11}T。中央裂谷为重力负异常，裂谷两侧出现重力正异常。中脊轴为地磁正异常。中脊北端雷克雅内脊中，在宽 40km 的中轴带内，地磁异常差值达 3×10^{-6}T，而两侧仅（1～3）×10^{-7}T。中脊轴线上宽 200km 范围内，浅源地震集中，震源深度为 30～70km，每天可以有数十至数百次微震。

洋岛，或称海山，无震脊，往往从洋中脊向两侧，由海底火山喷发的玄武岩组成，无浅源地震。比较典型的洋岛有百慕大和鲸鱼脊海岭。百慕大隆起是海底高原，洋层Ⅰ为松散沉积物，v_P 为 1.7km / s。洋层Ⅱ厚 1.5km，v_P 为 4.5km / s。洋层Ⅲ上部为玄武岩，厚 2km，v_P 为 6.53km / s。下部未见莫霍面，显示壳幔混合层特征，v_P 为 7.2～7.4km/s。鲸鱼脊和中脊西侧格兰德隆起是一对大致对称分布的洋岛。洋层Ⅲ下部也具有壳幔混合层。

大西洋深海盆地地壳比较均一，属标准洋壳。洋层Ⅰ为深海生物软泥、粘土和沉积互层，厚 0.5～1km，v_P 为 2km / s。洋层Ⅱ为火山岩层，厚 1～2km，v_P 为 4.5km / s。洋层Ⅲ为玄武岩，厚 2～3km，v_P 为 6.5km / s。其下 v_P 突然升到 8.1km / s，莫霍面清晰。莫霍面之下的洋层Ⅳ可为两部分。上部

是富钛的铁辉长岩，下部为铁镁质岩石，是玄武岩熔离后的产物。

在深海盆地中，自由空气重力异常值近于零，布格异常值为+4×10^{-7}T，热流值不高，地磁场处于正常值。

1.2 印度洋

1933～1934 年发现印度洋中脊。印度洋的特征是“入”字形中脊，由北支、西南支和东南支组成。它划分开非洲、南极洲和印度－澳洲三大板块。东印度洋盆地属于洋壳。西印度洋盆地具有洋壳—陆壳过渡带性质，并存在一系列南北向洋岛。

东印度洋的洋岛主要有两条：马尔代夫海岭和东经 90°海岭。马尔代夫海岭珊瑚礁之下为火山岩，有浅源地震分布。东经 90°海岭无浅源地震，热流值很低，仅 54.8～60.7mW / m^2。海岭两侧地磁异常呈现逆向分布，说明它是一个转换断裂。

西印度洋的洋岛也有两条。一条是马达加斯加岛及其北侧与非洲东海岸大致平行的一系列岛屿。它们出露与非洲相似的前寒武系和古生代地层，具陆壳特征。另一条是延伸 2300km 的南北向小岛。北端塞舌尔群岛出露花岗岩等岩石，应为陆壳。但向南延伸的中部和南部岛屿，包括最南端的毛里求斯岛和留尼汪岛为火山岩，可能具有洋壳性质。

印度洋有三个海盆。其中东印度洋又分三个海盆：阿拉伯盆地、中印度洋盆地和西澳大利亚盆地。前两者结构比较均一，总厚度 5.5～7km 左右，属于洋壳。洋层Ⅰ厚 0.3～0.5km，v_P 为 2km / s。洋层Ⅱ和Ⅲ为玄武岩，共厚 5～6.5km，v_P 为 6.4～6.5km / s。其下为地幔，v_P 为 8.0～8.1km / s。西澳盆地除西澳西缘为陆块沉降带外，有洋层Ⅰ、Ⅱ和Ⅲ，v_P 分别为＜2，4.1 和 7.1km / s。西印度洋盆地在平均 0.5km 的松散沉积物之下，洋层Ⅱ的 v_P 为 5.0km / s，厚度不明。一般认为是陆壳，但遭受强烈破坏。硅铝层分布极不均匀。南印度洋海盆分布丘陵状火山锥。

1.3 太平洋

太平洋中隆不在太平洋中央，位于太平洋东南部，显示明显的不对称。同时，东部活动性比西部强。太平洋中隆或称信天翁高原。洋层Ⅰ极薄或缺失，v_P 小于 3km。洋层Ⅱ为固结沉积岩和火山岩，厚度 1～2km，v_P 为 4.35～6km / s。向下未见洋层Ⅲ，v_P 为 6.8～7.3km / s，也未见莫霍面。推算中隆轴下面的低速区，物质密度 3.15g / cm^3，比正常上地幔密度 3.40 g/cm^3 低得多。热流值很高，达 83.7～334.7mW / m^2。重力值很低，为（—5～—10）×10^{-12}T，均说明下部有低密度的壳幔混合层。中隆的橄榄玄武岩，属于低钾铁质拉斑玄武岩。

太平洋中隆两端有一些海脊。北端的戈达海脊和胡安·德·富卡海脊是法拉隆—太平洋中脊东移，向北美板块下俯冲的残留地段。南端的拉帕戈斯海脊及向东分叉的可可海脊、纳兹卡海脊和智利海脊是法拉隆板块—太平洋板块向美洲碰撞后产生的新海脊。这些海脊下浅源地震密集，两侧对称分布地磁异常条带，海脊由拉斑玄武岩组成。太平洋中隆顶部有几百公里宽的高热流带，达 83.7～334.7mW / m^2，比西侧东北太平洋海盆高 6～7 倍。重力值低得多。中隆呈地磁正异常。

与大西洋和印度洋不同，东太平洋自北向南有一系列转换断裂。这些转换断裂具有达千米以上的断崖，断裂宽度一般 100～200km，水平延伸 4000km 以上。断裂之间的间距约为 7°～8°纬度，呈现近于平行的东西向地堑—地垒。断裂水平错距极大。例如，门多西诺断裂的错距达 1140km。

西太平洋洋岛又称大洋堤，主要有天皇—夏威夷海岭等七个洋岛。顶部发育一系列火山锥，沿一定方向展布，构成洋底火山链。上部被珊瑚礁所覆盖。没有横切的转换断裂，也很少地震。

太平洋深海盆地的平均地层大致如下，洋层Ⅰ厚 1.3km。洋层Ⅱ为沉积岩和火山岩，厚度 1.4km。洋层Ⅲ为玄武岩，厚度 2.5km。向下莫霍面清楚。

太平洋地磁异常条带分布分为东西两部分。东部为新生代条带。西部为中生代条带。东部在阿留申海沟以南，有一个磁条带的大转弯（图 3.1）。阿拉斯加湾地磁异常走向从 SE161°突然转为 NWW279°。这是白垩纪晚期（65Ma）库拉板块消亡，保留中脊南侧太平洋板块磁异常条带（NWW279°），以及渐新世（40～25Ma）法拉隆板块消亡，保留中脊西侧太平洋板块的磁异常（SE161°）的共同结果。

图 3.1　阿拉斯加西南侧海洋中的古地磁条带的大转弯（Pitman 和 Hayes，1968）

a 古地磁条带的大转弯；b 形成原因的解释图；近似时间：26：白垩纪－古新世；21：古新世－始新世；13：始新世－渐新世；6：渐新世－中新世

在太平洋西部的中生代磁异常，年龄 160～110Ma。最老的磁异常处于日本岛东南海底。磁异常有三个系列：北面靠日本的一组，沿 NEE 分布; 东面夏威夷岛附近，呈 SN－NNE 向展布；南面菲尼科斯岛附近，为近 EW 向。

总的来说，洋中脊是一系列阶状正断裂组成的地堑构造，属于拉张构造带。岩石圈很薄，仅数公里。其下为 v_P＝7.2～7.7km / s 的壳幔混合层。洋中脊是一个高热流、低速、低密度的地幔物质的上涌带，沿之有大量火山。冰岛是位于洋中脊上的火山岛，有百余座火山，其中 27 座是活火山。

大洋中脊和大洋盆地的岩浆岩主要是火山岩。火山岩多为隐晶质或玻璃质，成分较均一。由于无或少斑晶的火山岩，其成分非常接近生成它们的岩浆。因此，相对于粗晶深成岩，火山岩岩石化学研究更受重视。它提供原始岩浆成分，源区性质以及结晶分异过程的重要信息，可用来判断形成时的大地构造环境。原始岩浆指的是由地幔橄榄岩部分熔融直接生成的岩浆，即未发生成分分异和置换的岩浆。判别原始岩浆的成分标准是：① 岩石中的 100 / [Mg / （Mg＋Fe）]＞68；② Ni 和 Cr 的丰度分别大于 2×10^{-4} 和 3×10^{-4}。

1.4　火山岩分类

一般把火山岩分为三个系列：拉斑玄武岩系、钙碱性岩系和碱性岩系（表 3.2）。图 3.2 给出 IUGS 推荐的火山岩类分类图。梅厚钧（1995）建议新的火山岩分类图，提出以 Na_2O / K_2O＝1.5 进一步区分钠质和钾质火山岩的界限；大于 1.5 为钠质，小于 1.5 为钾质；同时，把 Na_2O / K_2O＞5 者称为高钠火山岩，Na_2O / K_2O＜0.5 者称为高钾火山岩；后者当 K_2O＞3%和 MgO＞3%为超钾质岩。

图 3.2　火山岩分类图（Le Bas 等，1986）

Pc：苦橄玄武岩；B：玄武岩；O_1：玄武安山岩；O_2：安山岩；O_3：英安岩；R：流纹岩；S_1：粗面玄武岩；S_2：玄武质粗面安山岩；S_3：粗面安山岩；T：粗面岩（Q＜20 在 QAPF）；粗面英安岩（Q＜20 在 QAPF）；U_1：碧玄岩（OI＞10%）、碱玄岩（OI＞10%）；U_2：响岩质碱玄岩；U_3：碱玄质响岩；Ph：响岩；F：似长石岩

拉斑玄武岩系除了含少量橄榄石的拉斑玄武岩外，还有少量安山岩、英安岩、流纹岩；SiO_2 弱饱和或饱和，贫碱尤贫钾。钙碱性岩系以安山岩和高铝玄武岩为主，有少量拉斑玄武岩、流纹英安岩、流纹岩和橄榄安粗岩；SiO_2 弱饱和，碱质较拉斑玄武岩略高。碱性岩系由碱性玄武岩、霞石岩、粗面岩、安粗岩、响岩等组成；SiO_2 不饱和，富碱，并且钾高。

表 3.2　三个系列火山岩的化学组成特征（ w_B% ）（刘肇昌，1985）

	拉斑玄武岩系	钙碱性岩系	碱性岩系
组合系数δ✦	<1.8	1.8～3.3	>3.3
钙碱系数 CA★	>61	61～56	<56
K_2O+Na_2O(%)✶	<4	4-～5	>5
K_2O/Na_2O(%)✶	<0.35	0.35～0.75	>0.75
SiO_2(%)	>48	>48	<48
TiO_2(%)	1.5～2	<1.5	>2.0
Fe_2O_3+FeO(%)	>11	<11	>11
Fe_2O_3/FeO	低	高	较高
Al_2O_3(%)	<16	>16	<16
稀土元素分布✸	轻稀土元素略亏损或球粒陨石型	轻稀土元素略富集	轻稀土元素富集

✦ 组合系数 $\delta = \frac{SiO_2 - 43}{(K_2O + Na_2O)_2}$

★ 钙碱系数 CA 为火山岩系列中，$CaO—SiO_2$ 与 $K_2O+ Na_2O—SiO_2$ 两个变异曲线交点所对应的含量

✶ 当 SiO_2=50～62%时

✸ 与球粒陨石比较的稀土元素分布

各火山岩系列具有相应的岩石组合，同一组合类型中的各种岩石关系十分密切。每一个岩石共生组合的特点取决于源岩成分及其构造环境。表 3.3 列出与特定构造环境共生的特征岩浆岩系列。应当说明的是，特殊的岩浆系列不一定都是特定构造环境的产物，只不过在该环境下比其它情况更有利于它们的发育。实际上岩浆系列形成由多种因素所控制，包括源岩成分、部分熔融程度、熔融机制和温压条件，以及岩浆的分异、混染和结晶作用。这些因素均非直接取决于特定的构造环境，特定构造环境常常只能给定其变化区间。所以，在相同的构造环境下，不同地区岩石组合也不尽相同；而在不同构造条件下岩石组合，只靠少量地球化学特征也未必能够区分。所以，特征岩浆系列对构造环境的判定，应与区域地质特征，包括变质、构造、沉积和深部作用等特点进行综合分析，才能得出更可信的认知。

在火山岩中玄武岩占有很大的比例。一般认为，玄武岩由地幔橄榄岩部分熔融形成。随着部分熔融程度增高，玄武岩浆中不相容元素的浓度被稀释。碱性玄武岩浆中不相容元素的丰度比拉斑玄武岩浆高得多，前者被认为是由地幔橄榄岩低程度（5～10%）部分熔融生成，而后者由较高程度（10～20%）部分熔融生成。随着岩浆分离结晶程度提高，不相容元素愈加富集于残余岩浆。

根据拉斑玄武岩系微量元素，可进一步划分为亏损不相容元素的洋中脊拉斑玄武岩系（MORB）和岛弧拉斑玄武岩系（OIB）。两者均以低钾为特征，前者平均 K_2O 含量为 0.4%，后者为 0.8%。而大陆拉斑玄武岩系则适度富集不相容元素，K_2O 含量一般＞1.5%。无论岛弧拉斑玄武岩系还是岛弧钙碱性岩系，它们都以富 Ba、Rb 和强亏损高场强元素（Ti、Zr、Hf、Nb、Ta）为特征，而碱性火山岩系共同的特征是强富集不相容元素（LIP 和 LREE 元素）。

表 3.3　特定构造环境下的特征岩浆系列（黄怀曾等，1994）

板块环境	板块边缘		板块内部				
	聚合边缘	离散边缘	大洋		大陆		
	岛弧活动大陆边缘	大洋中脊	弧后盆地	大洋盆地	裂谷带	克拉通	碰撞带
岩浆系列	拉斑质 钙碱性 碱性 橄榄安粗岩 钾玄岩质岩	拉斑质 (低钾) — —	拉斑质 (低钾) 钙碱性 — 橄榄安粗岩	拉斑质 — 碱性	拉斑质 — 碱性 双峰式	拉斑质 — 碱性 双峰式 超钾质岩	钙碱性 （碱） 双峰式 钾质岩
应力状况	挤压	拉张	拉张	弱挤压或弱拉张	拉张	拉张	挤压
基底性质	岛弧－最初是洋壳大陆边缘－硅铝质陆壳	硅镁质洋壳	硅镁质洋壳	硅镁质洋壳	从硅铝质陆壳拉张成洋壳	硅铝质陆壳	硅铝质陆壳

20 世纪 80 年代以来人们认识到，火山岩中的微量元素和同位素比主元素更为敏感地反映岩石的成因和形成的大地构造环境。因此，可以使用各种判别图进行讨论。例如，拉斑玄武岩系的岩石化学特征可以使用非造山系列火山岩的判别图、未蚀变的火山岩使用全碱质－硅酸盐分类图（图 3.3），已蚀变的火山岩可采用 Ti / Zr-Nb / Y 分类图（图 3.3）。Pearce（1984） 给出使用关于火山岩

的大地构造背景的 MORB 标准化的多元素分类图（图 3.4），以及 Ti—Zr—Y 判别图、Th—Ta—Hf 判别图（图 3.5）和稀土元素配分图（图 3.6），解释火山岩的构造成因。

图 3.3　Ti / Zr-Nb / Y 分类图（Pearce 和梅厚钧，1990）

Sub-AB：亚碱性玄武岩；AB：碱性玄武岩；B：玄武岩；A：安山岩；D：英安岩；RD：流纹英安岩；R：流纹岩；T：粗面岩；TA：粗面安山岩；Bn：碧玄岩

图 3.4　各类型玄武岩的标准化的不相容元素配分图（Pearce 和梅厚钧，1990）

OWP：大洋板块；CWP：大陆板块；AWP：变薄的大陆板块；OVA：大洋火山弧；CVA：大陆火山弧；PCL：碰撞后玄武岩

图 3.5　Ti-Zr-Y 判别图和 Th-Ta-Hf 判别图（Pearce 和梅厚钧，1990）

a　Ti-Zr-Y 判别图。D：板内玄武岩区；B：洋中脊玄武岩区：A 和 B：岛弧拉斑玄武岩区；B 和 C：钙碱性玄武岩区；A－WP：正常大陆岩石圈玄武岩；B－WP：弧后变薄的岩石圈玄武岩；PCOL：碰撞后玄武岩。

b　Th-Ta-Hf 判别图。A：火山弧玄武岩区；B 和 C：洋中脊玄武岩区；C 和 D：板内玄武岩区；A－WPb：变薄大陆岩石圈基性岩；A－Wpi：变薄大陆岩石圈中性岩区；PCOL：碰撞后玄武岩区

图 3.6　玄武岩平均值的球粒陨石标准化稀土元素图（Condie，1982）

1 岛弧拉斑玄武岩；2 洋中脊拉斑玄武岩；3 夏威夷拉斑玄武岩；4 夏威夷碱性玄武岩；5 洋岛碱性玄武岩

近代火山岩年龄用短寿命的 U 系同位素，例如，用 ^{230}Th 来测定，使用 ^{230}Th / ^{232}Th 对 ^{238}U / ^{232}Th 的 U-Th 等时线图。在该图上岩浆岩系统的演化依赖于它们的组成相对于久期平衡的状态。按照定义，久期平衡时的样品必然具有相等的 ^{230}Th 和 ^{238}U 活度，即具有相等的 ^{230}Th / ^{232}Th 和 ^{238}U / ^{232}Th 活度比，这被称为“平衡线（equiline）”。在结晶时一组岩石或矿物样品的分馏将改变 U / Th 比；但 ^{230}Th / ^{232}Th 活度比不变（初始），在图上形成一个水平线。这水平线与平衡线的交点维持不变，这是封闭系统在久期平衡中演化的必然结果。此岩石组合中的样品随时间演化。处于固定点右侧的点是子体（^{230}Th）相对于 ^{238}U 不足，随时间进展 ^{230}Th 将增大，其点将垂直上升最后达到久期平衡。而在平衡线左侧的点具有子体（^{230}Th）相对于现在过剩。它们随时间垂直下降直到平衡线。利用 ^{230}Th 的 U-Th 等时线可以给出岩浆室结晶年龄和岩浆存留周期。Condomines 等（1982）提供 Etna 的四次火山侵入和岩浆再填满的证据。

除了 ^{230}Th，铀系还有五个短寿命核都用于研究岩浆岩（表 3.4）。表中的平衡时间 t_{Eq} 表示每种核的有用范围，基于假定其活性在五个半衰期之后久期平衡的误差之内。每个箭头表示一个衰减跃迁，但仅联系火山系统的核被表示。^{228}Ra 和 ^{228}Th 用于测定非常短周期变化，很少找出同位素平衡。

表 3.4　铀系五个短寿命核半衰期和平衡时间 t_{Eq}（a）（Dickin，1997）

	^{238}U >>>> ^{230}Th > ^{226}Ra >>>>>> ^{210}Pb >>> ^{206}Pb
$t_{1/2}$	75200　1600
t_{Eq}	400000　8000
	^{235}U >> ^{231}Pa >>>>>>>>> ^{207}Pb
$t_{1/2}$	34300
t_{Eq}	170000
	^{232}Th > ^{228}Ra >> ^{228}Th >>>>>>> ^{208}Pb
$t_{1/2}$	5.7　1.91
t_{Eq}	30　10

1.5　洋中脊玄武岩

大洋玄武岩主要包括洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩（Floyd，1991）。

一般认为，洋中脊玄武岩（MORB）是软流圈部分熔融的产物。Macdonald（1982），Solomon 和 Toomey（1992）综述洋中脊的基本特征。薄的大洋岩石圈仅对 MORB 形成最少的混染。MORB 研究是给出软流圈，以致于地幔化学结构的重要信息源。

1.5.1 洋中脊下的岩浆室

长期以来，人们认为大洋中脊下有巨大的岩浆室，为其提供足够的岩浆来源，使洋中脊各个区段都能长期而连续地喷发熔岩。但是，近来地震法测定表明，事实并非如此。

图 3.7 快速扩张的东太平洋中脊岩浆室（Sinton 和 Detrick，1992）

a 横剖面图；b 沿轴部剖面图

地震法测定给出，在中脊下只有薄而窄的沿中脊断续分布的岩浆透镜体。在快速扩张的东太平洋中脊之下，地震法发现沿中脊轴部的岩浆室。Sinton 和 Detrick（1992）基于地球物理和岩石学限制，给出岩浆室的解释（图 3.7）。岩浆室比较薄，厚约 1～1.5km。顶部宽约 2km，底部宽约 10～12km，呈透镜状或层状。岩浆室在海底沉积物之下约 1～2km，被 5～10km 宽的低速体围绕，并延伸到洋壳的底部。Hussenoeder 等（1996）的模拟计算表明沿中脊岩浆室的厚度和结晶度是变化的，局部有较高的晶体含量。这些岩浆室的性质紧密联系着岩浆喷发和补给。在中太平洋中脊下这种岩浆室较多，位于中脊下 1～2km，在 Valu Fu 脊和 Juan de Tuca 脊约在中脊下 3 km。在太平洋的 Lau 海盆地的 Valu Fa 中脊的岩浆室在海底下 3.5km，宽 1～2.5km。在西太平洋中脊下更深。Calvert（1995）报道地震反射法在中大西洋中脊海底下发现有深 1～2km 岩浆室。Minshull（1996）讨论缓慢扩张洋中脊的重力异常和密度特征。Sohn 等（1997）给出 Juan de Fuca 洋中脊三维拓扑速度结构图。Hooft 等（1997）研究＞800 km 的快速扩张东太平洋中隆（EPR）南部，以地震波方法给出在洋中脊轴深、洋中脊截面面积、地幔 Bouguer 异常和轴上玄武岩 MgO 百分含量之间存在良好相关，表明在地壳厚度和温度上沿轴变化与岩浆的变化一致，岩浆以约 0.10Ma 的时间尺度补给。这与过去比较简单的具有高岩浆和低岩浆聚集的模式不同。另外，热水活动强度与洋中脊深度和截面面积变化缺乏相关可能联系着扩张事件（岩浆侵位，断裂），这些具有更短的时间尺度，约为 10～100a。

这些岩浆室的活动导致海底火山喷流。1997 年美国 Alvin 潜水艇在中太平洋 Galapogos 脊发现近年的喷发熔岩和热水。1987 年 Juan de Faca 脊中的 Megapurm 脊上发现有正在喷发的熔岩和热水；到 1991 年热水羽已逐渐缩小，流量降低。1991 年在北纬 9°50′有火山熔岩喷出。同年，美国的太平洋海洋环境研究所建立声监视系统，以水中 T 波遥测海底火山喷发。1993 年测出 Juan de Fuan 脊有火山喷发，数月间有几个国家的调查船到达此区进行工作。加拿大 Ropos 潜水艇发现新的长 2.5km，宽 300m，厚 30m 枕状熔岩。1998 年 Juan de Faca 脊轴火山喷发后，发现氩和热异常。

1.5.2 洋中脊玄武岩的化学特征

洋中脊是以拉斑玄武岩系列为主要特征，也有碱性系列参与，出现低铝安山岩，碱性玄武岩等。与拉斑玄武岩共生的还有蛇纹石化橄榄岩、辉长岩、辉绿岩、角闪岩、二辉橄榄岩等岩石。

洋中脊拉斑玄武岩的主要化学特征是：SiO_2 相对偏高，一般大于 49%；碱度低，K_2O 和 Na_2O 一般小于 3%，其中 K_2O 常小于 0.4%；FeO* / MgO＝0.7～2.2，比值低，而 CaO 含量高；钛极低，TiO_2 平均 0.8%，Ba、Rb、Sr、Pb、Th、U、Zr 等元素丰度很低，而 K / Rb 值高，达 500～2000；Rb / Sr、Th / U 值低，稀土元素含量低，并具有轻稀土元素略亏损或球粒陨石分布，$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 值低，为 0.702～0.704。未蚀变拉斑玄武岩 $^{87}Sr / ^{86}Sr$＝0.7023～0.70245，$^{206}Pb / ^{204}Pb$＝18.24～18.82。

大洋中脊玄武岩时常有蛇纹石化低温蚀变。通过蛇绿岩系研究，表明蚀变随深度变化，反映地热梯度每公里数百度，与中脊测定最高值相吻合。蚀变使 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 高于中脊玄武岩正常值。新鲜玻璃中硼约 1×10^{-6}，而交代玻璃硼含量要高几个数量级。另外，交代可能导致 $^{234}U / ^{238}U$ 减少，但这未必能测出，因为海水 $^{234}U / ^{238}U$ 活度比仅稍高于 1。

与洋岛玄武岩和大陆玄武岩相比，MORB 的特点是它们极端均匀。它们的相容和中等不相容元素浓度是比较均匀的；但某些高度不相容元素分布则相对不均匀，亏损低价大阳离子（Os、Rb、Ba、Pb、Sr 等），而具有较高的 K / Rb、K / Ba 和 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 比。在 Sr、Pb、Nd 同位素组成上， MORB 和 OIB 之间存在着一级的同位素差异。

根据微量元素常把洋中脊玄武岩分为两类（表 3.5）：N 型（正常或亏损型），P 型（富集型）。“富集”指的是该玄武岩具有大于平均玄武岩的不相容元素浓度，或较高的弱 / 强相容微量元素比，或者两者；亏损指的是负富集。

N 型分布于太平洋和大西洋的北纬 30°以南，其轻稀土元素和不相容元素亏损，K / Ba、K / Rb、Zr / Nb 比高，$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 比值低。P 型分布于大西洋北纬 30°以北和 Galapagos 弧后扩张中心，其轻稀土元素和不相容元素亏损程度较低，K / Ba、K / Rb、Zr / Nb 比较低，$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 比较高。若以 Zr / Nb 比作为鉴别标志，N 型大于 30，P 型近 10。N 型 La / Sm 小于 1，P 型则大于 1。P 型与洋岛玄武岩的不相容元素分布曲线形式差别很大。Sr、Nb 和 Pb 同位素研究表明，太平洋中脊三者变化范围比大西洋更窄。

表 3.5　　大洋拉斑玄武岩的典型大阳离子丰度（10^{-6}）和比值（洪大卫，1994）

	洋中脊拉斑玄武岩		洋岛
	N　型	P　型	拉斑玄武岩
K	1064	1854	1600～8300
Rb	10	45	5～12
Ba	122	55	70～200
Sr	127	105	150～400
K / Rb	1046	414	400
K / Ba	109	34	25～40
Sr / Rb	127	23	20～70

对于一级而言，MORB 被认为是巨大的化学均匀体。然而，一系列洋中脊轴部样品研究发现了化学和同位素变化。因为高度不相容元素，诸如 Th / U 为熔融程度所分馏的可能性极小，所以 MORB 的 Th / U 只应反映它们的源区变化。Lundstrom 等（2000）证实在洋中脊下的源区组分有大的变化范围（图 3.8），证据来自 Siqueiros Transform－9°～10°N EPR 区域。根据源区组分变化，Lundstrom 等（2000）提出把 MORB 分为正常 MORB（N－MORB）、富集 MORB（E－MORB，高 Th / U）和亏损 MORB（D－MORB，低 Th / U）。

图 3.8　　Th / U-Zr / Nb 图（Lundstrom 等，2000）
田字形方块表示 9～10°N EPR 玄武岩平均组分（具有 1σ标准偏差）

玄武岩中特征的化学变化出现于小于 5 km 的尺度。这与地幔大理岩团块观点相符（Allegre 和 Turcotte，1986）。洋中脊玄武岩的化学不均一可能是由于下列因素的差异：源岩成分和矿物、部分熔融程度和机制、开始熔融温压条件、原始岩浆成分、地幔上升速度、源岩和围岩孔隙与孔隙流、熔体集中和流动机制、熔体混合作用、以及岩浆结晶分异等。

Cohen 和 O’Nions（1982）从洋盆的玄武岩玻璃分析，显示大西洋 MORB 有较大的铅同位素变化，不同于太平洋中隆。由于两大洋下的上地幔的不均匀性相近，看来快速扩张洋中脊能促使岩浆室内均一化。Batiza（1984）和 Allegre 等（1984b）证实洋中脊扩张速度与同位素不均匀性的反相关。Batiza（1984）提出地幔普遍有小尺度不均匀性，快速扩张洋中脊的部分熔融过程中有小范围的均一化。而 Allegre 等（1984b）认为均一化以固相地幔对流为主，而不是岩浆混合。

洋中脊和热点显示两种惰性气体同位素图式：① $^{3}He / ^{4}He$ 值为 $8.17\pm0.85R_A$，比大气丰度高，富 ^{20}Ne 和 ^{21}Ne、$^{40}Ar / ^{39}Ar$ 高达 28000，过量 ^{129}Xe、^{134}Xe 和 ^{136}Xe。这是去气和完全混合储库，相

应于亏损上地幔；② He / ^{4}He 值为 30～35R_A，也富含 ^{20}Ne 和 ^{21}Ne，但对给定 ^{20}Ne / ^{22}Ne 其 ^{21}Ne / ^{22}Ne 低于 MORB，^{40}Ar / ^{39}Ar 值 MORB 近于大气值，见于 OIB。Niedermann 和 Bach（1998）研究南太平洋新鲜玄武岩玻璃中具有较多核成因的氖同位素，认为是由地幔源区以前的去气作用造成。Sarda 等（1999）发现中大西洋中脊玄武岩玻璃中最大 ^{40}Ar / ^{39}Ar 与 ^{206} Pb、^{207} Pb 和 ^{208}Pb 相关，不是浅层沾污，可能是去气的亏损上地幔与再循环组分混合的结果。Ballentine 和 Barfod（2000）认为来自 OIB 和 MORB 玻璃中的惰性气体（Ne、Ar、Kr 和 Xe）同位素组分特征是来自近地表大气中惰性气体的添加。

洋中脊玄武岩气孔中 CO_2 的$\delta^{13}C$＝－4.3～－8.0‰，Taylor（1986）汇编了洋中脊玄武岩和岛弧玄武岩 CO_2 的$\delta^{13}C$＝－2～－11‰。火山排出 CO_2 的$\delta^{13}C$＝－2～－31‰，但其众数位于－4～－5‰，这涉及岩浆去气作用。洋中脊拉斑玄武岩中萃取硫的$\delta^{34}S$ 在＋0.3～＋1.6‰之间。

与大洋玄武岩有关的一个重要岩石－－克马提岩（komatiite）经常联系着拉张，出现于太古宇绿岩带中。其特点是高温超镁铁质熔体，含 MgO 高于 18%。显生宙克马提岩极为稀少，Storey 等（1991）报道美国西部 Gorgona 含 MgO 高达 24%的白垩纪克马提岩。Foster 等（1996）研究西澳 2.7Ga 克马提岩 Re－Os 同位素，认为它们源于上地幔。Arndt 等（1998）讨论克马提岩形成与水的关系，提出虽然少数克马提岩含水，但是大多数是干的。

1.5.3　洋中脊玄武岩的熔融模式

从实验和地热梯度估算，MORB 岩浆是上地幔橄榄岩在 1.5～2GPa 压力（深度 50～60km）下，经较高程度部分熔融（达 20～30%）而产生。

短寿命 U 系同位素对岩浆岩研究十分有效，特别是短半衰期 ^{230}Th。岩浆中 ^{234}U 和 ^{238}U 总是趋于久期平衡，在冷却时恒定地含有初始钍。Condomines 等（1981）发现在中大西洋洋中脊（37°N）“FAMOUS”区域内新鲜玄武岩和玻璃有窄的钍同位素和 U / Th 值，样品年龄均小于 5 Ka，其钍同位素组成可视为侵入时的初始比。在 U-Th 等时线图上 FAMOUS 数据处于平衡线左侧（图 3.9）。U 和 Th 都是极不相容元素，在岩浆室内结晶时不能分馏，不平衡必然是熔融过程造成的。如果在岩浆室内存留时间大于数十 Ka，U-Th 活度将再达平衡。但这并未发生，表明从熔融到地表岩浆运移相当快，未在岩浆室内长期演化。这为 MORB 玻璃内较短寿命 U 系核同位素不平衡证据所支持。

图 3.9 表明，即在全部情况下 FAMOUS 熔体相对于源区富 Th / U。这意味着在熔融时 Th 比 U 有更大的不相容性。McKenzie（1985a）提出用 r 表示熔融时 Th / U 分馏：

$$r=(^{238}U/^{232}Th)_{source}/(^{238}U/^{232}Th)_{magma} \qquad (3.1)$$

然而，这时源区处于平衡线上，即它的 ^{238}U / ^{232}Th 活度等于 ^{230}Th / ^{232}Th 活度。进而，如果分析样品是从小于几千年的源区萃取，这源区钍同位素活度等于岩浆的测量值：

$$(^{238}U/^{232}Th)_{source}=(^{230}Th/^{232}Th)_{source}=(^{230}Th/^{232}Th)_{magma} \qquad (3.2)$$

代入式（3.1）得：

$$r=(^{230}Th/^{232}Th)_{magma}/(^{238}U/^{232}Th)_{magma}=(^{230}Th/^{238}U)_{magma} \qquad (3.3)$$

这样，我们能从岩浆产物的铀系分析中测定熔融时的 U / Th 分馏。

图 3.9　MORB 和 OIB 的 U－Th 同位素图（Allegre 和 Condomines，1982）
相对于在熔融条件下 U / Th 分馏因子（r）

Allegre 和 Condomines（1982）注意到分馏因子 *r* 与部分熔融程度相关。MORB 岩浆具有 r＝1.2～1.35 和典型过量 ^{230}Th 活度。MORB 和 OIB 样品呈现类似的分馏特征（图 3.9），说明两者具有相似的熔融度，它们在化学和长寿命同位素上的差异应是源区化学差异反映，而非熔融结果。

McKenzie（1985a）从观测的 U / Pb 分馏值计算部分熔融百分数，其结果与简单批量熔融模式不符。所以，McKenzie 使用 Langmuir 等（1977）提出的动力熔融模式。在动力熔融模式中，熔体从近于 60km 的垂直厚度中连续萃取（图 3.10）。熔体从通道中快速上升到地表，在行进中混合。同

时源区缓慢上升通过熔融带。在源区任何部位仅含 2%孔隙熔体，在运动上升中熔体被捕获，变得更加亏损不相容元素。如果熔体在全部熔融带均匀混合，动力部分熔融在不相容元素丰度上的效果类似于批量熔融。这是由于萃取时源区在达到熔融带顶部已完全耗尽这些元素，换句话说不相容元素萃取是 100%有效。然而，对短寿命核下叙两个熔融模式将产生不同的结果。

图 3.10　产生 MORB 的动力熔融模式简图（McKenzie，1985a）
垂直实线：熔体快速上升通道；垂直虚线：源区缓慢上升

由上述两个极端模式可以从观测 MORB r 值来确定地幔上升速度。Williams 和 Gill（1989）根据不同 r 值计算出地幔上升速度 1～7 cm / a。这结果使洋中脊下的地幔运动难以预测。因 1cm / a 小于板块运动速度，Mckenzie（1985b）提出洋中脊下熔融带是漏斗形。微量元素从漏斗底部区域中萃取；而主元素基本是从漏斗顶点熔融萃取。Williams 和 Gill 的较高上升速度下萃取结果近于简单动力模式，但不能解释微量元素与长寿命同位素特征之间的矛盾。

Sims 等（1995）利用 Sm-Nd、U-Th 和 U 系数据对 MORB 和各种 Hawaii 熔岩讨论熔融模式。表明α（Sm / Nd）值随熔融程度而变化，并与二氧化硅饱和度相关，也观察到 Hawaii 熔岩在α值和 $^{230}Th / ^{238}U$ 活度比之间的粗略双曲线相关。MORB 给出 Hawaii 的 Th / U 活度比的相似范围，但具有一个更较低α值。Bourdon 等（1996）论述在 *r* 与中大西洋洋中脊轴上水深之间的反相关，Hischmann 和 Stolper（1996）认为 Th / U 不平衡的主要控制是原始熔融的深度。

对于化学变化多端的源区其熔体是否存在混合作用，U 系不平衡可以提供明确的证据。所有源区在久期平衡条件下必须以母体－子体对开始熔融。然而，却发现过量 ^{230}Th 局部与 Th / U 相关。图 3.8 表示鄰近北 EPR 洋岛玄武岩中的不相容元素比与长寿命同位素比存在线性相关。对此相关最简单的解释是来自不同源区熔体的混合。在 9°～10°N EPR 区域 ^{230}Th 过量与 Th / U 的线性相关（图 3.11），并给出 E－MORB（高 Th / U，$^{226}Ra / ^{230}Th$＝1.37），N－MORB（$^{226}Ra / ^{230}Th$＝2.3～2.75）和 D－MORB（低 Th / U，$^{226}Ra / ^{230}Th$＝3.2～4.0）分区特征。Lundstrom 等（2000）认为该 MORB 源区包括高 Th / U 的穿入镁铁质岩脉和被穿入的低 Th / U 亏损二辉橄榄岩源区，这些熔体随后混合形成典型的 N－MORB。继而，Lundstrom 等（2000）提出一个符合分馏和平衡孔隙流熔融的熔融模式。

图 3.11　Th / U-$^{230}Th / ^{238}U$ 图（Lundstrom 等，2000）
园点：9～10°N EPR 玄武岩中过量 ^{230}Th；三角：来自 Siqueiros Transform 玄武岩中过量 ^{230}Th。显示样品亚族：E－MORB、D－MORB 和 N－MORB。最高 Th / U 样品是按照 $^{230}Th－^{231}Pa$ 侵入年龄衰减校正到初始过量。

在岩浆熔融中微量元素分馏为矿物熔融分配系数的实验所证实。在地幔条件下，尖晶石纯橄岩中的单斜辉石是主要含铀和钍的矿物，具有 Th 大于 U 的固 / 液分配系数 D。所以，在尖晶石纯橄岩稳定区（约 70km 深）内的熔融不能产生明显的 Th / U 分馏。另一方面，Beattie（1993b）表明石榴子石具有适合于产生观察到的 $^{230}Th / ^{238}U$ 富集的固 / 液分配系数。LaTourrette 等（1993）证实石榴子石的 D_{Th} / D_U 约等于 0.1。因此，MORB 中观察到的 Th / U 分馏源于大于 70 km 深度的熔融，并且熔体必然快速运移到地表，之后 ^{230}Th 衰减。

Salters 和 Zindler（1995）分析地幔橄榄岩中透辉石的铪同位素。来自 New Mexico 的深成橄榄岩和二辉橄榄岩俘体的 Hf-Nd 特征接近 MORB。而来自 Salt 湖克拉通，Hawaii 的橄榄岩俘体有变化的放射性铪，远在地幔 Hf-Nd 阵列之上。这表明源区 Hf 亏损。

Salters（1996）介绍更多 MORB 的 Hf-Nd 数据。差不多全部 MORB 和 OIB 有明显正δ值（Lu / Hf），这要求在石榴子石稳定带中熔融，即与石榴子石有关的熔融在最浅洋中脊。相反，Hirschmann 和 Stolper（1996）讨论在大理岩团块地幔内石榴子石辉石岩，而不是石榴子石橄榄岩熔融所产生 Lu

/ Hf 分馏。这个模式表明辉石岩熔融的“石榴子石特征”保存在具有低熔融速度的深洋中脊，但在浅洋中脊其特征为尖晶石橄榄岩的大尺度熔融。

^{231}Pa 和 ^{226}Ra 能提供 MORB 熔融速度和岩浆攀升的附加约束。帮助我们在平衡孔隙流（EPF）与通道流模式之间进行选择。然而，这些数据至今不能支持或反对一个给定的模式。Lundstrom 等（1994；1995）讨论中用 Spiegelman 和 Elliot（1993）的 EPF 模式解释。在此模式中，岩浆通过孔隙，部分熔融介质上升，并与上升介质维持平衡。岩浆转移到地表的速度是非瞬时的和控制短寿命核素同位素不平衡程度。相反，Iwamori（1994）认为快速熔融萃取和上升（通道流）对洋中脊和地幔羽更好。Iwamori（1994），Richardson 和 McKenzie（1994）进行洋中脊和地幔羽熔融二维模式的实验。然而，考虑到其它大量不确定的熔融行为，二维比一维模拟的进展更少。

1.5.4　　洋中脊热水喷流和氦异常

海底热水喷流是 20 世纪地球科学最大发现之一。1966 年首先见于红海。1977 年美国 Alvin 潜水艇在东太平洋中脊北纬 21°发现有 350℃ 热水喷流。之后，在大洋中脊、大洋岛、岛弧区和边缘海中陆续发现 100 多处热水喷流点。其中以大洋中脊最多。例如，快速扩张的东太平洋 EPR 中脊的北纬 9°到 21°的一系列活动点、和靠近美国西岸的 Juan de Fuca 脊、以及以慢速扩张著称的中大西洋中脊的北纬 23°至 37°50′的多个热水喷流点。

大洋总放热量约 2.7×10^{20}J / a，估算大洋中脊热水放热量约 6.3×10^{19}J / a，约占总放热量 23%。世界海水总量约为 1.4×10^{21}kg，热水喷流量约为 2.9×10^{13}kg / 年，则以热水循环每更换大洋水一次需 50Ma。Elderfield 和 Schultz（1996）还用地球化学方法估算其热流。

热水以两种形式向外喷流。一是直接上升的密度较小热水团，能把潜水器托起，称为浮力羽（plume)。另一部分在离开喷水口后，以水平扩散为主，称为热水羽或非浮力羽。热水喷流形成的沉积物被称为白烟囱和黑烟囱，后者以含有硫化物和硫酸盐为其特征。

对现代喷流热水的测试表明，热水水温明显地高于背景温度，最高可达 350～400℃，pH 为弱酸性到酸性，Eh 为还原性质。热水的化学成分与海水相比高度富集的组分（富集程度达 2 个数量级以上）有 Si、Ba、Fe、Mn、Cu、Zn、H_2S、CO_2、^{3}He、CH_4 等；高度亏损组分（亏损程度在 3 个数量级以上）有 Mg、SO_4^{2-}等。

Baker 等（1987）在 Juan de Fuca 洋中脊南部发现巨型热水羽，它厚 700m，直径 20km，其中心在海底上约 700 m，顶部在 1000 m，海底位于海平面下 2300 m。Palmer 和 Ernst（1998）讨论其理论模式，认为其热量源于喷出的枕状玄武岩。

1993 年到 1995 年美国 Alvin、俄罗斯 Mir 和日本 Shinkai 6500 潜水器，结合海洋钻探计划（Leg 158）中 1994 年 10 月到 11 月的钻探。对目前世界上最大的 TAG 热水丘进行了六次考察，打了 17 个钻孔，钻孔达海底下 120m。

TAG 热水羽位于北纬 26°西经 45°的大西洋中脊上。在 20 世纪 70 年代大西洋地质横断面（Trans Atlantic Geotraverse）考察中发现，故命名为 TAG（图 3.12）。TAG 处于深谷中，谷宽约 6km，块段南北长 45km。 热水丘位于深谷中轴线以东 2.5km，靠近深谷东壁。TAG 热水丘直径约 200m，高 40m，处于海底下 3670m。

图 3.12　　目前世界上发现最大的 TAG 热水羽全貌（藤岗换太郎，1996）

洋中脊出露 N 型洋中脊玄武岩。玄武岩玻璃组成位于橄榄石—斜长石－单斜辉石－石英假四元系内，在 0.4～0.6MPa 之间。暗示岩浆在中压到高压区结晶，经短暂停滞后快速上升到地表。玻璃 Ce / Sm 为 2.2～3.9，说明有多次岩浆侵入。Lalou 等（1995）根据硫化物中 ^{230}Th / ^{234}U，^{14}C 和 ^{210}Pb 的测定，认为 TAG 热水丘的热水活动至少有 14 万年以上的历史。15000 年，7000 年和 7000 年前有激烈活动，最近活动始于 50 年前。在 TAG 热水丘的黑烟囱区，不同位置上热流量变化很大（0.1～100W / m^2），热水丘南侧和东南侧热流值达 7～＞25W / m^2。水文学结果表明，与过去描述相反，

不存在年尺度的变化。黑烟囱水温 360～365℃，存在有 6 个瞬变异常，持续分别为 4～400h，量级 0.2℃ 到大于 30℃。长期监测表明，流体温度有强烈的潮汐效应、长期升温、以及 6d 尺度的温度漂移，这些变化与钻探有紧密联系。

Gamo 等（1996）对 1986 年、1990 年和 1994 年 TAG 黑烟囱和白烟囱组分进行对比，各年基本成分相近。铜和锌则变化不定。Edmonds（1996）对钻探前后流体组成研究也得到相似的看法。钻探前后 H_2S、CO_2、CH_4 和 He 同位素研究基本处于同一数量级。^{87}Sr / ^{86}Sr 从 1986 年的 0.7029，到 1990 年 0.7038～0.7046 和 1994 年 0.7034。Teagle 等（1998）进一步讨论 TAG 的锶和氧同位素。

对 TAG 热水丘、中大西洋中脊（MAR）和东太平洋中脊的硼同位素研究表明，前两者的 50% 硼来自海水下降流循环和橄榄岩蛇纹石化过程，而后者则很少来自环流。说明快速扩张脊有相对浅的稳定岩浆室。Stuart 和 Turner（1998）对东太平洋 Rise 洋中脊热水中发现有过量达 2.6%的 ^{40}Ar，认为来自地幔去气作用。

近年，人们注意到大洋中有与热水喷流有关的氦异常。1973 年至 1974 年地球化学海洋断面研究（GEOSECS）在太平洋和印度洋内，发现中深部位有大尺度 ^3He 最大值的异常。1981 年东太平洋中脊上，在海水下近 2500m 处有最大的 ^3He 值，中脊顶部有热水喷出。最大 ^3He 值向西延伸，就像从烟囱中漂出来的烟，说明在此深度附近洋流向西运动。近年研究表明，高 ^3He 值联系着地幔的脱气作用。夏威夷 Loihi 岛（Lupton，1996；Kurz 和 Kenna，1996）和冰岛 ^3He / ^4He 为大气的 26 倍以上。^3He 研究可以探讨源区 ^3He 特征，并且为洋流提供有效的示踪。Jean-Baptiste 等（1997）根据 ^3He 剖面测定，确认太平洋存在有流向印度洋的介质流。

洋中脊热水的成因是当前研究的热点。Charlou 等（1996）把热水分为二类：低氯富气和低溶解金属热水，CO_2 的$\delta^{13}C$ 为－7.9‰和 5.8‰（对 PDB），近于洋中脊玄武岩，说明其为岩浆成因。又一类为高氯低气和高浓度金属热水，$\delta^{13}C$ 值－22.0～－23.9‰（PDB），说明是来自断裂控制海底水循环。Kelley（1996）对南西印度洋中脊的流体包体研究表明有两类水。早期流体开始富 CO_2，演化为富 H_2O。晚期流体出现不混熔，分为富 CO_2 和 H_2O 的气体，以及 CO_2－H_2O－NaCl 的卤水。随着冷却和石墨析出，出现达 33%（mol 浓度）富 CH_4 流体。

海底热水羽附近发现大量生物群。这是 20 年来最重要的生物学发现之一。20 年来其中发现了 20 个以上新科，90 个以上新属，300 多个新种。在温水中发现有高密度的细菌群。其中以耐高温硫的厌氧细菌为主，占总量的 80%。根据这一发现，提出了与海底热水羽相联系的生命起源学说。

热水喷流形成的热水沉积，是在海湖盆地中，由热水介质所控制或引发的沉积作用．包括热水系统在沉积盆地基底沉积物（岩）中的交代、充填和热动力作用。在发现近 200 处热水形成的沉积物中，主要有：① 以铜、锌为主的块状硫化物，有时含较高的贵金属（金、银）和其他金属；② 富含金属元素的软泥；③ 铁、锰氧化物层、结壳和结核；④ 铁、锰、钙、镁的碳酸盐和钙、钡的硫酸盐；⑤ 铁硅酸盐（铁蒙脱石、铁滑石）等。这说明产于火山岩中的块状硫化物（VMS）和产于沉积岩中的块状硫化物（SMS）为热水沉积作用的产物。

陈先沛（1998）建议识别热水沉积的主要标志为：① 多出现在拉张环境的高热场（如裂谷、裂陷），造山带的前陆盆地和前渊，大型拗陷盆地内的升降共轭区；② 沉积物是高浓度（块状硫化物）或高纯度（硅岩、重晶石岩、萤石岩）或较高温矿物组合（长石岩、电气石岩）；③ 特异的生物群落，种属单调与个体变异；④ 点状分布；⑤ 较固定的岩石组合，例如蛇绿岩套、细碧角斑岩系、礁硅岩套和深水膏盐层；⑥ 产在地层层序的特定位置，例如不同成分火山岩的接触带附近，碳酸盐与硅页岩的过渡部位；⑦ 典型的沉积构造：喷溢纹层、乳房状构造、泥环构造；⑧ 沉积作用、交代－充填作用、破碎和重结晶作用的产物共存，属同期形成；⑨ 矿物和元素的近对称分带性，常有硫化物、碳酸盐、氧化物的更迭；⑩ 反映水介质温度高和深源的地球化学指标等。

1.6　洋岛玄武岩

大洋岛屿火山岩，即无震脊和大洋岛屿上的火山岩，或称洋岛玄武岩（OIB）。它是与 MORB 有关的火山岩，分布极广。岛屿上部大多出露碱性系列火山岩，包括碱性玄武岩、碱玄岩、碱性流

纹岩、霞石岩和碧玄岩等；水下则以拉斑玄武岩为主。成熟洋壳上的火山岩，从早期向晚期碱性增加。碱性火山岩系列有两种演化趋势：以 SiO_2 不饱和的演化最为常见，由碱性玄武岩到含霞石响岩；而 SiO_2 过饱和趋势较少见，从碱性玄武岩到含石英碱流岩。洋岛火山岩时常具有双峰式特点。

洋岛拉斑玄武岩类似中脊拉斑玄武岩。与之相比富碱，尤富钾，Al_2O_3 低，TiO_2 高，变化范围更宽，Cr、Ni 很低，Ba、Sr、Rb、Zr 高许多倍，轻稀土元素富集程度中等，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 多 0.703～0.704，钾高时达 0.705～0.706，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 18.5～19.5，均比 MORB 高（刘肇昌，1985）。K / Ba、Zr / Nb、以及 Nb / U 和 Ce / Pb 可作为两者判别标志。从微量元素丰度和残留矿物特征来看，OIB 和 MORB 和可能均来自亏损地幔源，并有相近的熔融度，仅洋岛碱性玄武岩熔融程度较低。

1.6.1 洋岛玄武岩的地球化学特征

洋岛玄武岩 OIB 是近 20 年来地球化学研究的热点。通过 MORB 和 OIB 同位素组成的不同。用以探测地幔结构和建立时间演化模式。开始，利用单一同位素体系（例如，Sr 和 Pb），后来采用多元同位素体系：Sr-Nd、U-Th-Pb、Sr-Nd-Pb 来约束地幔演化。地幔化学端元的识别及其不均一性的发现是这一领域的重要成果之一。

OIB 的 Sr-Nd-Pb 同位素像 MORB 一样，常呈线性关系，但变化范围更宽。O'Nions 等（1977）在 $^{143}Nd/^{144}Nd$-$^{87}Sr/^{86}Sr$ 图给出多个洋岛玄武岩负相关线。DePaolo 和 Wasserburg（1979a）首次把大洋岩浆岩中 Nd-Sr 同位素近于线性的分布称为“地幔阵列（array）”。早期有关 OIB 中同位素讨论依据两个主要储库，即整体（buck）地幔和亏损地幔来解释，而较少注意富集大洋地幔的形成。

Dosso 和 Murthey（1980）首次在 Kerguelen 岛研究中阐述地幔阵列线性延伸进入 Nd-Sr 同位素“富集的”右下象限（图 3.13）。在其前后，一系列研究揭示有处于上右侧的阵列，例如， Azores 的 Sao Miguel 碱性玄武岩等。这样，MORB－OIB 的 Nd-Sr 同位素关系被破坏，形成多个阵列。

图 3.13　海洋火山岩 Nd-Sr 同位素图（Dosso 和 Murthey，1980）

显示地幔阵列相对于整体地球延伸进入“富集”象限，黑园：中大西洋洋中脊；园圈：Hawaii；三角：冰岛 Reykjanes 洋中脊；黑三角：Kerguelen 岛；方块：Tristan da cunha；倒三角：Bouvet；黑方块：DSDP leg 37, 以及 Sao Miguel 数据延伸进入第一象限

Hawkesworth 等（1979a）发现冰岛、Hawaii 和 Sao Miguel 玄武岩处于 Nd-Sr 同位素图的上左象限，沿着 MORB（图 3.13）。大量研究表明，相对整体地球仅 MORB 处于亏损象限。许多地区的样品都进入 Rb / Sr 富集象限。这些数据可以用地幔交代模式，使之富集 LIL（Hawkesworth 等，1984）；或者用在剪切条件下小程度的熔体能从地幔萃取 LIL；以及古洋壳再循环进入 OIB 源等模式来解释。与海水的相互作用形成的阵列使其水平右移；而洋底沉积物的污染也能使阵列处于图的右侧。主要的 OIB 的 Nd-Sr 同位素阵列见于图 3.14。

图 3.14　大洋玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成（Zindler 和 Hart， 1986）

a $^{148}Nd/^{144}Nd$-$^{87}Sr/^{86}Sr$ 变异图； b $^{87}Sr/^{86}Sr$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 变异图；c $^{143}Nd/^{144}Nd$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 变异图；As：Ascension；Az：Azores；Be：Beunion；Bo：Bouvet；C：Comores；Go：Gough；Gu：Guadalupe；K：Kerguelen；Sa：Samoa；SI：Society Island；SH：St. Helena；SS：Small Seamounts；Ta：Tahti；Tr：Tristan；WR：Walvis Ridge

20 世纪 60～70 年代学者发现 OIB 的铅在 Pb-Pb 图等时线右侧形成一系列阵列。其阵列的斜率相应于 1～2Ga 之间的表观年龄，并可以用三个主要模式来解释：分立地幔演变事件；两组分混合过程的产物；或者从具有变化μ值的储库中连续演化。OIB Pb-Pb 阵列分布在等时线右侧反映地球上 Pb 总体演化，意味着亏损地幔有放射性大于等时线（整体地球）的平均组成。这与预期行为相反，因为实验证明 U 比 Pb 更不相容，并在亏损地幔内形成低 U / Pb。这被称为“铅的谚论”。为此，应有一个无放射性 Pb 储库来平衡放射性亏损地幔，但是此储库难以找出。

Chase（1981）提出放射性 OIB 源区由消减带形成。然而，洋底沉积物的 U / Pb 值（White，1985）太小，不能解释上述特征。Allegre（1982）建议下地幔 OIB 储库进入地核的 Pb 会增加 OIB 源区μ值。他们提出，地核形成后分凝进展非常快，并在约 100Ma 以后结束，之后以较慢速度持续到 1.5Ga，优选结合 Pb。但是，实验排除这一设想。然而，早期 Pb 分配进入地核也能置换整体硅酸盐地球到等时线右侧。Doe 和 Zartman（1979）提出地球的无放射性 Pb 储库处于下地幔。考虑 U 在高级变质时比 Pb 更容易移动，在下地幔“热析（sweated out）”出 U，导致低 U / Pb 值，成为无放射性 Pb 储库。相反，富 U 上地壳发育放射性 Pb 特征，它能再循环进入地幔。类似过程出现于 Rb-Sr 体系中，导致从 Sm-Nd 系统稍有亏损。

为了在典型 OIB 源区中改变 U / Pb 富集成为 Pb 同位素富集，该储库需孤立 1～2.5Ga。然而，地幔对流趋于消除任何不均匀性（Olson，1984）。这使得像 Hawaii 的大体积 OIB 源区难以形成。为此，Ringwood（1982）假定消减洋壳和沉积物在 670km 能集中成一个大的园饼或“巨块”。另一个模式涉及上地幔的再循环。McKenzie 和 O’Nions（1983）建议，消减岩石圈比下覆软流圈有较大的密度，使之在大陆碰撞时拆沉进入上地幔。如果这物质在几亿年内取样，将产生 OIB 岩浆。

大洋火山岩中的 $^{208}Pb^*$ / $^{206}Pb^*$-^{143}Nd / ^{144}Nd 和 ^{87}Sr / ^{86}Sr 有良好的线性。整体地球 Sr 和 Nd 与这些相关线的交点得到整体地球 ^{208}Pb / ^{206}Pb，给出整体地球时间累积 4.1～4.2 的κ值。这与 Allegre 等（1986）给出整体地球平均 4.2 的κ值相符。时间积累 κ 值是对来自储库样品遍及地球历史的平均比。从大洋火山岩可以确定“瞬间”现时地幔κ值，Tatsumoto（1978）估算 MORB 源约为 2.5，表明地幔强烈亏损。这与 MORB 约为 3.75 时间累积κ值相比显然太低。Allegre 等（1986）提出，在大部分地球历史上，达 1.8 Ga 时间 MORB 储库近于整体地球κ值；而近年从 MORB 源萃取的 Pb 在亏损源中仅有 600Ma。Reid（1995）根据月岩和 Snake Riven Plain 熔岩认为与铀富集事件有关。

Dickin（1997）讨论地幔时间累积μ值。一般认为，整个时间上地幔μ值表观增加是放射性 Pb 从大洋和大陆再循环的假像。为了定量这一过程，必须确定上地幔的瞬间μ值。可惜，正像对κ值一样没有定量的同位素手段。White（1993）提出 MORB 玻璃中存在μ值与 U 含量相关，近似给出 MORB 源区的 4.5 最大瞬间μ值，而时间累积μ值约 8.5。这一矛盾完全类似于上述讨论的地幔κ值，并且再次来自上地幔 Pb 相对短暂的存留时间。

在 Pb 同位素比对 Sr 和 Nd 同位素比的双变图上，大多数 OIB 体系被分割成各种块段，说明地幔的同位素体系不能用两组分混合模式来解释。例外的是北大西洋 Pb-Sr 同位素体系给出的正相关（Dupre 和 Allegre，1980），可以是 MORB 储库与一个富集地幔羽混合的结果。

Allegre 和 Lewin（1995）等基于地幔等时线测定有关地幔混合过程证据。对于 MORB 和 OIB 数据组 Rb-Sr，Sm-Nd 和 Lu-Hf 地幔等时线分别产生约 1.4，1.2 和 0.8 Ba 的表观年龄。这些年龄等时线产生约 2 Ba 年龄，解释为平均地壳萃取年龄。但对这等时线的意义，及其解释都有争议。

碱性玄武岩在大洋玄武岩中占有重要的位置。碱性玄武岩源区研究中令人感兴趣的地区是西非 Cameroom 线。这火山链由碱性玄武岩和次要的拉斑玄武岩组成，从 Pagalu 的大西洋岛（Niger delta 西南 700km）延伸到 Biu Plateau（800 km）。Cameroom 线沿它的长度上未显示 65Ma 的迁移证据，所以它不是热点轨迹，而是个“热带”。这火山链一半在年青的洋壳上，另一半在古陆壳上。微量元素和 Sr 同位素比能区分这两部分。Fitton 和 Dunlop 认为，其源区是上地幔而不是地幔羽。Halliday 等（1988）同位素研究显示少数样品显示有大陆基底污染。Halliday 等（1988）用 St Helena 地幔羽研究的信息，提供 Cameroom 线之下的上地幔“注入（impregnation）”特征。这个地幔羽在 120Ma 南大西洋开启中发挥重要作用。开始它造成裂谷化，裂谷随后变为大陆边缘。随着大洋的张开，非洲板块从 St Helena 地幔羽移开，但热地幔羽“液滴”物质进入 Cameroom 之下的上地幔，逐渐沿火山链横向分散，似乎是从大陆边缘进而传到火山中心。Halliday 等（1990）基于新数据修改这个模式，并得到两个结论。首先，大陆裂谷化幕可以代替为老的次大陆岩石圈和具有外来组分的年青岩石圈。其次，在岩浆过程中 U 比 Pb 更不相容。

Hauri（1996）测定夏威夷玄武岩的锇和其它同位素，给出锇与铅同位素之间双曲线关系。

Eiler 等（1998）发现夏威夷玄武岩 $^{3}He/^{4}He$ 值与铅同位素之间的相关，这扩展 $^{3}He/^{4}He$ 值与锶同位素之间的相关，这说明源区内挥发分与非挥发分元素之间的耦合。

MORB 的氧同位素组成相当均一。OIB 则为富集或亏损 ^{18}O 的玄武岩。HIMU 源区是低$\delta^{18}O$ 源区，部分次大陆岩石圈也可以是低$\delta^{18}O$ 源区。夏威夷玄武岩提供 Ringwood（1990）设想的一个更深的低$\delta^{18}O$ 地幔储库的证据。夏威夷岛富 ^{18}O 的碱性玄武岩常产出在洋岛火山作用的早期和晚期阶段，那时地幔羽与大洋岩石圈的相互作用可能最为显著；而低$\delta^{18}O$ 的拉斑玄武岩是由大量的主阶段火山作用组成，很可能起源于上升的深地幔羽的中心。

Harmon 和 Hoefs（1995）评述新生代洋中脊玄武岩、大洋和大陆玄武岩氧同位素数据，得到如下主要结论：① 玄武质岩浆地幔源区的氧同位素组成在显著尺度上是不均一的；② 氧同位素中高和低$\delta^{18}O$ 的变化，与不同构造背景喷发的玄武岩所表现的放射成因同位素组成差别相对应。这现象仅出现于局部，是由于受地幔中巨量氧元素的质量平衡所制约。

OIB 显示出极大程度的同位素分异。对此，Hofmann 和 White（1982）认为 OIB 源主要是在洋底经热液改造过的再循环洋壳，这些被俯冲作用带到深部的洋壳获得热浮力就以地幔羽的形式上升。Griffins 和 Campell（1991）认为，OIB 各主要端元主要反映地幔羽的不均一，在一定程度上也与地幔羽上升过程中地幔物质的加入有关。

1.6.2 四种基本地幔端元组分

Zindler 等（1982）提出，大洋火山岩 Pb-Sr-Nd 同位素体系可以用三个地幔端元组成的混合来解释。随后，Hart 等（1986）等人提出 Sr-Nd-Pb 同位素体系存在四种基本的地幔端元组成：形成 MORB 的亏损地幔（DM）、高 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和低 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值的 HIMU 源区、接近原始地幔的低 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 和 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 的 EM1 和高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 富集地幔 EM2。这四种基本的地幔端元组成将在下一章中介绍。

3.6 表 OIB 各端元的微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素组成以及与原始地幔、MORB 和大陆地壳的比较（徐义刚，1999）

	N－MORB			OIB			
	原始地幔	亏损地幔	大陆地壳	HIMU	EM1	EM2	FOZO
Zr / Nb	14.8	30	16.2	27～5.5	3.5～13.1	4.4～7.8	
La / Nb	0.94	1.07	2.2	0.64～0.82	0.78～1.32	0.79～1.19	
Ba / Nb	9.0	4.3	54	4.7～6.9	9.1～23.4	6.4～13.4	
Ba / Th	77	60	124	39～85	80～204	57～105	
Rb / Nb	0.91	0.36	4.7	0.30～0.43	0.69～1.23	0.58～0.87	
K / Nb	323	296	1341	66～187	207～523	203～378	
Th / Nb	0.117	0.07	0.44	0.07～0.12	0.09～0.13	0.10～0.17	
Th / La	9.6	0.07	0.20	10～0.16	0.09～0.13	0.11～0.18	
Ba / La		4.0	25	6.2～9.36	11.3～19.1	7.3～13.5	
$^{87}Sr/^{86}Sr$		0.7022		0.7028	0.7053	0.7078	0.7025
$^{148}Nd/^{144}Nd$		0.5133		0.5128	0.5124	0.5124	0.5131
$^{206}Pb/^{204}Pb$		18.0		21.8	17.4	19.0	19.0～19.7

图 3.15 给出 MORB、HIMU、EM1 和 EM2 的微量元素分布图。很明显所有的 OIB 的微量元素含量要高于 MORB。EM1 和 EM2 具有相似的配分模式。同 EM 型 OIB 相比，HIMU 明显亏损 Rb、Ba 和 K 等元素。由于高度不相容元素（Rb、Ba、Th、Nb、Ta、La）具有相似的全岩配分系数，因此，部分熔融和结晶分异过程都不会导致这些元素之间发生强烈分异，所以这些元素之间的丰度比值同同位素比值一样，可以直接用来描述地幔源区特征。表 3.6 列出 MORB 和 OIB 各端元特征的微量元素比值和同位素组成。

图 3.15 大洋玄武岩各端元（MORB、 HIMU、 EM1 和 EM2）

的微量元素分布图（徐义刚，1999）

1.6.3 富集地幔组分研究

自 Hart 等（1986）提出地幔端元以来，OIB 研究主要集中于确定富集地幔组分，即 Pb、Sr 高 Nd 低的地幔物质，并解释它们如何相互作用形成 OIB 源区。有两类基本论点：交代富集模式和地壳再循环模式。

对于 HIMU，Chase（1981）等提出，HIMU 代表消减带洋壳，但不能解释 U / Pb 的富集。Weaver（1991）认为，次大洋岩石圈的消减板片可能出现 U / Pb 富集。Class 等（1993）提出，次大陆岩石圈拆沉后的地幔羽会出现放射性 Pb 增长。Hanyu 和 Kaneoka（1997）测定 HIMU 玄武岩具有 6.8 ±0.9R_A 低 $^3He / ^4He$ 值，认为是再循环洋壳和沉积物，并有交代作用。Kogiso 等（1997）研究南太平洋的南 Polynesia 地区群岛，提出 HIMU 比非 HIMU 玄武岩富 Fe_2O_3*、MnO 和 CaO，更亏损 SiO_2、K_2O、P_2O_5、Ni 和不相容元素，除了 Nb。他们认为 HIMU 源区与消减洋壳有关，但富 Nb 是下地幔的贡献。Chauvel 等（1995）建议铅从消减洋壳中为交代作用所移出和沉积在上覆地幔楔内，再经由弧岩浆作用进入陆壳。铅的非岩浆运移能解释铅从其它同位素系统（包括 U－Th）的去耦作用。然而，导致铅的分馏看来是某些板片在地幔楔中的脱离行为。在整个时间内地幔楔发育非放射性铅特征，并大多移入 Sr-Nd 同位素图的富集象限。这与 Hart 等（1986）观察相符，EM1 和 HIMU 表现为在不同的母体－子体比上富集和亏损彼此互补。

EM2 作为消减大陆物质差不多得到普遍的赞同，因为这端元正处于在亏损地幔和海洋沉积物之间的混合线上。这由 Samoan 熔岩中的纯橄岩俘体的证据而被加强。Weaver（1991）提出 EM1 代表再循环的洋底沉积物。与之对比，EM2 是陆源沉积物。然而，Hf 同位素讨论强烈反对这模式，并建议次大陆岩石圈是对 EM1 更值得注意的组分。

Woodhead 等（1993）从 Pitcarirn 海山玄武岩玻璃中测定$\delta^{18}O$ 高达 7，提出受 EM1 储库的沉积物污染。Eiler 等（1995）根据 Pitcarirn Island 橄榄石和斜长石斑晶的氧同位素组成分别近于 5.2 和 6.1，符合在岩浆温度下的质量分馏效应。认为 Woodhead 等的结果是局部污染所致。Harmon 和 Hoefs（1995）介绍大洋玄武岩氧同位素测定的大量数据。氧同位素变化大多来自局部污染。然而，极少数样品$\delta^{18}O$ 相对于 MORB 有轻微的升高，可能由于 EM2 源区沉积物的污染。

Mahoney 等（1996）研究 85°东洋中脊的南端 Afanasy－Niktin 高地玄武岩，把 EM1 组成扩展到更极端的范围。Mahoney 等认为，它的源区既非次大陆岩石圈地幔，也非来自下地幔 Crozet 热点，他们推测其可能代表非地幔羽物质在 Crozet 羽主要时间进入 Crozet 羽的结果。有人认为，EM1 在交代岩石圈内形成，但缺乏该物质再循环的动力学机制。Tatsumoto 和 Nakamura（1991）建议，从克拉通边缘的次大陆岩石圈的消减可以解释这个过程。

1.6.4 洋岛玄武岩的熔融特征

Oversby 和 Gast（1968）提出，在＜10000a 源区的洋岛岩浆快速上升时短寿命 ^{226}Ra 不平衡。这为 MORB 镭分析所支持。另外，洋岛岩浆的快速上升被钍同位素研究所确认。例如，Mauna Kea，Marion Island，Piton de la Fournaise 都表明最后 250ka 初始 $^{230}Th / ^{232}Th$ 值在误差范围内是不变的。这说明岩浆从熔融带运移到地表可能在数 ka 之内，计算该侵入体初始钍同位素比能得到非常接近其源区的年龄。

Chabaux 和 Allegre（1994）找到过量 ^{226}Ra 和 ^{230}Th 活度之间的正相关，认为过量 ^{226}Ra 活度产生于熔融和未被地壳沾污过程中，推断岩浆从熔融带到地表约两个 ^{226}Ra 半衰期。

1.7 蛇绿岩系

蛇绿岩系是大陆上存留的古洋壳，是研究和恢复古大洋的重要证据。

蛇绿岩（ophiolite suite）一词是于 1813 年 Brongniar 提出来描述含蛇纹石的物质，之后又扩大为伴有燧石的岩浆岩。1927 年 Steinman（斯梯曼）把它重新定义为：由细碧岩和玄武岩到辉长岩和橄榄岩规则排列的镁铁质和超镁铁质火成岩石的组合，岩石中含有由后期变质作用产生的蛇纹石、

绿泥石、绿帘石和钠长石，以及主要有燧石、远海粘土等的深海沉积物，它们的形成与地槽发展的早期阶段密切相关。这样，他把蛇绿岩从岩石的术语扩大为一套岩石组合的术语，包括蛇纹岩、辉绿岩－细碧岩和燧石组成的岩石成因组合，即通常所说的“斯梯曼三位一体”，代表地槽早期侵位的巨厚岩浆侵入体－蚀变岩－深海沉积的岩石组合。1972 年美国地质学会彭罗斯会议对蛇绿岩提出明确的定义。

近年来蛇绿岩系的研究表明，蛇绿岩的基本特征是它的层序（图 3.16）。一个发育完整的蛇绿岩系从顶部到底部的岩石组合顺序为：枕状熔岩＋深海沉积物—岩墙—堆积杂岩—橄榄岩。

图 3.16　　西纽芬兰 Bay 半岛蛇绿岩系剖面图（Karson 等，1984）

蛇绿岩系层序最上部是火山岩和沉积岩互层。厚 0.3～6km，火山岩为水下喷发的枕状熔岩，有 0.5～4cm 冷凝边。主要是含紫苏辉石和石英的拉斑玄武岩，有时有钙碱性系列或碱性系列火山岩。枕状熔岩广泛发生沸石相－绿片岩相变质作用。沉积岩有硅质岩、硅质板岩、含铁、锰氧化物的棕土和少量硬砂岩。常有岩床、岩墙和不规则侵入体。向下岩墙增多，过渡到岩墙杂岩。岩墙杂岩由许多近平行，紧靠的岩墙或岩床所组成，厚达 1.5km。单个岩墙 0.1～5m。多无冷凝边，表明是在强烈拉张条件下形成，是上覆熔岩的补给通道。原岩是拉斑玄武岩或钙碱性系列玄武岩，普遍遭受绿片岩相－沸石相变质。其下的堆积杂岩是具有层状构造的岩石，有韵律层理。厚 0.5～4km。上部有小而孤立的淡色岩，体积小于堆积杂岩总体积 2%。组成从钠长花岗岩经奥长花岗岩和云英闪长岩到闪长岩。以硅高、铝低至中等，铁、镁低和极低的钾，而区别于大陆同类岩石，被称为大洋斜长花岗岩。中部为层状或块状堆积辉长岩，向上富集斜长石，具有富含橄榄石、辉石的暗色层与富含斜长石的橄长岩、辉长岩和斜长岩互层，岩石的 MgO / (MgO+FeO)值为 0.2～0.8，缺乏橄榄石，有时层状辉长岩发育，厚达 3km，有时仅有块状辉长岩。下部为堆积辉长岩，以出现斜长石，含很高的钙、铝和碱质，较低的 MgO /（MgO+FeO）值，约 0.7～0.8，具有层状构造与下层的变质橄榄岩相区别。主要岩石是含铬铁矿的纯橄岩、异剥橄榄岩和橄榄单斜辉石岩等。

最下部橄榄岩又称变质橄榄岩，相当于除了“根带”橄榄岩（代表大陆地幔的二辉橄榄岩）之外的阿尔卑斯型橄榄岩。主要为方辉橄榄岩和少量纯橄岩，有辉长岩，辉长岩脉穿插。岩石化学稳定，MgO /（MgO＋FeO）平均值 0.85～0.86（纯橄岩），Ni 和 Cr 较高，明显亏损所有不相容元素以及 V、Ti 等，约低一个或几个数量级，K / Rb（200～400）和 Rb / Sr（0.013～0.048）很低，Ni、Co、Cr 高几个数量级，$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 达 0.707～0.727，平均 0.711，比上覆堆积岩和喷出岩（0.7040～0.7065）、洋中脊拉斑玄武岩（0.702～0.704）以及其它大多数深成岩要高，暗示其为熔出玄武岩后的残余地幔。变形组构发育，与上覆岩浆成因堆积岩成构造接触，说明其为地幔的更老部分，由于构造活动迁移，形成蛇绿岩系的底部。

从层序上看，蛇绿岩系完全对应大洋岩石圈的层序，两者的地震波波速也很接近。蛇绿岩系剖面在横向和垂向都有很大变化。再者，蛇绿岩中广泛出现的细碧岩化，也只能在海底扩张中心产生，热液蚀变作用只限于上部约 2～3km 范围内，在具有很高地温梯度（150℃～250℃ / km）的热水循环中发生，这只见于新生的洋壳。

蛇绿岩的氧同位素有明显的变化。在辉长岩之上明显富集 ^{18}O，$\delta^{18}O$＝6.8～12.7‰。这是由于低温下海水－玄武岩交换所造成，玄武岩与水之间的氧同位素分馏在 400℃以下大于 0‰，而在 450℃以上小于 0‰。辉长岩及其下亏损 ^{18}O，$\delta^{18}O$＝3.7～6.2‰。

近年人们逐渐认识到蛇绿岩系形成于不同的环境，包括洋中脊、陆间裂陷槽或小海盆、弧前和弧后盆地。Coleman（1984）把蛇绿岩形成环境分为“高压”和“低压”的岩浆室。洋中脊蛇绿岩为低压的岩浆室，是低压下（0～15km）洋壳拉张产物；岩浆弧蛇绿岩为高压岩浆室蛇绿岩，在洋壳俯冲于洋壳或陆壳之下，在高压（15～45km）状态下岩浆弧区拉张形成的弧前盆地或弧后盆地中产出。

表 3.7　蛇绿岩的分类和主要特征（张旗，1990）

		科迪勒拉型	东地中海型	西地中海型
地幔岩	岩石组合	方辉橄榄岩为主，次为纯橄岩和二辉橄榄岩	方辉橄榄岩为主，次为纯橄岩，二辉橄榄岩较少，时有铬铁矿	二辉橄榄岩为主，次为方辉橄榄岩，纯橄岩极少
	矿物特征			
	橄榄石	F_O 中至高	高	低
	斜方辉石	贫 Al	贫 Al	富 Al
	尖晶石	Cr/(Cr+Al)大，变化也大	大	小
	岩石成分	富 Mg、Cr、Mi 贫 Al、Ca、REE	富 Mg、Cr、Ni 贫 Al、Ca、REE	贫 Mg 富 Al、Ca、HREE
洋壳	超镁铁堆晶岩	少	常见	少
	堆晶岩类型	单斜辉石型	单斜辉石型和斜方辉石型	斜长石型
	岩墙	不发育	发育	不发育
	岩床	发育	不发育	不发育
	玄武岩类型	岛弧拉斑玄武岩为主	岛弧拉斑玄武岩和洋中脊玄武岩为主	洋中脊玄武岩为主
	斜长花岗岩	较多	少	少
	玻安岩	无	常见	无
侵位特征		板块俯冲作为外来体拚贴在大陆边缘，常为构造地块的基底	洋盆闭合时作为热的大洋岩石圈残片仰冲到被动大陆边缘上	同左
形成环境		岛弧、弧间盆地	洋内消减带之上的弧前、弧间和弧后盆地	被动大陆边缘张开的小洋盆
实例		Canyon Mt.(美国)、	Troodos（塞浦路斯）、阿曼、Betts Cove(纽芬兰)、日喀则、丁青	Liguria（意大利）、Trinity（美国加州）、Sarmiento（智利）、双沟、德钦

许多学者讨论蛇绿岩构造环境分类。Nicolas 和 Jackson（1972）把特提斯蛇绿岩分为西地中海和东地中海两类。Nicolas（1980）分为方辉橄榄岩型（HOT）和二辉橄榄岩型（LOT） 两类。都城秋穗（1981）把蛇绿岩系分为三个类型：① 含钙碱性系列和拉斑系列火山岩是未成熟向成熟岛弧过渡环境中形成；② 形成于成熟岛弧的拉斑系列；③ 含拉斑系列和钙碱性系列，代表洋壳、洋岛或其它环境。Pearce（1984）分为洋中脊型和消减带之上的蛇绿岩（SSZ）；Coleman（1984）按侵位特征分为科迪勒拉型和特提斯型；Ishiwatari（1985）按幔源岩石亏损程度把蛇绿岩分为三类；张旗（1990）把蛇绿岩分为三类（表 3.7）。

蛇绿岩系形成于海底扩张环境，但却出露在板块聚合边界上。这种异地侵位的现象是消减带中洋壳仰冲形成的（图 3.17）。这常被认为是鉴别古俯冲带和缝合带的重要标志。蛇绿岩系多出露于显生宙，其前则比较少见。Kusky 等（2001）在中国河北省青龙县发现 2.505Ga 的蛇绿岩系。

图 3.17　阿曼附近板块仰冲示意：a→e（Nicolas，1989）

1.8　大洋中的天然气水化物

大洋中的天然气水化物（gas hydrates）由于涉及新能源和环境的可能影响而倍受重视。天然气水化物，又称笼状（clathrate）水化物，在 19 世纪初被合成。20 世纪 60 年代发现于苏联西伯利亚梅索亚哈气田，70 年代美国北卡罗来纳海岸外的布来克脊首先发现海底甲烷水合物。80 年代以来，用地震反射剖面法或声纳法在世界各陆缘海，从日本到新泽西，我国南沙海槽，以及板块挤压另一板块形成的洋脊，例如，美国俄勒冈岸外的水合物脊相继找到天然气水化物。

对天然气水化物世界总储量的估计结果差异很大，但大多数专家认为，海洋气体水合物蕴藏的碳为地球上所有已知天然气、原油和煤的碳量的 2 倍，估算其总量在 10^{16}kg 以上。1997 年，美国总统委员会发布未来能源研究报告宣称，甲烷水合物是一种潜在的具有极大经济效益的天然气资源。据美国地理调查协会估计，美国水下的甲烷水合物中贮存有高达 200 万亿立方英尺的天然气资源。按现行用量计算，足够全美国使用 2000 年。

图 3.18　已知和推测天然气水化物的世界分布图（Buffett，2000）

园点表示位于海洋沉积物中；三角表示在永久冻土带中

甲烷水合物能源的巨大储量已经使政治家头脑发热，但其利用仍面临严重挑战。由于天然气水化物处于永久冻土带地下 130～2000m 深度，陆缘海海底下 100～1100m，开采难度很大。即便如此，企图能源自给的国家已开始尝试解决其技术难题。2000 年日本在北海道的海边进行试钻。美国、加拿大、印度、南韩和挪威都在开展应用研究。

天然气水化物存在于永久冻土带、陆缘海以及大洋中脊。在西伯利亚、北美洲的永久冻土带，处于地下 130～2000m 深度。陆缘海中已发现近 50 处，一般在海平面下 100～1100m（图 3.18）。

表 3.8　天然气水化物的结构

性质	结构Ⅰ		结构Ⅱ		结构Ｈ	
空洞	小	大	小	大	小	大
描述	5^{12}	$5^{12}6^2$	5^{12}	$5^{12}6^4$	5^{12}	$4^35^66^3$
空洞／单位晶胞	2	6	16	8		
平均空洞半径（nm）	3.95	4.33	3.91	4.73		
水分子／单位晶胞		46		136		

图 3.19　天然气水化物结构Ⅰ小洞（左）和大洞（右）的结构图（Buffett，2000）

天然气水化物呈白，浅黄和黄褐色的冰状固体，是由水形成的晶体，天然气以旅居形式存在于晶体的空洞中。天然气以甲烷为主，可含乙烷，丙烷，异丁烷，二氧化碳和硫化氢。甲烷与水的分子比达 1：5.75，相当于 1m^3 水储存标准状态下 164m^3 的甲烷。甲烷占气体总量 99%以上称甲烷水化物，最为常见（结构Ⅰ）。结构Ⅰ（表 3.8）又分为小洞和大洞两种（图 3.19）。小洞外围由 20 个水分子组成，它们占据五角十二面体的角顶，记为 5^{12}。大洞外围由 24 个水分子组成，除 12 个五角形面外，还有两个六角形面，记为 $5^{12}6^2$。甲烷（99%）－丙烷（5%）为结构Ⅱ，也分为小洞和大洞两种。甲烷—甲基环戊烷为结构 H。结构 H 为六方结构。Udachin 和 Ripmeester（1999）报道存在两种旅居气体时组成的复杂笼状水化物，还给出新的结构类型。

甲烷在大气中存在时间较短——平均 10a。在氧的作用下，甲烷变为 CO_2。通常海水中甲烷含量很低，仅为水体积的 0.045。天然气水化物中的甲烷来自生物成因，热成因和深部成因。大多数实验表明水合物富含 ^{12}C。因为在缺氧环境海底沉积物中，消耗有机物的细菌在其产生的甲烷中分离更多的 ^{12}C。对比之下，火山口释放的甲烷 ^{13}C 更高。

天然气水化物常形成于富有机质的沉积物和油气区，一般处于海平面下一定深度的沉积物孔隙中。其稳定性与天然气中重烃含量、盐度、氮含量有关。在埋藏有天然气水化物的上下部位，天然气水化物由于压力或温度变化转变为海水和天然气。1984 年，Sness 首次从科研潜水艇 Alvin 号上看到含天然气水化物脊，透过舷窗还看到从地壳喷出的水雾和气雾凝结的物质形成的石头柱状物。1998 年，一支德俄联合考察队在鄂霍次克海利用探鱼声纳探测到了一个高达 500m 的甲烷柱状物。

天然气水化物在自然界极不稳定，温度和压力的微小变化将使其吸附和分解，可以放出甲烷，影响全球碳循环，以至造成全球变暖。1998 年夏俄罗斯研究人员在挪威西岸外发现不稳定的水合物

矿床。他们怀疑这与附近 Storrega 海底山崩事件有关。这事件发生在八千年前，约 5600km^3 的沉积物从大陆坡上部向挪威海盆滑动 800km，引起毁灭性的海啸。同一海底附近存在甲烷水合物意味着，由于最近一次冰期之后压力或温度发生变化，不稳定水合物快速分解触发滑动。

研究人员认为，某一区域爆发性甲烷释放就能在短期内使气候发生急剧变化。最后一次冰期，灾难性的甲烷释放可能在几十年内触发温度显著上升。最近发现巴伦支海海底曾发生过灾难性甲烷爆发的证据，出现于最近一次冰期的末期。另外，科学家发现 5500 万年前古新纪末期水合物曾使深海温度猛升 6℃左右，由于温水中含氧量少于冷水，热浪杀死大量深海微型生物，使有孔虫 55％种群消失。有孔虫的尸堆中有一层 25 厘米厚的污泥，是甲烷逸出触发的海底滑坡。碳同位素表明当时海水富 ^{12}C，是甲烷水合物的大量释放的结果，甲烷水合物是轻碳，也是唯一能影响海水同位素水平的物质。

澳大利亚的 Dickens 等（1997a；1997b）计算机模拟甲烷水合物熔融是否能够释放出足够的温室气体，使地球遭受热激（heat shock）。他们假设全球水合物储藏量 8％左右分解，得出低层大气升温 2℃，水和大气中的碳同位素比变化与化石中结果相当。

1.9 洋底古地磁研究

洋底古地磁研究记录洋中脊岩浆活动和大洋增生的历史。它也是板块理论的重要基石。马宗晋等（1998）根据 Cande（1989）编制了第三代全球洋底磁条带图（图 3.20，3.21），以增生区和增生期概念对全球三大洋洋底增生构造进行了划分。揭示了侏罗纪中期至现今的全球洋底增生和演化过程，共分出 49 个增生区和 6 个主要增生期。6 个主要增生期分别开始于 160，137，97，58，36 和 10Ma 左右，每个增生期又有多次活动。洋底增生具有明显的全球同步性。160Ma 左右太平洋和大西洋同时张开。而 137，97 和 58Ma 左右三大洋都同步地突发地大规模增生。三大洋的后期增生对原有增生构造常有明显的改造，表现“X”型裂解、“T”型或“V”型楔入、洋中脊平行跳位等形式。其中太平洋底增生格局最为复杂。在全球洋底增生时，存在着涉及磁条带、洋中脊和转换断裂等空间组合关系的改变。这些增生结构的明显变化，说明全球各增生期的应力场有急剧变化，反映出增生作用的时空分布不均匀性。

图 3.20　太平洋洋底古地磁条带图（马宗晋等，1998）

图 3.21　大西洋和印度洋洋底古地磁条带图（马宗晋等，1998）

2 大陆边缘

大洋岩石圈与大陆岩石圈的结合部位通常叫做大陆边缘。展布于西太平洋的大陆边缘又称为弧沟系或沟弧盆体系。大陆边缘是大陆成长和增生的典型地域，对研究碰撞造山带形成的动力条件和演化历史，探索地震活动和寻找矿产资源都具有重大理论和实际意义。

1885 年，Suess（徐士）将大陆边缘划分为大西洋被动型和太平洋主（活）动型；1972 年许靖华提出地中海活动型陆缘的新见解。太平洋主动型大陆边缘可进一步划分为三种亚型：即科迪勒拉亚型、安第斯亚型和岛弧亚型。这些类型之间可以相互转化。

2.1 海沟

海沟是一个“V”字形的狭长陡峭深渊。海沟一般低于洋底 2～3km。单个海沟长数千公里，宽数十或数百公里，沟底宽不过 10km。图 3.22 是 Zonenshayn 等（1982）给出千岛—堪察加海沟的剖面图。大陆一侧由一系列逆掩断裂、逆断裂和陡坎组成，这些断裂深延于地下，成为贝尼奥夫带的分支。靠大洋一侧较平缓，有正断裂分布。海沟主要分布在太平洋沿岸，尤以西太平洋最多（图 3.23）。大西洋西侧也有些小海沟。海沟的特点是极低的热流值和巨大的重力负异常。

图 3.22　千岛—堪察加海沟构造剖面图（Zonenshayn，1982）

图 3.23　世界主要海沟分布图（格拉斯，1986）

海沟内沉积物主要有两部分：洋壳带来的深海沉积物和原地沉积的浊积岩等碎屑沉积物。海沟中沉积物堆积速度约为深海盆地的 10 倍。但是某些海沟沉积厚度很少超过 1km，因为俯冲带走老的沉积物。例如，马里亚纳海沟轴部在北纬 17°15'到 18°15'之间几乎没有任何沉积物；在海沟内壁也无俯冲板块沉积物造成增生的证据。危地马拉海沟也有类似情况。估算日本海沟在过去 6Ma 年形成的沉积物中，约有 80%被俯冲到深部，只有 20%参与增生作用。

板块俯冲的同时，将引起海沟向陆地推进。估计中新世以来日本海沟大约向陆地推进了 20km。这是在两板块联接较弱的马里亚纳型俯冲方式下进行的。

2.2　滑塌堆积和混杂堆积

海沟的典型沉积物有滑塌堆积（olistostrome）和混杂堆积 (melange)。Flores（1955）在讨论西西里地区第三纪沉积时提出滑塌堆积。定义为由杂乱无序并且混合有不同类型物质，例如石块和泥所组成的沉积物；这种沉积体由水下重力滑动塌落的半流体沉积而形成。它缺乏层理，是夹在正常地层序列之中的透镜体地层单位。滑塌堆积中的滑塌块（olistolith）是水下重力滑落，而搬运来的外来块体，其大小由砾石级到数立方公里。滑塌堆积出现于地形极其陡峭的重力构造发育区。海沟内壁是滑塌堆积出现的良好场所。它也常与深海沉积物、浊积岩和混杂堆积一起出现。

Greenly（1919）提出混杂堆积一词，用来描述威尔士的安哥利塞岛 Mona 杂岩中构造作用产生的杂乱岩石。混杂堆积是指一种含有外来的和原地的、各种大小不同的碎块，并由构造作用嵌入到遭受更大破坏，已经碎裂和普遍遭受剪切作用的韧性基质中的地质体。其特点是由构造作用产生，又叫做构造混杂堆积。混杂堆积发生于俯冲带和碰撞带，尤其是有俯冲杂岩增生的智利型俯冲带。混杂堆积的特点是：不同时代、不同来源、不同种类的岩石相混杂堆积；岩块大小相差悬殊，并且是构造形成；基质普遍遭受剪切作用；以及处于特定的构造变形状态。

海沟中的混杂堆积是消减杂岩（subduction complex）的组成部分。消减杂岩又称增生棱柱体（accretionary prism），它位于海沟的陆侧内壁下。陆侧内壁顶端叫做海沟坡折（trench slope breack），消减杂岩则在海沟坡折的下方增生、增厚、上隆和扩大。所以，海沟坡折又称做构造隆起，或称外弧脊（Outer-arc ridge）。消减杂岩或称俯冲杂岩，是一个由已变形的深海沉积物、海沟沉积物及洋壳碎块等组成的地质体。该地质体是被叠瓦状冲断裂分开的一系列叠覆，并强烈变形的楔状岩片组成的构造岩带，包括有：① 等斜褶皱层系；② 块状岩石构成的冲断岩片；③ 片理化或半片理化的变质构造岩，如蓝闪片岩；④ 混杂堆积。一般从海沟底部向海沟坡折方向，楔状岩片的年代由新变老；但在每一个岩片内部却是由老到新，这都是不断俯冲的结果。

2. 3　消减带

海沟是洋壳向陆壳下俯冲的结果。洋壳携带海洋沉积物经过海沟继续向陆壳下俯冲，进入软流圈中，而逐渐消减，被称为消减带，或称俯冲带、B 型俯冲带（B type subduction）。

世界上最强烈的地震位于消减带的消减洋壳与上覆板块之间的界面上，界面的粗糙度与震级有关（Bilek 和 Ley，1999）。自海沟向大陆方向，地震的震源深度由浅而深。分为浅源（<100km）、中源（100～300km）和深源（＞300km）的地震带。震源深度从几公里到 700km，总体构成一个向大陆倾斜的地震震源带，称为贝尼奥夫（Benioff）带，或称和田（Wadati）——贝尼奥夫带。贝尼奥夫带不是刚性地块之间的深断裂带，而是发生于俯冲洋壳内的震源带。贝尼奥夫带表明俯冲洋壳的大致空间位置，同时说明冷的洋壳俯冲到数百公里深的软流圈之后，在一定程度上能保持较低的温度，其内部可以产生脆性破裂，从而诱发地震（图 3.24）。

各海沟贝尼奥夫带的倾角不尽相同。对环太平洋海沟和印度洋的苏门答腊海沟的统计表明，贝尼奥夫带的倾角θ 与俯冲到达的深度 D 和俯冲作用的强度存在相关关系。一般地说，深度越大，倾

角越陡。速度与倾角的统计表明，随仰冲板块向海沟运动的速度和两板块相对的聚合速度的增加，贝尼奥夫带倾角变缓，两者呈现反相关关系。

图 3.24　板块俯冲带内沿消减板片等温线的剖面图（Park，1988）

根据构造特征，上田诚也等（Uyeda 和 Kanamori，1979）把消减带分为两个类型：智利型和马里亚纳型。智利（秘鲁）型以高应力为特征。大洋和大陆板块互相挤压，形成较缓的俯冲角，平均 25°，深部倾角变陡。板块之间摩擦力强，常有大地震（M＞7.6）。海沟中发育有增生楔，有巨厚沉积，使之深度变小。俯冲时洋壳上部的沉积物被刮去，堆积在前弧上，洋壳产生张断裂，陆壳产生逆断裂，并发育大陆岩浆弧。

马里亚纳型是以低应力为特征。洋壳俯冲，而陆壳后退。两板块之间以张力为主，形成俯冲角很陡，平均约 41°，马里亚纳海沟可达 85°。洋壳在重力拉伸作用下，形成地堑－地垒相间的断陷构造。海沟广泛有俯冲侵蚀现象。海沟陆侧斜坡缺少增生体，陆坡上的大陆基底也被突然截断。上覆板块前缘被切截，贝尼奥夫带上的大洋地壳也遭构造侵蚀，使上部板块前缘和下部板块上部物质全部卷入潜没过程。这类海沟的挤压力小，一般没有大地震发生（图 3.25）。

图 3.25　俯冲作用方式的两个类型（Uyeda，1991）

a 智利型　b 马里亚纳型

消减带特征随时间推移可以发生变化。上田诚也认为，日本海沟在中新世属马里亚纳型，处于下降状态；到上新世转变为智利型。这表现出消减带的升降变化。

在日本、千岛群岛、阿留申、马里亚纳等海沟之下，发现贝尼奥夫带具有双层结构，即呈现两个震源面。双层震源面一般出现在 50～200km 深度内。此外，还有仰冲（图 3.20）和斜向俯冲（Obique subduction）等。

随洋壳的消减，消减带出现高热流和产生熔体。Iwamori（1997）等）讨论其有关模式。消减带板片的升压升温导致一系列化学变化，包括水和挥发分，例如 CO_2 的排放，并积聚在表面，以及各种矿物的相变。这些造成地球物理特征的不均匀性。在消减带的物质循环中，最重要的是水流体和熔体的产生和运移，这造成消减带的火山作用。Iwamori（1998）讨论水在不同温压条件下的反应和熔融行为。

从海底地磁条带可以计算板块俯冲速度，但这对于已消亡板块则无能为力。而根据地幔羽假说，从夏威夷火山链的发展可以计算出库拉板块向日本岛弧的俯冲速度。库拉板块在 100Ma 到 40Ma 前期间以 8 cm / a 速度向 NNW 运动了大约 5000km，形成皇帝海山链。从 40Ma 到今天，再以 9cm / a 的速度向 NW 运动约 3600km，形成夏威夷链。Uyeda 和 Miyashjro（1974）根据上述数据，并假定日本相对于深地幔羽的运动是微小的，认为库拉－太平洋中脊约在 90～80Ma 前（晚白垩纪）沉入日本东南侧的海沟中，之后约有 6200km 的太平洋板块俯冲于该海沟之下。俯冲速度可能达 16 cm / a 或更高。这导致靠近海沟的由三波川高压变质带和领家低压变质带组成的双变质带形成。 库拉板块的迅速俯冲，以及洋中脊的下沉，可能造成日本以西的弧后扩张，在白垩纪产生日本海。至今日本海仍显示高热流值。但它的值太高，不能仅归结为白垩纪的残余热，可能还包括俯冲产生的热量。

板块理论认为，地壳物质随俯冲进入地幔，其中部分沉积物转变为岛弧岩浆返到地壳，另一些沉积物再循环进入深部地幔。但是，沉积物是否参与俯冲，又进入岛弧岩浆存在争论。近年，宇宙成因同位素 ^{10}Be，以及铍、硼元素对此提供了可靠的证据。

^{10}Be 浓度在最上部海洋沉积物中较高，约 5000×10^{6} 原子 / g，^{10}Be / ^{9}Be 原子比平均为 5000×10^{-11}，远高于产于洋中脊、岛弧和活动大陆裂谷的幔源岩浆的 ^{10}Be 浓度（低于 1×10^{6} 原子 / g），

和 $^{10}Be/^{9}Be$ 原子比（低于 5×10^{-11}）。^{9}Be 浓度变化很小，在玄武岩、海洋沉积物和陆壳中的浓度约为（0.3～1.5）$\times10^{-6}$。由于 ^{10}Be 半衰期较短，在岛弧熔岩中测出高 ^{10}Be 浓度，即（1～24）$\times10^{6}$ 原子 / g 和高 $^{10}Be/^{9}Be$ 值，即（1～81）$\times10^{-11}$，指示其近期有年轻沉积物组分合并进入熔岩，而与俯冲作用无关的火山岩中 ^{10}Be 浓度均在 1×10^{6} 原子 / g 以下。

硼与 ^{10}Be 相似，同样强烈富集在海洋沉积物中。在海水中，硼的浓度达 4.6×10^{-11}。在沉积物中硼的浓度为（50～150）$\times10^{-6}$，明显高于 MORB 和岛弧玄武岩，约（1～3）$\times10^{-6}$。硼强烈富集在俯冲洋壳的蚀变部分，浓度约为（10～300）$\times10^{-6}$，并取决于蚀变程度。岛弧熔岩的硼浓度一般高于其它构造背景下的岩浆岩。

图 3.26 表示来自不同地区火山岩样品中 ^{10}Be / Be 与 B / Be 值之间的关系。它表明样品结果不是俯冲的海洋沉积物和地幔的简单叠加，而是以不同方式分离 B 与 ^{10}Be。这种分离不是沉积物熔融所造成，因为这两个元素在熔融时行为相似。另外，来自深部俯冲带的熔岩也含有 ^{10}Be，指示沉积物已进入地幔深部。另一个能够引起岛弧熔岩高 ^{10}Be 浓度的机理是近地表的沉积物混染作用。这个过程可以在 $^{10}Be/^{9}Be$ 值与 ^{10}Be 浓度图解上区分出来。

图 3.26　不同地区火山岩的 ^{10}Be / Be 与 B / Be 值之间的关系（实线）（郑永飞，1999a）

起源于地幔的火山物质的数据点处于左下方的方框内，具有极低的 ^{10}Be 和 B 浓度；与俯冲有关物质的典型特征是由部分火山熔岩－海洋沉积物（左上方框，高 ^{10}Be 浓度）与洋壳加海水（右下区，高 B）组成，进入熔岩内的与俯冲有关的实际成分应落在虚线上；CA：中美洲；Ku：千岛群岛；NB：新不列颠

上述图解只适用于年轻沉积物，对于大于 6Ma 沉积物的俯冲，必须利用微量元素或长半衰期同位素。Hawkesworth 等（1993）发现，存在 Ce / Yb 值明显不同的两类岛弧岩系，其中具高 Ce / Yb 值的岩系具有较高的不相容元素含量、较大的锶、钕同位素比值范围和较高的 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值，在 Pb-Pb 同位素图上具有较陡的斜率，这些特征都应归因于俯冲的海洋沉积物的熔融。但在利用锶、钕、铅等同位素讨论岩浆成因时，必须考虑陆壳物质的混染影响。

Andean 大陆研究计划工作组（1999）用地震反射法证实 Andean 消减带进入地幔。一般认为，消减洋壳随升压和升温脱水，在上复地幔楔的底部形成含水矿物，例如，蛇纹石、滑石、闪石、绿泥石和金云母等。根据蛇纹岩的低波速和较高 Poisson 比，Kamiya 和 Kobayashi（2000）地震拓扑法和 Poisson 比确定蛇纹岩化地幔楔的存在。Davis（1999）报道在消减带中深部出现岩浆作用。

尽管已经证实陆壳存在再循环，但对陆壳物质进入地幔后又返回陆壳的比例并不清楚，5%沉积物的加入完全可以解释目前所见的岛弧及板内岩浆岩的地球化学特点，假如果真如此，则进入地幔的陆壳物质只有很小一部分再循环返回陆壳，而大部分则参与地球内部的地球化学循环。

2.4　岛弧

岛弧和海沟一样是主动大陆边缘中主要的地质单元。两者在成因上互有联系，都与板块俯冲有关，故称为弧沟系。岛弧距海沟约 150～300km。沿海沟、消减带陆续显现弧前盆地（forearc basin）、岛弧和弧后区。

弧前盆地或称弧沟间隙（arc-trench gap），是位于海沟和岛弧之间的地段。宽 50～250km，一般 100～150km。它可处于不同的地貌单元，如大陆架或大陆坡。弧前盆地的基底可以是陆壳、过渡性地壳和洋壳。沉积物常与消减杂岩呈不整合接触或构造接触，出现增生楔。沉积相变化很大，包括三角洲相、滨岸相和海底浊积相等。沉积物主要来自岩浆弧，以碎屑为主。日本东北弧前盆地自晚第三纪以来沉积近 3000m，局部达 6000m。古代弧间盆地的总厚度可达 5～12km。

在海沟外壁，俯冲大洋板块变形造成一系列地堑和地垒，形成粗糙的锯齿状表面，则俯冲会剥蚀仰冲板块前缘的底面，把底部沉积物带入俯冲带，出现构造侵蚀。这时，板块俯冲很少发育增生楔，岛弧将毗邻海沟，而不出现弧前盆地。

岛弧是大陆外缘呈链状分布的一连串弧形岛屿。岛弧是凸面向着海沟的海底山脉，峰顶露出海

面。岛弧一般具有大致平行的二列和三列同心弧状构造。外弧（frontal arc）为增生弧，无花岗岩类分布，属低温变质带；外弧和中央弧之间形成弧间盆地；中央弧有花岗岩侵入。内弧由一系列火山岛组成，为钙碱性火山岩，属高温变质带。火山岛除平行岛弧分布外，还垂直弧形分布。

岛弧热流值高达 83.7～146.4mW / m^2。从火山弧前缘开始，热流值急剧上升。海沟陆侧斜坡和外弧为重力负异常，而内弧为重力正异常。地震活动从海沟侧斜坡的浅源地震，向岛弧方面地震强度增大，深度也增加。岛弧具有陆壳的双重结构，地壳厚度 30km 左右，而邻近的海沟和边缘海盆地壳厚度仅 10km 左右。

图 3.27　　消减带导致部分熔融形成岩浆活动的模式（Ringwood，1990）

岛弧常发育有复杂的岩浆活动，故又称岩浆弧或火山弧（图 3.27）。岛弧岩浆的特征是了解地幔演化的关键，它们表述不同类型的地壳物质返回深部地幔，并进行再循环的过程。

表 3.9　　不同构造背景中拉斑系列火山岩成分（%）（Miyashiro，1974）

	岛弧拉斑系列	洋中脊拉斑系列	洋岛拉斑系列
FeO / MgO	1～7	0·8～2·1	0·5～2·5
SiO_2	46～76	47～51	45～65
FeO	6～16	6～14	8～16
Na_2O	1·1～3·6	1·7～3·3	0·7～4·5
K_2O	0·1～2·0	0·07～0·40	0·06～2·0
TiO_2	0·3～2·0	0·7～2·3	0·2～5·0

岛弧有四个主要岩石系列：低钾拉斑玄武岩系列、钙碱性系列（包括高铝玄武岩）、高钾钙碱性系列和碱性系列或橄榄安粗岩系列。每个系列都包括玄武岩到流纹岩。岛弧拉斑玄武岩系列中，岛弧拉斑玄武岩占 70%，安山岩约占 25%，并有少量英安岩。它与洋中脊拉斑玄武岩系列的主要区别是：成分变化范围较宽（表 3.9），铁镁比和 SiO_2 高（众数 53%），K、Rb、Sr、Ba 较高，Ni、Cr 低，稀土元素丰度较低，^{87}Sr / ^{86}Sr 较高（0.7035～0.7060）。这些岩石与裂谷带同类岩石相比，以低钛和高铝来区分。

岛弧火山活动以爆裂喷发为主，而 MORB 和 OIB 主为喷溢作用。所以，岛弧火山岩中碎屑物占火山岩体积的 80%以上（表 3.10）。这是岛弧火山岩的重要判别标志。另外，由火山岩屑等构成的厚层杂砂岩和泥岩等常与火山岩互层，以及大量中酸性深成岩侵入，也是重要识别标志。

表 3.10　　不同构造背景下火山岩中碎屑物质体积百分含量的比较（刘肇昌，1985）

	陆缘弧	岛弧	洋中脊	洋岛
拉斑系列		90[1)]	3～6	39[3)]
钙碱性系列	90～99	85～98		
碱性系列		83[2)]		20[4)]
总状况	90～99	83～98	3～6	1[5)] ～39

1）马里亚纳，2）希腊，3）冰岛，4）加那利群岛，5）夏威夷

与 MORB 相比，岛弧玄武岩富 Sr、K、Ba，而 Nb 低。岛弧玄武岩选择性地富集离子电动势低的不相容元素；例如，Sr、K、Rb 和 Ba，而 Th 则不一定；离子电动势高的不相容元素，诸如，Ta、Nb、Ce、P、Zr、Hf、Sm、Ti、Y、Tb、Sc 和 Cr 含量较低。岩浆弧中轻稀土元素富集或略富集，其中拉斑玄武岩亏损轻稀土元素，钙碱性系列玄武岩富集轻稀土元素。

Dewey（1980）研究表明，在消减带的不同角度下，火山前沿都处于下降板片之上 100km。这说明为压力所触发的板片脱水作用是岛弧岩浆作用的中心环节。岛弧玄武岩（IAB）的岩石学反对

由消减洋壳熔化的观点，因为这要求近于 100％熔融。IAB 主要产生于复盖在消减带上的“地幔楔”的熔融。“地幔楔”系指消减带之上的地幔楔状体。因此，岛弧玄武岩的地球化学中心问题是确定来自板片和消减沉积物中的信息和来自地幔楔中产生的信息。McCulloch 和 Gamble（1991）讨论消减带岩浆的地球化学和地球动力学约束。

通过俯冲进入到地幔的沉积物，在部分熔融时，把特征同位素标记到熔体中，这称为源区混染。地幔岩浆上升过程中同化地壳物质，称为高位地壳混染。岛弧玄武岩相对 MORB 有高水平的 $^{87}Sr/^{86}Sr$。然而，锶同位素不足以判别其成因。Caribbran 的 Lesser Antilles 弧中的 Grenada 火山在 Sr-Nd 同位素图上处于地幔相关线的右侧，Hawkesworth 等（1979b）认为这反映不均匀地幔楔受到板片的锶污染。Davidson（1987）揭示 Martinique 熔岩 Sr 同位素比、氧同位素比和 SiO_2 含量之间的相关。这表明上升岩浆有地壳污染。

相反，Lesser Antilles 弧的 Pb 同位素数据显示它们是 MORB 和沉积物的中间产物，而没有来自地壳内岩浆污染。White 和 Dupre 测出，在 Lesser Antilles 消减带前锋向南大西洋洋底沉积物 Pb 同位素比增加，认为弧岩浆内有消减沉积物组分存在。这模式为 Pb 和 Nd 的同位素数据的协变所支持。这样，用 MORB 源区和大西洋沉积物的模式可以解释其 Pb-Nd 同位素特征。虽然，某些弧火山中的轻 REE 太高，用两组分混合模式难以解释。然而，White 和 Dupre（1986）认为，Pb 同位素证据的重要性超过微量元素。并且提出，非常陡 REE 轮廓线是石榴子石参与熔融过程的特征。

目前大多数工作者接受对于沉积物卷入 IAB 成因时 Pb 同位素证据的重要意义。例如，Ben Othman 等（1989）观察到在西 Sunda 弧和洋底沉积物之间 Pb 同位素系统完全匹配关系。McDermott 等（1993）北 Luxon（菲律宾）弧与南中国海沉积物的相关给出进一步证据。

Hemond（1986）发现消减带岩浆在 U-Th 等时线图上显示近于平衡线的散布簇（图 3.28a），和远离平衡线 Th-Sr 同位素地幔阵列（图 3.28b）。Gill 和 Williams（1990）等也有类似的发现。Th-Sr 系统的不相干行为（图 3.28b）暗示在消减带中有比洋中脊和地幔羽更复杂的过程。在 U-Th 等时线图上（图 3.28a）大陆弧趋向处于平衡线 U 亏损一侧，而大洋弧处于 U 富集一侧。早已知道在岛弧拉斑玄武岩系列中有高的元素 U／Th 值，故其数据处于平衡线的右侧。这在亏损 LIL 弧，例如 Marianas 和 Tonga 最清楚，在弧后火山表现较弱或缺失。图 3.30 平衡线右侧的点反映在岩浆侵入前有短时间 U－Th 分馏。在这过程中板片导致流体作用的证据来自 Ande 南部火山带 $^{10}Be/^{9}Be$ 与 $^{238}U/^{230}Th$ 相关。^{10}Be 仅能以洋底沉积物消减的方式进入弧岩浆熔融带。所以，这说明弧岩浆的铀富集上述地区，可以解释为从消减板片进入地幔楔之上的熔融带的 U 交代作用。

图 3.28　有关消减带火山的同位素数据（Condomines 等，1988）

a　U-Th 等时线图；b　Th-Sr 同位素图；Al：Aleutians；Ar：Arenal；EC：El Cgichon；Eo：Eolian arc；Et：Etna；K：Krakatoa；Me：Merapi；MP：Mt. .Pelee；N：Nyiragongo；Pa：Pariculin；P：Poas；Po：Popocatepell；SH：Mt. St. Helens；SV：St. Vincent；Ve：Vesuvius；Vi：Vincent

如果上覆地幔楔亏损，板片能导致铀流动。在更富集地幔楔的弧内，铀流动可能干扰正常部分熔融过程中 U 和 Th 活动。所以，在富集地幔岩石圈之下的大陆弧趋向于显示近于板内玄武岩的 U／Th 行为，在 $^{238}U/^{230}Th$ 对总钍含量的图上，这些强 U／Th 富集的弧显示低总钍含量的特征。在 U／Th 等时线图上消减带岩浆的第二个特征是某些弧延伸到富 ^{232}Th 组分的趋向。由于这些组合靠近平衡线，它表明 U／Th 分馏事件相对古老。

在消减中锇的行为对锇的地幔演化有重要意义。然而，弧火山的锇同位素分析是困难的，因为它们的锇含量非常低，小于 10×10^{-12}。Brandon 等（1996）分析弧熔岩中的二辉橄榄岩和方辉橄榄岩俘体。这些俘体含锇（0.1～2.1）$\times10^{-9}$，并确认是上复于消减带的地幔楔样品，其范围从近于深成橄榄岩最小范围到最大 $^{187}Os/^{188}Os$ 值 0.134（187／188＝1.12）。Os 和 Nd 同位素比显示宽的负相关，这可以解释为 80～95％玄武岩与 5～20％沉积物导致消减带组分的 5～15％亏损上地幔混合。

自海沟向大陆方向，岩浆岩呈现明显的时空分带性，不仅喷出体积和活动规模减小，而且岩石成分有规律地变化，依次出现拉斑系列、钙碱性系列和碱性系列。Gill（1974）总结了岛弧火山岩的成分变化，指出从岛弧的大洋侧向陆侧，Fe、重稀土元素和 Na / K 值减少，K、Rb、Ba、Cs、Pb、U、Yb、轻稀土元素、Th / U、Rb / Sr、La / Yb、$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 逐渐增加。特别是在同等的 SiO_2 含量下， Na_2O+K_2O 量（尤其是 K_2O）以及 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 值逐渐增加。这就是著名的“成分极性”，可以指示俯冲带倾斜的方向。成分极性中最有指示意义的是钾。在岛弧火山岩中，钾属于不相容元素，一般随 SiO_2 的增加而增大。当 SiO_2 含量一定时，K_2O 随俯冲带深度 h 增加。K 与 h 存在正相关。看来，钾含量受源岩、部分熔融、深度和分异所制约。

Sumino 等（2000）报道日本岛弧 Takashima 玄武岩具有不同的地球化学特征，Ta、Nb 和 Ti 低亏损，纯橄岩俘体中橄榄石有高达 $8R_A$ 的 $^3He / ^4He$ 值。这说明火山有地幔羽的贡献。

岛弧岩浆上升到浅部的速度与地壳厚度有关，这也涉及岛弧岩浆的演化。Wilson（1989）提出，岛弧发育早期地壳厚度不大岩浆可以顺利喷出；随地壳厚度增加，达 20～25km 时，成为密度过滤器，阻碍原始岩浆上升，使其滞留于高位岩浆室发生低压结晶分异，形成密度低，并容易上升到地表的安山岩岩浆。因此，不成熟岛弧以玄武岩为主，成熟岛弧则以安山岩为主。

根据演化和地壳厚度可以区分出四类岛弧：初始水下弧：例如汤加弧，洋壳厚度仅 12km，均为拉斑玄武岩；未成熟岛弧：例如，科马德克、马里亚纳等，厚度 12～21km 洋壳或准洋壳，主要是拉斑玄武岩、钙碱性系列仅占 12～32%；成熟岛弧：例如，东北日本、南、北千岛群岛等，厚度为 18～30km 准陆壳或陆壳，拉斑系列和钙碱性系列数量近于相等，偶有少量碱性系列岩石；陆缘弧：例如，安第斯，具有 30～70km 的厚陆壳，钙碱性系列占火山岩的绝大部分，约有 82～95%，有少量拉斑系列、偶有碱性系列。所以，岩浆弧中钙碱性系列比例的增加，反映岩浆弧地壳由薄而厚，由洋壳到陆壳，弧体积由小到大的方向，表明岩浆弧成熟的程度。

岛弧另一个重要特征是双变质带的出现。双变质带是由变质时代接近的两条在空间上平行的弧状高压相带和低压相带组成的区域变质带。每带均可以包括中压相带。这是板块俯冲的重要特征之一。高压相带位于海沟附近，低压相带则沿岩浆弧展布（图 3.29）。

高压相带的特点是常有蓝闪片岩相。其中含蓝闪石，硬玉和多硅白云母等（表 3·11）。实验表明，蓝闪片岩形成于 25km 深度（0.5～0.7MPa），而温度低于 250～400°C。超过 400°C 蓝闪石就遭到破坏。根据 Ernst（1985）统计，绝大多数蓝闪片岩发生在 200Ma 以后，在矿物组合上有时代演化的差异。含绿帘石的蓝闪片岩时代比较分散，从老到早都有出现，含硬柱石的蓝闪片岩则主要出现在 400Ma 以后；含文石或硬玉、石英的蓝闪片岩则小于 150Ma。这说明时代愈新，蓝闪片岩矿物组合反映的压力愈高，换句话说，可能地温梯度愈来愈低。

图 3.29　日本的三对区域变质带（都城秋穗，1986）

a 飞騨低压变质带和三郡高压变质带（二叠纪－侏罗纪）；b 领家低压变质带和三波川高压变质带（侏罗纪－白垩纪）；c 日高低压变质带和神居古潭高压变质带（第三纪）

低压相带是由岩浆弧的火山岩系和沉积岩区域变质而成。浅部为高温低压变质，形成红柱石－矽线石型的绿片岩－蓝闪片岩。深处可以出现高温高压变质，诸如，蓝晶石－夕线石型， 绿片岩－蓝闪片岩－麻粒岩，甚至熔融形成混合片麻岩或花岗岩。

双变质带还有下列特征：① 高和低变质带间常有大断裂或未变质的同期沉积带；② 变质带的结构：高压相带不对称，变质温度向陆侧增加，变质重结晶年龄和沉积物年龄向陆侧变老；低压相带与热轴对称；③ 高压相带常伴有蛇绿岩系、低压相带伴有花岗岩和安山岩，花岗岩侵位于晚期和变质结束之后，例如日本领家花岗岩比区域变质晚 50～70Ma 年；④ 高压相带内沉积岩一般比低压相带年轻；⑤ 变质时代两带可以大致相当，或高压相带在前。

表 3.11　区域变质作用类型和相系（都城秋穗，1986）

压力类型	特征矿物	常见矿物	常见变质相系	岩　浆　活　动
低压相	红柱石	黑云母 堇青石 十字石 夕线石	绿片岩相→角闪岩相 →麻粒岩相	大规模的花岗岩，有时有安山岩和流纹岩，含少量地槽系列的基性到酸性火山岩
中压相	含蓝晶石 无蓝闪石	黑云母 铁铝榴石 十字石 夕线石	绿片岩相→绿帘角闪岩相→ 角闪岩相→麻粒岩相	含蛇绿岩和花岗岩
高压相	蓝闪石 硬　玉 硬柱石	铁铝榴石 蓝绿钠石 黑硬绿泥石	蓝闪片岩相→绿帘角闪岩相 蓝闪片岩相→绿片岩相 葡萄石－绿纤石相→蓝闪片岩相	大规模的超基性到基性的蛇绿岩，经常缺少花岗岩

2.5　边缘海盆

在岛弧与大陆边缘之间，有一种特殊的岛弧出现，它叫做残弧（remnant arc）或内弧。残弧与岛弧之间的盆地叫做弧间盆地（inter-arc basin）或活动边缘海盆地（active marginal basin）。而残弧与大陆之间的盆地叫做不活动的边缘海盆地（inactive marginal basin）。当没有残弧时，岛弧与大陆之间的盆地统称边缘海盆地（maginal basin），或弧后盆地（back-arc basin）。其基底为洋壳。如果出现基底为陆壳的盆地则称为弧后前陆海盆地，或弧退盆地（retro-arc basin），以强调该盆地的形成与岩浆弧向大陆的逆冲后退有关。

弧间盆地水深约 2000～2500m。具有极高的热流值。沉积物主要来自岩浆弧的火山碎屑浊积岩，以及生物软泥。深海钻探表明，盆地基底常是玄武岩的枕状岩流或岩床与沉积物互层。玄武岩有大洋拉斑玄武岩，也有岛弧玄武岩。

残弧是岩浆弧分离出去的残留地质体。而位于岩浆弧和残弧之间的弧间盆地，由于盆地内普遍存在着海底扩张，考虑残弧和岩浆弧岩系相当，因此被认为是由弧前盆地扩张形成。这种扩张作用，可以使洋内弧或陆缘弧分裂。例如，马里亚纳弧以西的一系列残弧和弧间盆地。

边缘海盆位于大陆与岛弧和残弧之间，以略厚（小于 20km）的洋壳基底为特征。也有的是从陆缘岩浆弧分离而形成。它与弧间海盆本质上没有很大区别。因此，广义的边缘海盆包括弧间盆地。日本海是典型的边缘海盆。其地层剖面如下：洋层Ⅰ为中新统—更新统的松散沉积物，厚 0.52km；洋层Ⅱ为沉积岩和火山岩，厚 1.7～2km；洋层Ⅲ为玄武岩质辉长岩，厚 10～16km。总地层平均厚度为 20km，东部最薄处约 9～11km。Okamura 等（1998）用 Pb`Sr 和 Nd 同位素给出日本海从消减带火山岩到大陆裂谷火山岩转变，即日本海张开时间为 55Ma，其岩浆活动从前寒武纪次大陆上地幔源区 EM1 拉斑玄武岩改变为软流圈源区的近于 OIB 的碱性玄武岩。

边缘海盆火山岩从拉斑质到偏碱性玄武岩。有时发育玻质古铜安山岩系列，特点是 SiO_2、MgO 高，反映原始岩浆特征。拉斑玄武岩岩石化学与 MORB 基本相同。与 N 型中脊玄武岩相比，相对富集低价大阳离子元素，更近于洋岛玄武岩。特点为 K、Rb、Ba、Sr、K / Rb、Zr / Nd 值较低，而 Rb / Sr 值较高。稀土元素配分基本呈水平直线型，与岛弧相近，但无微弱的 Eu 异常，不同于 MORB。$^{143}Nd / ^{144}Nd$ 值与岛弧类似，处于中脊玄武岩下限。$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 值较低。

边缘海盆岩浆活动的时空变化有一定的规律性。扩张前裂谷早期，喷出玄武岩类似某些岛弧玄武岩，其性质决定于岛弧成熟度。在有橄榄安粗岩的成熟岛弧后侧，例如，地中海晚白垩世至早第三纪的古弧后盆地，发育碱性和偏碱性钾质玄武岩。在正常安山岩占优势的岛弧后面，出现偏碱性玄武岩到岛弧拉斑玄武岩，例如，新赫布里底群岛；在未成熟岛弧的后侧，例如，劳·哈佛海盆、帕里西维拉海盆和马里亚纳海盆，出现的玄武岩比较接近 MORB。

根据地中海第勒尼安海和西太平洋边缘海盆资料，扩张开始时轴部玄武岩中 K 大离子亲石元素和轻稀土元素含量急剧降低，Cr 和 Ni 趋于上升，逐步接近 MORB。这一过程还与扩张强度有关，扩张不大则具有岛弧特征；扩张强烈时则接近 MORB。然而，在扩张强烈时它与 MORB 仍有微小

差异，边缘海玄武岩 TiO_2 偏低，$^{87}Sr/^{86}Sr$、初始值、大离子亲石元素和轻稀土元素含量偏高，近于OIB。

边缘海盆火山岩空间上存在着侧向分带性，例如里海在始新世中期扩张最强，低钾玄武岩见于轴部，高钾玄武岩在其南北两侧。其它边缘海具有类似特征。说明从盆地边缘向轴部，和大离子亲石元素含量递减，岩石更近于 MORB。

边缘海盆的岩浆可能与 MORB 来源相近。但在盆地张裂初期，岛弧和俯冲板片的流体对岩浆形成有较大影响，随盆地的扩张，影响逐渐减少。玻质古铜安山岩产生于岛弧火山活动停止，弧后扩张刚开始时，是边缘海岩浆活动的最早代表。其源岩可能是大洋岩石圈中强烈亏损的方辉橄榄岩，形成岩浆前并受富和流体的交代。

边缘海盆热流值较高。例如，南海海盆平均热流值达到 75.3mW / m^2，而苏禄海、苏拉维西海的平均热流值 83.7mW / m^2。边缘海盆一般具有对称的地磁异常条带，属初期扩张的海盆。边缘海盆内浅源地震很少，多为深源地震。

现代的边缘海盆主要分布在西太平洋，包括白令海、鄂霍茨科海、日本海、南海、西菲律宾海、苏禄海等。水深可达 3000m 或更深。在靠大陆一侧是冒地槽型沉积，靠岩浆弧一侧是优地槽型沉积。盆地中浊积沉积发育，被称为为日本海型复理石。边缘海盆中断块构造控制了沉积相。

边缘海盆的形成机制有多种认识：① 俯冲块片诱发地幔上涌，产生弧后扩张或海洋壳增生；② 大陆地壳之下底侵作用，导致伸展和沉陷作用；③ 弧后仰冲板块向陆运移，产生伸展作用；④ 岛弧由于软流圈流动导致海沟向大洋滚动和岛弧向洋运移，产生微型扩张；⑤ 转换断层的走滑和渗漏，形成走滑拉分型边缘海盆地；⑥ 由于年龄较青的大洋岩石圈俯冲潜没，导致年龄较老的大洋岩石圈被圈捕；⑦ 洋中脊迁移和俯冲潜没，导致弧后次生扩张。

2.6 沟弧盆体系

由洋壳俯冲形成的海沟-岛弧-弧后盆地复合体系，简称沟弧盆体系（图 3.30），是当代全球构造研究注目的地区。

图 3.30　陆缘弧沟系和洋内弧沟系的主要构造单元（Dickinson，1974）

Dickinson 和 Seely（1979）把弧沟系分为陆缘弧沟系和洋内弧沟系。前者是大洋板块俯冲到大陆板块之下，岛弧和弧后区都是陆壳，弧后区为陆地或浅海，弧后应力是挤压或中性的（例如安第斯）。后者是大洋板块俯冲到另一个大洋板块之下，弧后区为洋壳，岛弧地壳是过渡型的。上田诚也等（Uyeda 和 Kanamori，1979；Uyeda，1982）联系俯冲方式，对弧进行分类（表 3.12）。

表 3.12　弧的分类（Uyeda，1982）

分类				应力状态	典型实例
弧	大陆弧（无弧后盆地）			挤压（或中性）	秘鲁－智利、阿拉斯加
	岛弧（有弧后盆地）	弧后区不活动	被迫不活动的弧后区	挤压（或中性）	千岛群岛、日本、四国、帕里西维拉盆地
			被圈闭的弧后区	挤压（或中性）	白令海
		弧后区活动	扩张着的弧后区	拉伸	马里亚纳海槽、斯科舍海、拉乌盆地
			张开的转换断裂	拉伸	安达曼海

沟弧盆体系的形成联系着 B 型俯冲作用。上田诚也（Uyeda，1984）认为 B 型俯冲作用有二种类型。高应力智利型俯冲和低应力马里亚纳型俯冲。B 型俯冲特征可以用三种解释来加以阐明：① 它

们反映 B 型俯冲边界的不同演化阶段，并与板块俯冲的速度有关，开始为智利型，后来转化为马里亚纳型。② 在某些情况下，俯冲板块的地质年龄可以约束俯冲样式，如果是地质年龄较年青的大洋板块，致密程度较低，则以智利型俯冲样式为主；反之，则以马里亚纳型俯冲样式为主。③ 仰冲板块运动方向也可以影响板块俯冲样式和类型。如果仰冲板块向海沟方向运动，则发育智利型俯冲，产生比较浅的海沟、弧前增生楔和冲断裂带。反之，如果仰冲板块向后退，则发育马里亚纳型俯冲样式，出现裸露的海沟壁和深海沟。冲断裂带发育较弱，甚至很少发育。

第二节　　大陆板块和大陆岩石圈

板块构造理论研究中最重要的成绩就是认识到大洋板块和大陆板块的本质区别。时至今日，板块构造理论对大洋的了解程度仍然远远超过大陆。大洋岩石圈只有四层，总厚度约 10km，其下是软流圈。大洋板块从洋中脊处生成，到海沟俯冲消亡，最老的洋壳年代不超过二亿年。而大陆板块厚度在 200km 以上，其中最老的地质年代可达 42 亿年，能给出漫长地球历史的大部分记录。

大洋板块是薄而厚度比较均匀的拉斑玄武岩层和下部的橄榄岩。而大陆板块是厚而极不均匀的从酸性岩、基性岩到超基性岩组成的火成岩、变质岩和沉积岩。大洋和大陆板块的形成基本上都是构造活动和岩浆作用的结果。通过岩浆作用，地幔中原始的密度较大的岩石部分熔融，产生密度较小的流体，后者又发生分异，并向上运移，进一步聚集到近地表部位，最先生成的是玄武岩，就是大洋板块的基本组成。而部分熔融的残留物组成大洋板块岩石圈下部的橄榄岩。

大陆板块中最重要的是酸性岩，特别是花岗岩和流纹岩。一百多年来花岗岩的成因一直吸引着人们。研究表明，花岗岩浆不是来自地幔橄榄岩的部分熔融。地壳深熔作用显然是大部分花岗岩和流纹岩岩浆生成的机制。事实上花岗岩岩浆的形成、运移和侵位是大陆生长的基本过程。花岗岩质的地壳由于浮力太大，难以被俯冲作用再循环到地幔中。这显示地球内部物质向地表的单向运移。问题是大陆下面的岩石圈地幔有助于这个过程进行吗？一个重大的矛盾是，陆核从地幔中生长的现代类似物是大洋中的岛弧、海底高原和洋岛形式。而在这些情况下侵入到地壳的岩浆却常常是玄武岩质的，不是偏中性岩浆。

大陆岩石圈向下延伸状况尚不清楚。很多大陆地区，在地壳下的地幔牢固地贴在大陆上，构成大陆根。北美大陆根在横波层析成像分析中显示得很清楚，达 200～300km 以下的深度。

1　　裂谷

“裂谷”一词由英国格雷戈尔于上世纪末在描述东非裂谷时首先使用。裂谷是地表最主要的构造活动带之一，它指沿大致平行断裂发育的凹陷地形，常伴有火山和地震作用。Burke（1980）把裂谷定义为“整个岩石圈厚度在拉张中破裂的狭长凹陷”。

在构造上裂谷显现为一系列地堑，中心沉降，两侧隆起，下部岩石圈减薄，反映了岩石圈的强烈拉张。地球物理测定表明，裂谷深部特点是莫霍面的隆起和地壳变薄。

Sengor 和 Burke（1978）把裂谷分为主动裂谷（active rift）和被动裂谷（passive rift）两种类型（图 3.31）。Sengor 和 Burke（1978）提出主动裂谷作用（active rifting）是由于软流圈物质上涌和热流上升，发生对流减薄，出现了隆起穹窿和地壳拉张。其机制为：隆起作用→火山作用→裂谷作用。例如，东非裂谷。Baker 和 Morgan（1981）提出的由于岩石圈相互作用的差异应力引起拉张断裂，使软流圈被动上涌，出现被动裂谷作用（passive rifting）。其机制为：构造拉张断裂→隆起作用→火山作用。这一机制隆起幅度小，岩浆岩体积小。例如，贝加尔湖裂谷。但是实际上，即使是贝加尔湖裂谷，Logatchev 和 Zorin（1992）认为，它与软流圈物质上涌的底侵作用有关。

图 3.31　　两种裂谷作用形成模式（Park，1988）

a 主动裂谷作用；b 被动裂谷作用

近年，人们怀疑这种分类的正确性，提出火山和穹窿不是裂谷的驱动力，而是岩石圈拉张的结果。Khain（1992）认为主动和被动机制似乎密切相关，交替发挥作用。裂谷初期被动为主，晚期则以主动机制为动力。

Самойлов等（1993）根据地球动力学状态，将大陆裂谷分为四个类型：东非型板内裂谷；东墨西哥型活动边缘的后方裂谷；内华达型活动陆缘裂谷和贝加尔湖型大陆碰撞带裂谷。杨巍然等（1995）提出 5 个类型：东非型陆内裂谷；中、西非型被动大陆边缘裂谷；东亚型（或东墨西哥型）活动边缘后方裂谷；南亚型大陆碰撞带邻区裂谷和内华达型后造山拉张裂谷。

从地球动力学、地球物理、地质作用和热机制等方面，可以把裂谷分为两类：一类是大陆板块内部裂谷。它在热物理模式上类似于大洋中脊，但处于大陆板块内部，更加复杂，且活动较弱。另一种是板块边缘裂谷，它形成的特点是常常与俯冲带有关。看来，这是板块运动的次一级热效应。

1.1 大陆内部裂谷

属于此类型的有新生代的东非裂谷和南极洲裂谷。更早的有克拉半岛、西伯利亚地台北部和南部、加拿大东部、巴西东部和格陵兰的裂谷。此类裂谷由地堑、断裂以及岩浆岩发育区所组成。有时与穹状隆起有关，例如埃塞俄比亚和肯尼亚的裂谷。

1.1.1 肯尼亚型裂谷

肯尼亚裂谷属于东非裂谷的东侧分支（图 3.32）。东非裂谷延伸近 3200km。从红海和亚丁湾之间的阿法（Afar），即裂谷三联点位置，大致向南偏西，沿一连串湖泊，直到莫桑比克的赞比西河。东非裂谷环绕太古代的 Nyanza 克拉通分叉。

Khain（1992）对红海和东非裂谷研究表明，它叠加在晚元古代红海－莫桑比克活动带上，中生代有碱性超镁铁质环状深成岩，金伯利岩和碳酸盐岩侵入，年龄为 250～45Ma。说明深部有岩浆室，是主动作用，但未形成裂谷。在白垩纪和老第三纪没有活动。中渐新世裂谷系有碱性岩浆活动。晚中新世裂谷开始隆起，之后岩石圈拉张变薄，主要是软流圈被动上涌和岩石圈下部的部分熔融的垂直补给，形成底辟侵入体。

肯尼亚裂谷是东非裂谷的代表。国际岩石圈计划（ICP）组织肯尼亚裂谷国际地震计划（KRISP），1985 年和 1990 年对肯尼亚的 Gregore 裂谷进行地质和地球物理研究。下面扼要地进行介绍。

图 3.32 Afro-Arabian 裂谷和非州裂谷（Park，1988）

BT：Benue 地堑；NR：Ngaoundere；AG：Abu Gabra；WR：东非裂谷西侧分支；ER：东非裂谷东侧分支；GA：Aden 海湾；RS：红海；GS：Suez 裂谷海湾

肯尼亚裂谷近南北向切穿肯尼亚穹窿（图 3.33）。裂谷半地堑宽度为 50～70km，南端和北端变宽，达 200km 或更宽。北部的 turkana 湖处，裂谷切穿北西向的侏罗纪地堑，紧靠太古代 Nyanza 克拉通的边缘，西侧为 Mozambique 剪切带。显然，它受前寒武纪结晶基底的古构造所控制。

图 3.33 肯尼亚裂谷（Smith，1994）

肯尼亚裂谷内火山岩分布于三个隔开的区域，它们都联系着地幔物质的上涌，并有不同的演化史。北部 Turkana 湖在渐新世（35～22Ma）有大陆溢流拉斑玄武岩和流纹岩。之后，在西肯尼亚和东乌干达喷出强碱性的碳酸岩，侵入时代为 31～25Ma；随后，中新世 22～12Ma 有中心式火山活动于坦桑尼亚克拉通的边缘。第三个区域位于肯尼亚中部，即 Gregory 裂谷。与前两个区域不同的是，火山活动前地壳隆起，岩浆活动主要是弱碱性到过渡性的玄武岩、响岩和粗面岩，还有苦橄岩、橄榄辉玄岩、暗色碧玄岩和橄榄粗安岩。火山开始于约 20Ma，在裂谷化的 12Ma 之前。

在 Gregory 裂谷地区，裂谷化首先开始于肯尼亚隆起，Neogene 火山的裂谷化区域布格重力异常和异常地幔物质带与隆起范围相符。磷灰石裂变径迹表明在肯尼亚裂谷的西侧 Loita 和 Cherangani 地区后白垩纪上升，估计超过 1. 5km。这些证据支持有一个小于 1km 的地壳上升，它早于裂谷最早的火山活动。根据 Compbell 和 Griffiths（1990）模式，认为当地幔羽头部达到低于一到二倍直径的深度，地壳开始隆起＞500m，是在火山活动开始之前 10～20Ma。裂谷火山活动主要在 16 和 11Ma，这样最初隆起约出现于 40～21Ma。

由于中新世之前的地壳隆起和中新世玄武岩和响岩喷出的时空关系，显然属于主动裂谷模式，并表明 Gregory 裂谷之下应存在地幔羽。这一模式也被喷出岩的化学模式所支持。裂谷中的溢流玄武岩具有典型的 OIB 的同位素特征，并也时常伴有苦橄岩。但拉斑玄武岩稀少，锶同位素比值也是不同的（Macdonald，1994）。通过不相容元素、稀土元素、$^{143}Nd / ^{144}Nd$、$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 等的对比，表明玄武岩或响岩都可能是源于一个碱性玄武岩源的分馏产物。

地壳开始隆起和和火山作用的体积相比小几个数量级。火山活动的体积至少大于 $15km^3$。据此，可以认为造成开始隆起的可能只是一个小的对流胞，尺寸仅有 100～150km 左右，而不是 Gregory 裂谷下面的地幔羽。Smith（1994）提出 Gregory 裂谷的四阶段演化模式。

Darling 等（1995）给出肯尼亚裂谷内 CH_4 的 $\delta^{13}C$ 平均－25‰PDB，与 H_2 均来自浅部地壳；CO_2 的 $\delta^{13}C$ 平均－3.7‰PDB，可能来自上地幔；$^3He / ^4He$ 值达 $8.0R_A$，与 MORB 相近；而 N_2 和惰性气体主要来自大气。

Riaroh 和 Okoth（1994）等对肯尼亚裂谷的地热研究表明，地热场主要分为两种类型。第一类联系着第四纪火山；另一种类型与活动断裂有关。热流值高达 194mW / m^2，典型范围为 100～125 mW / m^2。而东非高原 Kibaran 带为 60～74mW / m^2，Tanzania 克拉通为 33 mW / m^2。

东非裂谷是一个重要的地震带。这次 KRISP 调查对裂谷中部 Baringo 湖附近布置地震台网。在 1990 年 1 月至 3 月，三个月内记录网内 50 的 M_L＜2. 0 地震 80 次。震源主要在 5km 以下，90％事件浅于 12km，说明此区脆性－塑性转变处于 12～16km。

Gajewski 等（1994）等用多重折射宽角反射地震法得出肯尼亚裂谷沿轴部的地震剖面。裂谷盆地具有不同的厚度，存在着较大的垂向和侧向不均匀。上、下地壳之间的康拉德不连续面，纵波速度从 6～6. 1km / s 变到 6. 3～6. 4km / s，北部界限为 10km，南部 15km。下地壳上部纵波速度 6. 4km / s 以上，下部 6. 8km / s。下地壳厚度北部 2km，南部 9km。地壳总厚度北部 20～21km，南部 30～34km。上地幔纵波速度北部为 7. 7km / s，南部为 7. 5km / s。并给出地震和重力的结构图（图 3.34）。Keller 等（1994）给出 400km 以下的地震结果，发现了两个高速层。第一层纵波速度为 8. 05～8. 15km / s，在 Turkana 湖之下 45km，近地壳底部。第二层纵波速度为 8. 3 km / s，深 60～65km。Maguire 等（1994）用地震法和重力法研究了肯尼亚裂谷的横剖面。在裂谷西界的 8km 处，在厚的地堑充填物之下发现有低速体。存在有与地壳薄化的表观对称，这支持地壳拉张的纯剪模式。地壳下部有一个宽的异常低速体（7. 6～7.8 km / s）沿轴部出现，说明存在部分熔融。

图 3.34　　肯尼亚裂谷重力和地震的结构图（Mechie，1994）

Chu 和 Gordon（1999）通过板块运动分析，提出东非裂谷是由于西非的 Nubia 板块与东非和西印度洋的 Somalia 板块之间的相对运动而形成，两者沿印度洋西南洋中脊的运动有差异。更多学者认为，东非裂谷与地幔羽有关。Nyblade 等（2000）用地震法发现东非裂谷下 410km 不连续界面上下有一个 200～400 km 宽的热异常。

最近，美国地质学家讨论北美的中大陆（Midcontinent）裂谷。这是一条大型元古宙裂谷带，年龄约为 1100Ma。从苏必利尔湖向西南延伸到堪萨斯州中部，向东南的另一支延伸到密执安州，总长度约 2000km（图 3.35）。

Midcontinent 裂谷是在更老的结晶基底上形成的。北部基底是晚太古宙（约 2700Ma）的苏必利

尔建造。其南是大湖构造带（GLTZ）。大湖构造带以南是太古宙（3000～3600Ma）基底，由片麻岩和混合岩组成。太古宙基底向南以断裂与 Penokenn 造山带相接，Penokenn 造山带约在 1880～1830Ma 形成。西南的中部平原造山带包括各种正片麻岩，锆石年龄 1800～1770Ma。其中有非造山的深成岩侵入，侵入时间 1500～1300Ma。东部和南部的花岗岩－流纹岩省，其年龄分别为 1480Ma 和 1370Ma。

Midcontinent 裂谷的沉积物被称为基维诺群，上部主为砂岩，中部主为玄武岩和沉积岩，以及辉长岩侵入体，下部主为玄武岩，有少量沉积岩。基维诺火山岩中有 1,500,000km^3 玄武岩，是一次大的大陆溢流玄武岩事件。火山岩主要是拉斑玄武岩。早期是过渡型的，晚期是拉斑质的。火山岩具双峰式特征，包括苦橄岩到流纹岩。基维诺群中有两个大型辉长岩杂岩，包括从橄榄岩到花岗岩，但主要是橄长岩和斜长辉长岩。

图 3.35　Midcontinent 裂谷的构造略图（Schmus，1992）

GLTZ：大湖构造带；NF：Niaagra 断裂带；SLT：Spirit 湖走向；MGL：Missouri 重力低谷；G：Grenville 省；以上为地质学构造分区；CO：科罗拉多州；IA：衣阿华州；KS：堪萨斯州；MI：密执安州；MN：明尼苏达州；MO：密苏里州；NB：内布拉斯加州；OK：俄卡拉何马州；WI：威斯康星州；TX：特克萨斯州；黑带：Midcontinent 裂谷系的轴部

地球物理测定揭示 Midcontinent 裂谷的许多特征。裂谷沉积物显示负重力异常，火山岩引起正重力异常。一般重力高的地区与强的正磁异常相对应。Hinze 等（1992）给出重力剖面图。地震法表明在 55km 深处有高速带。原来的地壳由于薄化减少到只有一半厚度；而以后来自地幔的火山岩和沉积岩，又使地壳厚度达 30km。原裂谷的正断裂，在裂谷褶皱后，作为高角度逆掩断裂再活动。另外，Dark 和 Swolfs（1998）研究北美中部另一个新元古宙到老古生代裂谷的构造残迹。

1.1.2　西非和中非型裂谷

Fairhead（1992）提出一种新的大陆裂谷，指的是西非和中非裂谷。经典的东非裂谷强烈联系着地壳上升和岩浆活动；而西非和中非裂谷主要是下沉，长达 150Ma 的下沉。

西非和中非裂谷系延伸超过 4000km。西部起点位于非洲西缘，从非洲与南美分开时的三联点开始，即尼日利亚至喀麦隆、赤道的海岸转折处。向北进入尼日尔、利比亚，再向东穿越乍得南部到苏丹和肯尼亚。这个裂谷系可以分为两支。西非分支从几内亚的 Gulf，向北东到尼日利亚北东的 Benue Trough 裂谷，然后再分为 Yala 裂谷和 Congola 裂谷。中非分支从喀麦隆经乍得和中非共和国，进入苏丹中西部，再沿 NW-SE 裂谷到南苏丹和肯尼亚，白垩纪的裂谷化使侏罗纪的 Anza 裂谷再生，然后它又为新生代的裂谷所切穿。

图 3.36　西非和中非裂谷古地理图（Genik，1992）

a 126Ma；b 108-126Ma；c 90-84Ma；d 30-0Ma；黑色为大陆裂谷沉积

晚侏罗世至早白垩世南大西洋开始出现，南美与非州分离，同时导致西非和中非裂谷形成（图 3.36）。裂谷内沉积物厚度一般 4～7km。在乍得湖和苏丹部分地区达 10km。裂谷后期的第三纪和现代沉积物厚度可达 4km。

西非和中非裂谷只出现少量火山岩，例如，尼日利亚的 Benue Trough 火山。它主要是中度的碱性玄武岩，有富碱流纹岩，年龄为 127±6Ma。附近的基性火山岩年龄为 147±7Ma。它们为早白垩世中期海相沉积物所覆盖，这与南大西洋向北扩展的时代相符。

裂谷联系着重力异常。裂谷显示为负的重力异常，负异常是重叠在达 450km 宽，达 8×10^{-11}T 的宽的正重力异常之上。

1.1.3　贝加尔型裂谷

这是大陆碰撞中派生出来的拉张环境形成的裂谷。印度板块与欧亚板块在新生代碰撞使亚洲出现一系列的裂谷。Tapponnier 等（1982）提出，印度板块俯冲到亚洲板块之下，实际上是印度板块的顶部进入亚洲板块的半塑性层中。这造成亚洲板块内部可能出现 NE 和 NW 两组走滑断裂。由于东面的太平洋板块向北西俯冲，亚洲板块的东界可近似认为是自由边界，而亚洲西侧与欧洲连成一片，应视为固定边界，使 NW 向走滑断裂难以实现。所以，亚洲 NE 向走滑断裂特别发育，并使中国西部块体沿 NE 向断裂被挤出而向东推移，同时顺时针旋转，在断裂端点产生裂谷。他认为南海裂谷、汾渭裂谷和贝加尔裂谷都是在这种机制下形成，属被动裂谷作用。

贝加尔湖在亚洲北部，东萨彦岭东北。其西南端靠近伊尔库斯克市。贝加尔裂谷长约 1500km，NE 向延伸，处于 Caledonian 贝加尔褶皱带内，该褶皱带处于由前寒武系组成的西伯利亚克拉通和几个微大陆之间。贝加尔裂谷具有一系列的独立的断裂边界。这些拉张断裂和扭断裂切割萨彦－贝加尔穹窿。裂谷活化于渐新世。

贝加尔裂谷沉积物厚度约 6km，由两部分组成。下部为渐新世到早上新世的河流相、沼泽相和湖相沉积。上部为中上新世到第四系，为河流相和湖相沉积。沿盆地边缘有明显数量的砾石、砾岩和块状岩屑。渐新世到更新世有碱性橄榄岩喷出，局部伴有拉斑玄武岩和碧玄岩。Lysak（1992）给出贝加尔裂谷热流值。平均热流值 38～50mW / m^2，变化于 0 到 150～475 mW / m^2 之间。

贝加尔裂谷区地壳为 35～40km，西伯利亚地台的地壳厚度为 39～43km；裂谷附近地区地壳厚度为 39～46km。地球物理数据表明，在壳幔边界上有一个底辟侵入岩体。它的顶部与萨彦－贝加尔穹窿相符。穹窿是上新世到第四纪隆起。这说明裂谷化发育与软流圈底侵作用有关，是主动裂谷作用。喜马拉雅碰撞对板内应力的形成有贡献。

利用地震波 SKS 分裂法测定极化各向异性表明，大陆挤压区域，例如阿尔卑斯、特提斯等地快速方向平行拉张方向；Silver（1996）得出扭压区各向异性是快方向平行挤压方向。Gao 等（1997）给出贝加尔裂谷有两个方向：NE 和 NW，近于平行和垂直裂谷方向，邻近西伯利亚地盾和北蒙古造山带主要是与裂谷垂直的快速方向。肯尼亚裂谷快速方向平均为 NNE。

1.2 大陆边缘裂谷

1.2.1 东墨西哥和东亚型裂谷

在古代和现代大陆的活动边缘的后方，常有拉张裂谷形成。这种裂谷见于加拿大、美国、中美和南美诸国的新生代裂谷，以及我国始新世开始发育的下辽河－华北－渤海盆地、苏北－南黄海盆地等（杨巍然等，1995）。其特点是常联系着新生代玄武岩的喷出，也反映主动裂谷作用的特征。

墨西哥裂谷由近南北向的新生代地堑和断裂组成。裂谷化开始中新世到更新世。从地貌上，它们处于以钙碱性系列火山岩为特征的墨西哥高原和沿海平原的分割地段，地壳厚度比两者分别减少 40Ma 和 20Ma。岩浆岩主要是碱性系列。例如亚碱性玄武岩，有拉斑玄武岩。喷出岩有霞石岩、响岩和粗面岩。还有正长岩和碱性辉长岩。也出现酸性系列的碱性粗面岩、碱流岩和碱性流纹岩。

本类型的古裂谷有蒙古北部的泥盆纪裂谷。

1.2.2 内华达型裂谷

与墨西哥型相比，内华达型更靠近大陆板块的内侧，即叠加在钙碱性系列火山岩的出露地段上。它的特征除了地堑和断裂体系的发育，最重要的是同时有双峰式火山作用。

内华达的盆岭区裂谷处于美国西部。裂谷形成于渐新世至中新世的火山岩带范围之内。裂谷作用开始于早中新世，出现于内华达州；然后向南北，特别是南西扩展，形成面积超过 600,000km^2 的近南北向地堑。在过去的 16Ma 中地壳拉伸 250km。有两个成倍的扩展区：Death Valley 和 Mead 湖。在拉张和未拉张区的有限的地形差别，意味着有相当多的物质加入到拉张区。

Wernicke 等（1996）分析美国西部盆岭区伸展区和稳定区的地形高差，计算出伸展区之下均衡补偿物质的密度为 2～3g / cm^3，指出这种补偿物质来源于中部地壳，而不是软流圈；下部地壳和上地幔不变形。该区的 COCORP 反射剖面证实，其下不存在因软流圈的隆起而出现的下地壳隆起，也未发现相应的高温火山作用。虽然岩浆岩活动提供了某些加入物质，在 Death Valley 区的拉张运动

学建议中地壳和下地壳的侧向流动进入拉张区。这种流动现象为 Death Valley 的中性到富硅火山岩的地球化学分析所支持。Liu 和 Shen（1998）地球物理研究认为，盆岭区南 Sierra Nevada 山区是被异常薄的地幔岩石圈之下的浮力软流圈所支持。他们建议 Sierra Nevada 的新生代上升是盆岭区地幔升起所导致，盆岭区地幔升起趋向于推压周围岩石圈内的塑性物质，使之远离或下降。数学模拟表明塑性流造成某些地区岩石圈薄化和另一些地区岩石圈加厚。

在裂谷化中，碱性偏高的双峰式岩浆活动迅速取代以前陆缘安山岩岩浆活动。这时，以偏碱性玄武岩系的岩浆岩为主，有粗面玄武岩、粗面安山玄武岩和粗面安山岩等；同时出现拉斑玄武岩系岩石。这些岩石与酸性喷出岩形成典型的双峰式组合。酸性喷出岩有粗面流纹英安岩、粗面岩、流纹岩、黄玉流纹岩、碿流岩和钠闪碿流岩等。玄武岩的地球化学分析表明，存在着两个地幔储库。一个 OIB 型软流圈和一个老的前寒武纪大陆岩石圈。古代岩石圈地幔保存在裂谷中区以下，而西部和北部的玄武岩具有与软流圈来源相容的特征。地球物理测定表明，地壳厚度变化很小，平均约 30km。根据纵波速度地壳结构估算出的地壳和地幔的浮力，认为大多数具有最大浮力的地幔处于内华达的 Sierra 地区，而不是在强烈薄化的 Death Valley 和 Mead 湖区。类似的分析表明，与盆岭区的南部和中部相比，拉张的北盆岭区上地壳处于上地幔浮力较大的区域，这与地球化学和地震推断相符。这样，岩石圈中的拉张模式明显地改变盆岭区的走向变化。

1.3 裂谷的岩浆活动

裂谷的火山岩主要是玄武岩，包括偏碱性到碱性玄武岩，到 SiO_2 不饱和的碧玄岩和霞石岩，以及超钾质白榴岩，甚至出现长英质喷出岩。诸如，粗面岩、响岩和流纹岩。其中以碱性玄武岩占优势。裂谷火山活动爆发式性强，火山碎屑岩发育。

按照活动强度可以把裂谷火山分为两类：1 火山活动强烈型（HV）：活动规模大，地壳拉张速度高，有中等碱性到偏碱性连续变化的玄武岩，也有基性和酸性并存的双峰式岩浆；2 火山活动微弱型（LV）：活动规模小，地堑拉张速度较低，玄武岩成分宽，硅铝质岩浆比例小，不饱和岩石，例如霞石岩、碧玄岩和白榴岩等十分发育。在东非裂谷中，东支属 HV 型，西支为 LV 型；东支富钠，西支富钾。可能是岩浆上升中同化混染的差异所造成。

在 HV 型裂谷中，同一时空内响岩、霞石岩与碧玄岩、粗面岩、碱流岩和碱性玄武岩共生。这样密切的联系表明，酸性岩岩浆可以是与之共生的基性岩浆在高位岩浆室结晶分异的产物。地球物理资料揭示，里奥格兰德裂谷之下深 20 km 处有近水平的岩浆透镜体，厚 0.5～1km，面积约 1700km^2，证实高位岩浆室存在。双峰式系列中酸性岩浆可能是地壳重熔的产物。幔源玄武岩上升到裂谷下部，汇集到地壳内的岩浆室中，促使其上部地温升高，熔融形成酸性岩浆。

裂谷岩浆的特点是碱度高，富挥发分，特别是卤族元素和 CO_2。在微量元素上，基性岩石大多相容元素，例如镍等含量低，说明存在结晶分异。东非裂谷火山岩比 MORB 更富不相容元素，超钾质熔岩更多。不论 SiO_2 含量多寡，火山岩中 Nb / Zr、Ce / Zr、La / Zr、Pb / Zr 和 Hf / La 值稳定，说明岩浆演化中结晶分异是重要的控制因素。因为只有它才能保持不相容元素浓度不变。双峰式则不具有此特点，说明双峰式的两个端元来源不同。里奥格兰德裂谷的玄武岩与 MORB 和 OIB 在微量元素上类同。总的来说，裂谷玄武岩富轻稀土元素，超钾质熔岩尤为显著，而重稀土元素含量低。

图 3.37 给出某些裂谷火山岩的 Sr-Nd 同位素变化范围。许多数据处于 MORB 和 OIB 范围，另一些则在 MORB 和 OIB 范围之外。Menzies 和 Wass（1983）发现美国盆岭省南部的碱性玄武岩的 Sr-Nd 同位素组成近似于 MORB（图 3.37a）。其中的橄榄岩俘体的 ε_{Nd} 变化于＋13～－1 之间，这意味着岩浆源于软流圈。与此相反，盆岭省北部的拉斑玄武岩的同位素组成由 MORB 一直延伸到低 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 和高 $^{87}Sr/^{86}Sr$，形成 MORB 和富集岩石圈地幔之间的混合线。当然，这一线性关系也可用 MORB 和相对年轻的上地壳之间的混合来解释。但其 $\delta^{18}O$ 的组成（5.5～5.9‰）在典型的地幔变化范围之内，从而否定了地壳混染的可能性。

Sr-Nd 同位素的不均一性在东非裂谷西支岩浆中也有发现。在 Sr－Nd 同位素图上，Nyiragongo 和 Katwe-Kikorongo 的岩浆位于 BSE 附近，类似于 Dupal 的 OIB（图 3.37b），但 Bufumbira 则位

于 OIB 范围之外。由于 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 与 1／Sr 和 SiO_2 之间有良好的线性关系，这一富集现象被认为与上部地壳混染有关。

图 3.37　　富钾岩石的 Sr-Nd 同位素组成（徐义刚，1999）

a 美国西部；b 东非裂谷玄武岩；c 世界各地；a 和 b 中虚线勾出的是碱性玄武岩和金伯利岩中橄榄岩俘体变化范围

大陆裂谷玄武岩的铅同位素大多位于 NHRL（北半球参考线，Hart，1984）之上，在某些情况下与 Dupal－OIB 重合（图 3.38）。同 Sr-Nd 同位素一样，美国盆岭省南部的碱性玄武岩的铅同位素组成变化很小，而 ETZ、WGB 的数据则平行 NHRL 呈线性分布。Katwe-Kikorongo 的岩浆位于 Dupal OIB 放射性成因端（图 3.38b）。由于这些岩浆中 Cr、Mg 含量很高且含幔源包体，因此地壳混染的可能性很小。相反，Bufumbira 岩浆的铅同位素特征可用上地壳的 AFC 过程来解释，这与 Sr－Nd 同位素的结论一致。Nyiragongo 岩浆的 Sr-Nd 同位素组成非常均一，但其铅同位素变化范围却是年轻火山岩中最宽的，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值高达 62。这暗示其地幔源区由于不寻常的交代作用，使 U 和 Pb 发生高度分异，而形成异常高的 U／Pb 值。

在图 3.38f 中，东非裂谷和西班牙东南部的煌斑岩也位于等时线的右侧，但不同于 OIB 而呈近似垂直分布。后者与大洋沉积物的同位素特征极为相似，说明其岩浆源区受到来自俯冲带流体的交代。

图 3.38　　富钾岩石的铅同位素组成（徐义刚，1999）

a 和 d　美国西部；b 和 e　东非裂谷；　c 和 f　世界各地

总的说来，大陆裂谷岩浆的形成可用地幔羽、软流圈、岩石圈和地壳这 4 个端元之间的相互作用来解释。简单地说，那些原始或近似原始的碱性玄武岩通常具有类似 OIB 的微量元素、同位素组成，因而软流圈或地幔羽是其最主要的来源。而那些过渡－拉斑玄武岩往往具有“壳源”地球化学的印记。目前在区分这些“壳源”印记是地壳混染（AFC）还是被板块俯冲所释放流体改造了的岩石圈地幔时尚有不同的看法。

裂谷岩浆作用的研究过去通常限于其拗陷轴部和相邻两翼。近年来的地球物理研究表明，裂谷下的岩石圈减薄的范围要比地表断裂区大 10 倍以上。Thompson 和 Gibson（1994）地球物理探测揭示 Rio Grande 裂谷之下软流圈上涌的范围达 800 km 宽，上升幅度最大的位置在裂谷中轴。岩浆性质以裂谷为中轴呈明显的对称分布：裂谷中部主要为软流圈源的钠质岩浆，而在岩石圈减薄带边缘主要是岩石圈源的钾质岩浆。其中 Na_2O/K_2O、La／Ta、Ba／Nb 和 ε_{Nd} 在空间上显示对称分布。上述规律也适用于世界上其它裂谷系，例如，东非裂谷和贝加尔裂谷等。

1.4　拗拉谷

拗拉谷（aulacogen）一词最初出现在俄文中，表示主要在前寒武纪晚期产生的凹陷地形。后来苏联学者提出，拗拉谷是大型狭长断陷，其走向与相邻地幔或大陆边缘呈高角度相交。Hoffman 等（1974）从全球板块构造背景上，定义拗拉谷是三个裂谷组成的三联点中的夭折支，故拗拉谷也称夭折谷。所以，现存拗拉谷与造山带呈 T 形或 Y 形连接。这提供了研究古裂谷，以至古板块演化的重要线索。例如，美国俄克何马与 Ouachita 造山带的关系，以及贺兰拗拉谷和秦岭－祁连山造山带的关系。

拗拉谷的主要特点有：与大陆边缘呈高角度相交，且位于大陆边缘的凹角处。拗拉谷活动与裂谷同期进行。所以，拗拉谷的早期沉积，特别是接近三联点处，与裂谷沉积非常相似。拗拉谷未形成洋壳。后期构造作用使拗拉谷沉积物挤压变形。拗拉谷的形成力学机制与裂谷相近，主要是拉张，并有剪切。这与三联点的两种状态有关：即裂谷－裂谷－裂谷和裂谷－转换断裂－裂谷。

1.5　裂谷的演化

裂谷联系着大陆演化和大洋生成，是揭开大陆岩石圈热状态和力学状态的钥匙，是解开板块构造活动的重要环节。Wilson 提出裂谷演化进而形成大洋的四个阶段，称为威尔逊旋回：① 岩石圈破裂前隆起（pre-rift arch）：形成穹窿，伴生陆相碱性和偏碱性玄武岩喷发; ② 陆内裂谷（intracontinental rift）：岩石圈薄化，地壳沉降出现盆地，盆地沿走向沿伸；③ 初始离散：岩石圈减薄达软流圈等势面（asthensphere geoid）的深度，由于软流圈等势面之下的岩石，其拉张应变的连续性很差，导致软流圈物质迅速上涌，沿裂谷轴部形成洋壳。陆内裂谷成为陆间裂谷（intercontinental rift）。例如, 红海、亚丁湾、加利福尼亚湾等。这时，三联点的裂谷中一支衰退，成为拗拉谷；④ 最后，裂谷变为大洋中脊，开始海底扩张。但是, 实际情况相当复杂，显然还需要有更多的事实和更深刻的思维。

对于裂谷下的岩石圈减薄，主动裂谷作用模式认为源于软流圈的热地幔物质上涌；而被动裂谷作用模式提出受岩石圈拉张应力的控制，另一些人则主张两种因素都需要考虑。Ruppel （1995）提出裂谷化一般联系着正断裂和走滑断裂、岩石圈拉张减薄、以及岩浆活动。其变形可以用三个系数来表示：岩石圈和软流圈热结构、岩石圈流变学和年龄、拉张速度等空间因子。Hopper 和 Buck（1998）强调中地壳强度的重要意义。他们认为，中地壳强，则地壳与上地幔同时拉张；中地壳弱，在拉张时上地壳与上地幔失去耦合，从而形成裂谷扩张中心与软流圈上涌区的偏移。

2 盆地

大陆动力学研究中两大基本领域是盆地（basin）和造山带。盆地记录岩石圈动力学过程和板块相互作用的历史，提供人类的重要能源：石油、天然气、以及沉积矿床。

随着石油和天然气工业的发展，盆地研究在方法、理论和成因上都取得了长足的进展。Beaumont 和 Tankard（1987）主编“沉积盆地和盆地形成机制”。Allen 和 Allen（1990）编著“盆地分析：原理和应用”。Mail（1990）出版“盆地分析原理”，Einsele（1992）编写“沉积盆地－演化、相和沉积堆积”。美国石油地质学家协会（AAPG）组织编著了各类盆地的系列专著。包括离散－被动边缘盆地、克拉通内部盆地、主动边缘盆地、前陆盆地、褶皱带，陆内裂谷盆地和湖相盆地。

基于对盆地形成机制的深入探索，盆地动力学开始形成。根据盆地的地质和地球物理模式，迅速出现盆地定量动力学模拟。其中特别重要的是 McKenzie（1978）针对拉张盆地提出的“纯剪切模式”，随后发展出多种模式，并据此讨论盆地沉降、岩石圈减薄、软流圈上涌、以及相应的热体系之间的定量动力学关系。正如 Dickinson（1993）所指出的，静态的盆地分类学转向动力学的分类。盆地研究的目标从盆地类型转向盆地形成过程。动力学分析是盆地演化的多重作用及其过程分析；而盆地类型则体现为这种综合过程的复杂函数。

2.1 盆地分类

长期以来，盆地分类及其原则为许多学者所关注。对于较早的盆地分类，张恺等（1989）进行了比较详细的阐述。基于对盆地研究思想的演化，Beaumont 和 Tankard（1987）提出五类盆地：拉张（extensional）、扭张（transtensional）、扭压（transpressive）、前陆（foreland）和克拉通内（intracratonic）盆地。何登发和李德生（1995）把盆地分为四种类型来讨论其动力学演化模式。本书为简单起见，仍将盆地分为三类：拉张、前陆和走滑盆地进行叙述。

2.1.1 拉张盆地

拉张盆地和裂谷一样，是岩石圈受拉张作用时形成的盆地。岩石圈薄化可通过纯剪切模式（pure shear model）、简单剪切模式（simple shear model）、复合单剪－纯剪模式（composite simple-pure shear model）和拉分模式（pull-apart model）来实现（图 3.39）。简单剪切作用出现于上地壳的脆性断裂；而纯剪切作用则对应于下地壳和上地幔物质，即相当于塑性体的拉张减薄。岩石圈减薄的空间大小主要取决于被拉张前后岩石圈厚度的变化或拉张量的大小。岩石圈纯剪切薄化程度用β值，即单位长度的拉张系数来定量描述。发生脆性断裂的上地壳的拉张程度，一般以水平拉张量或拉张距离来定量。

岩石圈拉张薄化所导致的地壳沉降可以分为两期。前期是同拉张期，形成受断裂控制的断陷盆地；后期的沉降涉及热衰减沉降和均衡沉降。近年后期的两种沉降机制受到更多的注意。热衰减机制是软流圈上涌导致高的热异常和岩石圈薄化。拉张停止后热衰减被认为是沉降的主要机制，由于岩石圈的冷却，密度加大，造成沉降。这与大洋中脊肩部的冷却沉降相类似。沉降的大小主要联系着热异常和随后的冷却时间。热沉降速度随时间呈指数衰减。

图 3.39　岩石圈拉张模式（Ziegler，1992）

a　纯剪切模式；b　简单剪切模式；c　复合剪切模式

均衡沉降机制是由于充填盆地的水体或沉积物的负载所引起的岩石圈的均衡调整。设定软流圈顶面为均衡面，并假定均衡面之上的岩石圈为一系列上浮的柱状体所构成，在某些柱状体上加载所造成的均衡过程称为局部均衡和 Airy 均衡。在未加上盆地负载前，这些柱状体保持均衡。当充满水的构造沉降 Y 的盆地被沉积物充填时，按浮力原理可以预测盆地的总沉降量为

$$S = Y \times (\rho_s - \rho_w) / (\rho_m - \rho_s) \qquad (3.4)$$

式中ρ_m 、 ρ_w 和ρ_s 分别为上地幔、水和沉积物的比重。若假定ρ_m＝3.3，ρ_s=2.8，则可求出 S＝1.3Y，即盆地被沉积物充填后引起的均衡沉降为原盆地深度的 1.3 倍。

由于岩石圈具有一定的刚度，加载后实际上是挠曲均衡，因此必须考虑重力负载、杨氏模数、泊松比和有效弹性厚度等因素。当有效弹性厚度很小或盆地宽度很大时，修正系数趋于零，挠曲均衡值近于 Airy 均衡值。

McKenzie（1978）首先提出拉张盆地演化的定量模式，描述岩石圈对拉张作用的基本响应过程，把拉张盆地的沉降分解为同裂陷期和裂后期，确定拉张系数与盆地沉降和热流演化的定量关系，奠定了盆地定量模式和模拟的理论基础。McKenzie（1978）提出的是瞬时的均匀纯剪切模式，即造成初始沉降的拉张时间小于 20Ma，可以不考虑拉张期的热扩散。该模式适用于整个岩石圈的拉张是对称的，不发生固体旋转，呈均匀拉张薄化，故又称均匀拉张模式。该模式的特点是由于软流圈物质上涌，地温梯度瞬时提高，形成裂陷盆地的初始沉降。当拉张时间较长时，拉张期的热衰减沉降不能忽略。热衰减沉降由于岩石圈等温线回落所产生，其值仅取决于拉张系数β。热沉降速度随时间呈指数衰减。纯剪切模式的缺点是仅能解释以地堑为初始阶段的裂谷。对此，Jarvis 和 McKenzie（1980）提出非瞬时均匀纯剪切模式。Bassi 等（1993）应用有限元法，讨论应变速度变化的影响。考虑到岩石圈的力学性质的不均匀性。Royden 和 Keen（1980）提出有岩脉侵入的双层不均匀纯剪切模式。认为受拉张作用时，岩石圈上层和下层拉薄程度不同，上层控制盆地裂陷期沉降量，下层影响盆地热异常和热衰减沉降量。Hellinger 和 Selater（1983）提出无岩脉侵入的不均匀纯剪切模式。由于上下两层需要存在拆离的不连续面，Rowley 和 Sahagian（1986）提出连续不均匀纯剪切模式。因为地壳和上地幔羽之间可能存在着多个构造拆离带，Wess 和 Stephenson（1993）建立多幕裂陷纯剪切模式。Wess 和 Stephenson（1995）以之研究西班牙的 Iberian 盆地沉降史。

图 3.40　简单－纯剪切挠曲悬臂梁模式（Kusznir，1992）

a　岩石圈受到拉张，上地壳出现断裂，下地壳和地幔塑性变形（纯剪切）；

b　岩石圈拉张产生地壳薄化，上地壳断裂，下地壳纯剪切，以及岩石圈温度的贡献；

c 至 g　拉张中挠曲均衡相互作用和悬臂梁

与纯剪切模式不同，Wernicke（1985）根据美国盆岭区以犁式断裂为控矿断裂的半地堑式盆地的研究，提出简单剪切模式。他认为岩石圈拉张破裂产生的犁式断裂，通过低角度的拆离面从近地表一直延伸到岩石圈底界。可以把它划分为三个带。上带是上地壳的简单剪切变薄，在低角度拆离面上发育一系列高角度断裂控制的断块；中带的下地壳和上地幔都明显变薄，而上地壳变薄小；下带

的拆离面切穿岩石圈，上地幔明显减薄，软流圈上升，出现同裂陷隆起。这一模型可以解释在拉张作用下构造样式的不对称性。即沉积盆地的沉降中心与上地幔隆起之间不是镜像反映，岩浆源与上地幔隆起大致对应，而软流圈隆起部位可能不处于盆地沉降部位，导致热衰减沉降与盆地中心部位不同。这模式难以解释同位置的裂陷和热衰减沉降。另外，目前认为 10～15km 以下为塑性变形，拆离面难以向下延伸。虽然，Lie（1994）从地震剖面测出 Oslo 裂谷中拆离带可追索到 50km 深的上地幔。

由于实际中拉张作用常常是纯剪切和简单剪切作用的结合，Kusznir 等（1991；1992）等提出简单－纯剪切挠曲悬臂梁模式（图 3.40），综合考虑上地壳的简单剪切，下地壳和上地幔的纯剪切，以及挠曲均衡作用等因素。这一模型提出，在拉张时上地壳通过断裂拉张，下地壳和上地幔的变形通过纯剪切的塑性变形来完成。由于上地壳破裂，断裂的上下盘之间内聚力和摩擦力降低，断裂面上可以自由地进行相对运动。断裂上盘与下伏的塑性体接触，其受力状态相当于以下伏的塑性体为弹性基础，以断裂面为自由端的悬臂梁。悬臂梁对于拉张作用所产生的均衡力的响应，形成下盘隆起、上盘垮落的半地堑式盆地。这个模型可以解释目前许多半地堑和地堑两侧的隆升，以及地堑内的中央隆起。

模拟拉张盆地的动力学过程，可以正演法和反演法。正演法则拟合沉降量，估算β值，重塑盆地动力学过程。反演法则以回剥法定量研究盆地沉降史。

拉张盆地的边界，过去多认为是两条倾向相对的正断裂组成的地堑。20 世纪 60 年代我国东部渤海湾地震研究，发现许多盆地是由一条主断裂构成的“箕状凹陷”。70～80 年代国际上也逐渐认识到这种不对称的半地堑（Half graben）。

图 3.41　半地堑反转构造发育模式（刘和甫，1995a）

半地堑和地堑式的拉张盆地在遭受后期的挤压作用时，会产生反转构造（图 3.41）。反转构造（inversion tectonic）是拉张盆地中的重要叠加构造。

Glennie 和 Boeger（1984）把反转构造定义为“盆地逆转成构造隆起”。Balley（1984）说：“盆地、半地堑和地堑系统由于过去存在的使正断裂变形的拉张力逆转为挤压力，而由内向外不同程度地旋转”。Harding（1985）提出是“构造起伏在极性上的变化，系指原来的构造位置由低变高”。而 Williams 等（1989）则提出两类反转构造。“正反转构造是控制盆地拉张的断裂受到挤压作用发生反向运动时产生；逆反转构造是在过去存在的缩短构造体系发生拉张作用时形成”。

反转构造在当前油气勘探中发挥着重要作用。有关反转构造的系数，例如，生长系数、构造高程、反转率、滑移等的计算方法可以参阅陈昭年和陈发景（1995）的论文。

2.1.2　前陆盆地

前陆盆地产生于挤压条件下。在槽台理论体系中是指位于造山带前缘与相邻克拉通之间的沉积盆地，又称山前拗陷或前渊。在板块理论中，时常联系着洋壳俯冲、陆－陆或弧－陆碰撞作用，而表现为在造山带前缘发育的挠曲盆地。

前陆指克拉通与早期冒地槽相邻的部分。因此，前陆盆地和造山带发育的极性有密切关系。造山带发育从外缘优地槽向内缘冒地槽发展，并推进形成前陆褶皱带和前陆盆地，因此在沉积上与构造上有显著的不对称。

Dickinson（1981）把前陆盆地分为周缘、弧后和破裂三种。刘和甫（1995b）把前陆盆地分为四类：周缘、弧后、再生和分割前陆盆地（图 3.42）。

图 3.42　四类前陆盆地横剖面图（刘和甫，1995 b）

a　周缘前陆盆地（左）和弧后前陆盆地（右）；b　再生前陆盆地（左）和分割前陆盆地（右）

周缘前陆盆地紧靠造山带外侧，与陆－陆碰撞有关。随着洋壳消减之后，大陆边缘也随之潜伏，前陆盆地是在俯冲的陆壳之上形成的。由于逆冲断褶带加积荷载作用在前陆地带向下挠曲形成沉积盆地，通常存在于两碰撞大陆中的俯冲大陆一侧，即所谓的前陆。例如，喜马拉雅山南麓恒河盆地和阿尔卑斯山北麓磨拉石盆地。周缘前陆盆地的板块构造位置离蛇绿岩较近，而距岩浆弧较远。如油气储量极大的波斯湾的周缘前陆盆地就是叠置在被动边缘的沉积楔之上，因此具有双重油源层。

弧后前陆盆地离蛇绿岩较远，又称为弧背盆地，位于岩浆弧之后，即 Barry（1981）认为与洋壳俯冲有关的前陆盆地，这类前陆盆地的典型例子有北美洲的绿河盆地和阿尔伯达盆地。弧后前陆盆地联系着俯冲过程中形成的弧后盆地，在造山运动中，弧后褶皱－逆冲断裂带的垂向负载，岩浆弧部位热软化，导致弧后前陆盆地的形成。

再生前陆盆地是陆壳中产生的特殊的大陆动力学现象。常与古构造带的再次活动有关。典型前陆盆地多呈现宽缓连续的基底，在前陆盆地变形中基底未被卷入。分割前陆盆地则由于基底参与变形，而分割为多个小盆地。

前陆盆地的沉积作用在早期与晚期不同。早期沉积物通常为海相细粒的浊流沉积，称为复理石盆地，后期沉积物主要为浅水或陆相冲积扇或冲积扇－三角洲粗碎屑沉积，称为磨拉石盆地。在槽台理论中，沉积物主要沉积在地槽中。含有复理石和磨拉石等碎屑岩的沉积盆地被称为冒地槽，而其中又夹有火山岩的沉积盆地被称为优地槽。

如上所述，形成前陆盆地的主要控制因素是逆冲褶皱带的垂向构造负载，盆地沉积物负载以及造山作用过程中产生的地壳内部水平挤压力。三种力的作用导致地壳发生挠曲沉降。对这些力的分析是建立理论模型的基础。其中确定逆冲褶皱带的演化机制是建模的关键。长期以来，多用推土机模式和单侧临界锥体模式来分析造山带的结构和变形过程，并定量描述逆冲负载。Willett 等（1993）用双侧临界锥体模式定量表述双侧造山带变形过程。双侧临界锥体的形态变化可以用 Dahlen 等（1984）关于临界锥体模式的公式来计算。

盆地沉积负载计算首先考虑盆地沉降量和造山带剥蚀量，多采用扩散方程定量描述：

$$\partial h / \partial t = k \cdot \partial^2 h / \partial x^2 \qquad (3.5)$$

式中 k 为搬运系数，h 为地形高度，t 为时间，x 为空间距离。当初始地形已知时，利用此式可以确定造山带侵蚀和盆地沉积后的地表形态，从而了解造山带和盆地经地表后的垂向负载的空间变化。

地壳内部的水平挤压力显然是影响挠曲变形的重要因素。板内应力可以引起盆地边缘的等时性地层界面的上超的下超（Cloetingh，1988）。Cloetingh 论证了板内应力强度的变化对盆地地层分布的影响。

上述三种力作用于地壳时，地壳的宏观流变变形决定盆地的空间位置和形态。Quinlan 和 Beaumont（1984）提出三种地壳流变模式：弹性流变模式、均匀粘弹性流变模式和与温度有关的粘弹性流变模式。弹性流变模式认为地壳或岩石圈具有常量的挠曲刚度 D，它取决于地壳的有效弹性厚度。而均匀粘弹性流变模式则认为地壳或岩石圈的初始挠曲刚度值，与弹性模式相等；但随着时间的推移，挠曲刚度值减少至零。用粘弹性流变模式计算盆地挠曲，强调盆地最终应该达到的均衡状态。但是，在某些古前陆盆地中，经过长期的均衡调整，地壳仍具有一定的挠曲刚度。为此，又提出了与温度有关的粘弹性流变模式。但对于使用那一个模式更为合理，尚难定论。Sachsenhofer 等（1997）用沉降分析和定量盆地模拟进行奥地利 Styrian 盆地的分析。

前陆盆地演化过程中逆冲加载、挠曲、板块弯曲应力的粘弹性释放下沉机制，以及前陆地区出现薄皮构造和层间拆离，受到了广泛的注意。

2.1.3 走滑盆地

走滑盆地是在剪切力作用下形成的。大陆内部走滑盆地很普遍，是一种常见类型。它可以发育在大陆内部的转换带、离散型板块边界的拉张环境下，或聚合型板块边界的挤压环境之中。走滑盆地的最典型特征之一是它的平面几何形态，由主平移断裂和共轭剪切断裂组成的雁列构造。走滑盆

地沿主平移断裂形成，是地壳内局部拉张或缩短的结果。盆地面积变化很大，典型走滑盆地是狭窄的，宽度常小于 50km。走滑盆地在时间上可能是交替遭受拉张和挤压，同时受力方向也有变化。这造成盆地范围和沉积特征的改变。

Golke 等（1994）用有限元法模拟走滑盆地形成。利用走滑断裂的几何学因素，即断裂的重复和分离，建立其与盆地形成的联系。结果表明，盆地一侧深化造成的不对称，与走滑断裂的位移差有关，深化朝向位移量更大的断裂。

除了上述三类盆地之外，某些学者还分出克拉通内部盆地这一大类。但其成因不甚清晰。除考虑构造力之外，尚有多种成因观点。例如，加热或热收缩、深部物质相变、变质、岩浆侵入、老构造复活和剥蚀等。McBride（1998）讨论美国南伊利纳斯盆地深部构造和地震结果。

2.2 盆地的演化

盆地演化研究主要方法是盆地分析和盆地模拟。盆地分析以盆地为研究对象，应用地层学、沉积学和构造学等学科的理论来揭示盆地的形成、演化、边界控制条件、盆地类型、充填形式和埋藏历史；并由之设计与盆地有关的经济活动。盆地分析主要包括下列内容：① 地层构型：建立盆地的四维地层层序；② 沉积特征和埋藏史：包括采用物源分析、相分析和沉积体系分析等手段，揭示沉积物在盆地中的分布，形成条件及各相和沉积体系之间的成因联系；③ 构造背景：控制盆地发生、发展的区域构造条件；④ 古地理的重塑。

盆地模拟是研究盆地地质作用和相关资源之间相互关系的动态仿真技术，是油气勘查中主要数学模拟方法。在掌握盆地地质演化及其沉降、沉积和应力作用，与油气生成、运移和保存等诸事件的基础上，建立具体的概念模式，按照该模式的数学模型所定量化的函数关系或数理逻辑关系进行模拟，通过计算机运算再现其本质特征。模拟的结果可以对照地质事实，检验概念；可以揭示地质作用与响应的动态过程。一旦运算的结果与已知的一致，模拟的结果就是对未知域的合理预测。随着勘探进程增加，模拟可以不断反馈逼真，动态预测资源（储）量和油气位置，进行油气滚动评价。盆地模拟主要包括沉降（埋藏）史模拟、热史模拟、生烃史模拟和运移史模拟等。

盆地演化的基础地质工作是沉积学、地层学和构造学研究。近年来地层学研究有很大进展。其中尤以地震反射和地震层析成像分析法所带动起来的层序地层学发展最为突出（图 3.43），并在国外油气勘探中显示其重大的实用意义。地震法提供的三维层序关系是过去依靠地表露头和测井研究所不能完成的，它避免过去联接钻孔图中常见的错误对比，揭示出真正的油气成藏中的分隔段（compartment），同时，三维层序的时空分布也为盆地构造演化史的恢复提供可靠依据。

图 3.43　盆地地震层析成像分析（Christie-Blick 和 Driscoll，1995）

a 相对于深度的地震层析成像结果；b 地层地质时代分析结果

近年盆地研究更多地注意其成因机制问题，力图基于在观察和模拟之间的反馈发展一个新的盆地形成模式，其中涉及应力、流变、和近地表压力等关键问题。

3　造山带

造山带（orogenic zone）是地槽－地台理论的长期研究目标，有许多同义词。例如，mountain building、褶皱带（folding zone）、逆冲褶皱带（thrust-fold zone）等。从词意上来说，造山运动是形成山脉的运动。更准确地说，是岩石圈构造运动所造成的狭长强烈构造变形带，包括地壳浅层发生的逆冲、褶皱和断裂作用；以及深部的塑性褶曲、变质和岩浆侵入作用。但只有年青的新生代晚期的山脉，岩石构造和地壳景观之间才有因果联系。与之有关的造陆运动（epeirogenesis）是大陆局部的升降运动，主要是垂直运动。

造山带是地球表层中的一个活跃的单元，是当前岩石圈研究的基本内容。大陆造山带主要是板块会聚作用的产物。造山带记录了近 40 亿年以来各种沉积、构造、岩浆、变质事件及其节律周期，可以籍此恢复各个地史阶段的板块分合、古地理、生物兴衰和气候变迁，推断岩石圈和地幔的热演化，地壳应力特征和动力来源，为全球动力学理论和生物圈、大气圈的变化提供重要依据。

造山带是地球上最宏伟的构造现象。二次世界大战后，利用战争中反潜艇时所作的精确海洋测深，发现了海下长达数千公里的海底山脉，即大洋中脊。以后又发现转换断裂，它造成的切割洋中脊的次一级山脉。对于大陆而言，目前最雄伟的是横跨欧亚大陆的阿尔卑斯山－喜马拉雅山系，以及环绕太平洋东西两侧的山系，包括南美的安第斯山，北美的科迪勒拉山，以及西太平洋的一系列岛弧。这些山脉形成于中生代或新生代，年龄不足二亿年。甚至目前仍处于上升阶段。而较老的山脉则解体风化，或受到后来造山运动和沉降作用的改造。

3.1　造山带的分类

现代板块主要在碰撞带、俯冲带和转换断层的受阻弯曲部位三种构造环境中通过会聚而造山。运用板块理论进行造山带分类的工作较多。较重要的有： Dewey 和 Bird（1970）分为俯冲和碰撞两大基本类型；Howell（1989）根据岩石圈变形的动力学机制，分为拉张、挤压、横推和热四类；Wilson（1990）根据板块边界性质和变形特点，分为三类：垂直抬平、水平剪切和水平挤压； Sengor（1990）依据造山作用中构造实体的性质和造山极性的对称特征，按其聚合特征分为四大类二十个小类。为了叙述简单起见，虽然存在转换挤压型造山带，例如，土耳其的加诺斯山脉，但其数量少，规模相对较小。我们仍然把造山运动分为两大类型；俯冲类型和碰撞类型。

3.1.1　俯冲型造山作用

俯冲造山作用是洋壳向另一个板块下俯冲，导致仰冲板块形成山脉或岛弧。环太平洋的山脉和岛弧就是以这种方式形成的。Dewey 和 Bird（1970）又把它们分为岛弧型和科迪勒拉型。

3.1.1.1　岛弧型

岛弧型造山作用是洋壳俯冲到另一个洋壳板块之下。例如，马里亚纳（迁移型）和阿留申（稳定型）。也有原来的陆壳，在洋壳俯冲于其下之后，产生弧后扩张、弧后盆地出现洋壳。例如日本（分离型）。这一类型的造山作用，在岛弧一节中已有叙述。

3.1.1.2　科迪勒拉型

科迪勒拉型造山带是太平洋的法拉隆板块俯冲到北美板块西缘下形成的。造山作用发生在中生代和新生代。科迪勒拉山东侧为北美地台，上部覆盖着薄的沉积岩。地台由东侧的海拔 100 多米，抬升到靠近科迪勒拉山的 1500 m。科迪勒拉山分为东西两带（图 3.44）。东部是前陆盆地－逆冲断裂造山带。西部为内华达岩基和外来体的复杂拼贴体（collage），也称弗朗西斯科俯冲杂岩。科迪勒拉山造山带的南部，在晚新生代又遭受拉张作用，出现有名的盆岭区裂谷。造山带西南部被圣安德烈斯断裂所切断。这是世界著名的大地震带。

图 3.44　　科迪勒拉造山带（Park，1988）

外来体主要有 Ax：Alexander；W：Wrangellia；St：Stikine

东带的东界是向东逆冲断裂的前锋。断裂带从阿拉斯加经加拿大、美国到墨西哥北部呈曲线沿伸。逆冲断裂带宽 600 km 到近 1400 km。东带处于北美克拉通的前寒武系基底之上。Price（1981）报导了加拿大南部落基山的地质特征，反映了东带的典型特征。这里的沉积盖层呈现为向东减薄的楔状体，分为前造山期和同造山期沉积两套组合。前造山期在东部是晚元古代到中侏罗世的冒地斜的大陆坡到大陆架沉积。西部是火山岩和沉积岩。东西沉积环境的差异持续到中生代。变形的中到晚侏罗世的花岗岩侵入岩体以及上述沉积岩为更年青的白垩纪花岗岩所切穿。这表明北美板块的西界是活动陆缘。从晚元古代到早古生代是冒地槽沉积。西部为优地槽。

从晚侏罗世开始，东部发育叠瓦状的逆冲断裂，其中有一系列近水平的层间滑脱断裂。逆冲断裂向东逆冲到东部台地的前寒武系基底上。西为 Purcell 背斜和 Kootenay 单斜。在 Purcell 背斜之下的地壳厚度为 50～55 km，而在克拉通之下仅有 30～40 km。造山带变形有 100 Ma 的时间跨度，从晚侏罗世到早第三世。逆冲断裂计算表明，在至少 30 Ma 时间内，逆冲断裂带水平位移 100 km 以上，相应于 3 mm / a 的速度。同时，Purcell 背斜有负布格重力异常。这都说明在元古代和下古生代的厚的冒地槽之下有陆壳的薄化。

科迪勒拉山西带是一个典型的大陆增生带。它发育在早古生代到侏罗纪的优地槽上。西部是侏罗系和白垩系；东部是中央变质带及其东西侧的古生系到三叠系。各带都有花岗岩质深成岩体和超镁铁岩产出。例如，内华达花岗岩基在晚侏罗纪深成侵入和变质作用达到顶峰。古生代岩石有绿岩、杂砂岩、泥岩、燧石岩，夹少量灰岩和流纹岩，变质为角闪片岩和云母片岩。侏罗系和白垩系主要为板状泥岩和杂砂岩，变质不深。这些曾被统称为弗朗西斯科群，出露于沿里福尼亚西岸的海岸山脉，向北直到阿拉斯加都有类似岩石产出。弗朗西斯科群的岩石包括蚀变镁铁质岩石、超镁铁岩、蓝闪片岩和榴辉岩。蚀变镁铁质岩石有枕状熔岩、凝灰岩、或海底喷发角砾岩，厚度数米到数千米。超镁铁岩与蛇纹岩伴生，呈板状产出，最长达 100 km，宽几公里，常受强烈剪切，无接触变质，并大多与围岩整合。蓝闪片岩在未变质杂砂岩发育地区，或向未变质杂砂岩过渡的地区内孤立产出，宽几公里，长数十公里。榴辉岩呈园丘状产出于剪切带、蛇纹岩和未蚀变的弗朗西斯科群中。近年研究表明，弗朗西斯科群是晚侏罗世到晚白垩世的深海沉积物。当法拉隆板块向北美板块下部俯冲时，这些沉积物被刮下来，增生到北美大陆西侧，成为外来的地质体，被称为“terrane”。

20 世纪 50 年代古生物研究发现，发现这些地质体中的二叠纪纺锤虫种类特殊，应分属于中国、东印度和马来西亚半岛的古特提斯海动物群和北美动物群。Irwin（1972）用古地磁法证实温哥华岛的古生界和三叠系地质体来自南半球。Nur 和 Ben-Avraham（1983）认为这些地质体是过去大陆破裂产物，是一种大陆增生作用。

对于“外来体（terrane）”这个术语，国内经常译为“地体”。Coney 等（1980）认为它是构造地层外来体（tectono-stratigraphic terrane）的简称，可以把它定义为以断裂为界的、具有区域性延伸的地质实体，每个地体均有与相邻地体不同的地体发展史。王鸿祯等（1990）鉴于国内对“地体”一词使用过泛，含义不清；强调“地体”应限于小型的，有明确位移，拼贴于大陆边缘上的地质块体。施央申等（1992）也有类似看法，提出更准确，能表示动力学、运动学和几何学特征的定义：地体是曾经作为洋底高原、山脉或岛屿的岩石圈碎块，随板块运动运移到活动大陆边缘的增生体。作者认为，当前国内“地体”一词涵盖过宽，作者支持黄汲清先生等人的意见，应把“地体”改译为“外来体”。

整个科迪勒拉山西带发现 200 多个外来体。其古地磁特征不同于北美克拉通和相邻地质体，大多数含有沉积岩和火山岩，反映与大洋的亲缘关系。其年龄多早于中古生代。增生过程从中侏罗世到早第三纪，时间跨度有 120 Ma。这些外来体运移距离多在数百公里以上。

Samson 和 Patchett（1991）研究加拿大境内的科迪勒拉山脉中的三个最大的增生外来体：Alexander、Wrangellia 和 Stikine 的钕同位素，其Σ_{Nd}初始值分别为+3.3～+9.5（沉积岩为 0～+5.1），+5.1～+8.0，和+4.8～+6.2，表明三者都主要是元古代形成原始地壳。加拿大境内科迪勒拉山的增生外来体大约有 60％为原始地壳。由此计算出北美增生速度为 0.234 km^3 / a，与推断的中生代－新生

代岛弧增生速度 1 km^3 / a 相比较，约为中生代－新生代全球地壳增生速度的四分之一。

吴福元（1994）综述外来体的特征：① 外来体间相互作用形式十分复杂，走滑作用明显，常有旋转，少正向俯冲或仰冲，有挤出效应，不同于大板块的构造模式；② 拼贴历史长，拼贴带规模大。拼贴早期碰撞为主，俯冲有限；初步拼贴后，碰撞减弱，超碰撞和推覆为主。③ 外来体相对运动方向沿其边界迅速变化，常发生塑性变形。④ 俯冲带是不稳定和可变的俯冲方向存在极性交替，造成弧的旋转或反转。⑤ 蛇绿岩、高压变质带和混杂岩发育不全，呈无序分布。⑥ 钙碱性系列岩浆发育不完整，不具规律分带。岩浆岩成分极性变化无规律。⑦ 沉积建造成熟岛度低，碳酸盐岩、石英岩等高成熟度建造不出现或发育有限，断陷沉积物多，晚期磨拉石建造发育较差。⑧ 拼贴不牢，造山期后崩落较强。拼贴接合带常是后期强烈构造活动的场所。

3.1.2 碰撞型造山作用

碰撞型造山作用包括岛弧与大陆（包括主动型与被动型二种）的碰撞，大陆间和大陆内的碰撞，以及岛弧-岛弧碰撞。主要是前两种，特别是第二种尤为重要。

3.1.2.1 岛弧与大陆的碰撞

岛弧与大陆的碰撞发生在岛弧与被动大陆边缘之间。例如，澳大利亚北缘与新几内亚岛的碰撞，故又称新几内亚型造山带。碰撞前陆缘与岛弧之间为弧后盆地所隔，被动大陆边缘的前导洋壳向岛弧之下俯冲（图 3.45 a），岛弧区发育具火山活动的优地槽带，大陆一侧则为冒地槽带。当弧后盆地洋壳完全消亡时大陆与岛弧碰撞缝合（图 3.45 b，c）。与科迪勒拉型造山相比，两者都位于大陆边缘，但造山带结构和变形历史不同。其主要区别是：蛇绿岩、蓝闪片岩、混杂堆积等俯冲组合位于陆侧冒地槽和洋侧优地槽之间，而科迪勒拉型则位于岩浆弧的洋侧。

图 3.45 岛弧与被动大陆边缘碰撞过程的示意图（刘肇昌，1985）

a 被动大陆边缘的前导洋壳向岛弧之下俯冲；b 弧后盆地洋壳完全消亡，大陆与岛弧碰撞缝合，陆缘有复理石沉积；c 陆缘有磨拉石沉积；d 岛弧外侧洋壳继续扩张，在岛弧与洋壳连接处破裂，发育成与原俯冲带倾向相反的新俯冲带

岛弧与大陆缝合后，岛弧外侧的洋壳继续扩张，使洋壳在与岛弧连接处破裂，发育下一个与原俯冲带倾向相反的新俯冲带（图 3.45d），称为俯冲带回翘。或反转俯冲带。新几内亚俯冲带在中新世前是自澳大利亚向北向太平洋俯冲，中新世碰撞后变为目前的自太平洋向南向澳大利亚俯冲。

3.1.2.2 大陆之间的碰撞

大陆之间的碰撞发生于两个大陆间，或者洋壳在某个大陆或两个大陆下消亡时。大陆碰撞的典型例子是欧亚板块与印度板块碰撞形成的喜马拉雅造山带，以及欧亚板块、非洲板块和阿拉伯板块碰撞形成的阿尔卑斯型造山带。在讨论两个造山带之前，必须先叙述一下“特提斯”。

“特提斯” 一词是奥地利地质学家 Suess（徐士）在“地球的面貌”一书中首先使用的，其含义是指在中生代时期延伸于欧亚大陆南缘的宽阔大洋，到第三纪早期特提斯实际上已经闭合，只有东地中海继续存在。特提斯的消亡产生阿尔卑斯－喜马拉雅造山带。然而在板块理论以前，这个观点在阿尔卑斯地区的国家以外并没有获得多大扩展。那时，地槽理论是地质思想的主流。

随着板块构造理论的出现，二叠－三叠纪时期大西洋和印度洋古地理图上显示出一个向东开口的“V”形海洋，它与当时的赤道位置相当，并把劳亚大陆和冈瓦纳大陆分隔开。这为特提斯的存在提供了证据。后来伴随阿尔卑斯－喜马拉雅造山带的发展，特提斯也一起毁灭。这被称为板块构造理论预测的巨大成功。

Suess 的经典特提斯主要是中生代和第三纪早期的现象。下述青藏高原的研究，发现较多和保存较好古生代、以及中生代和第三纪的蛇绿岩带。古生代蛇绿岩带也见于特提斯的其它地区。因此，特提斯至少是由两个时代不同的洋域组成的。古生代特提斯最晚于早石炭世已经形成，古生代晚期开始消亡，晚三叠世洋盆封闭。古生代特提斯的闭合产生西起希腊东北部和土耳其北部、高加索、

兴都库什、北帕米尔，向东和东南经青藏高原北部，川、滇西部，延伸到东南亚地区的晚古生代到中生代早、中期的造山带。在东欧和中亚叫做 Cimmerian（基墨里）造山带，在我国和东南亚叫做印支造山带。造山作用伴随有蛇绿岩侵位和岩浆活动。这个晚古生代到三叠纪的海洋不同于徐士最初定义的特提斯。按目前大多数人接受的观点，把晚古生代到三叠纪的特提斯海洋叫做古特提斯；把中生代到第三纪早期的特提斯，即 Suess 最初定义的特提斯叫做新特提斯；一个被称为 Cimmerian 大陆（西部）或藏北微大陆（东部）的块体在中生代时期把二者分开。因此，在晚古生代－新生代时期特提斯的古构造格局由北而南应当是：欧亚大陆—古特提斯—Cimmerian 或藏北微大陆—新特提斯—冈瓦纳大陆。这样，特提斯指晚古生代至新生代早期，在欧亚大陆与冈瓦纳古陆之间的宽阔海域。特提斯构造带经历印支期、燕山期和喜马拉雅期三个发展阶段。

3.2 喜马拉雅造山带

喜马拉雅造山带是全球最年轻的造山带。它以最快的上升速度，最高的山峰，最高的高原，最大的极区以外的冰川聚集区，一些最大的河流，包括印度河、雅鲁藏布江、恒河、长江、黄河、湄公河和萨尔温江的发源地和最深的峡谷，而著称于世。在地质上，它提供陆－陆碰撞的典型例证，具有极简洁而弯曲的构造形态。青藏高原平均高度略低于 5000m，表面比较平坦，只有约 1000m 的高差。青藏高原被誉为地球的第三极、研究全球构造的窗口、建立野外实验室的最佳选区、解决大陆动力学的一把钥匙。在青藏高原上地壳平均厚度达 65 km，近于正常地壳的二倍。与新生代以来青藏高原抬升近 5000 m 相比，造山带的南北向挤压也是巨大的，2000～3000 km 特提斯洋的消失就说明了大自然的威力。对此，到西藏旅游和工作的人员者都有着异乎寻常的体会。高耸入云的雪峰，一望无际的莽原，人迹稀少的景观，以及万籁无声的沉寂，都使人感到心灵的震颤。可能正是这种原始的肃穆所带来的永恒的宁静，推动了企图摆脱尘世纷争的佛教在西藏的发展。

3.2.1 蛇绿岩带

从板块理论出发，青藏高原是一连串的地块北移碰撞缝合。其依据除了基础地质研究之外，主要是近年陆续识别的蛇绿岩系，以及向南变形时间逐渐年轻化的构造事件。近年发现一系列蛇绿岩带。自南向北有（图 3.46）：雅鲁藏布江－印度河蛇绿岩系、班公湖－怒江蛇绿岩系、金沙江蛇绿岩系、阿尼玛卿山蛇绿岩系、昆仑山中部蛇绿岩系和库地－苏巴什蛇绿岩系。其中雅鲁藏布江－印度河蛇绿岩系可能是冈瓦纳古陆与欧亚板块汇聚的缝合线。一般把这些蛇绿岩系视为缝合带。应该指出的是，这些蛇绿岩带未必是过去的洋壳，更可能仅是陆内裂谷、微型扩张中心和小洋盆。

图 3.46 喜马拉雅造山带中的缝合带（Dewey 等，1990）

根据地层、古生物、沉积、构造、岩浆、变质和古地磁特征，以及蛇绿岩系分布，一般把喜马拉雅造山带划分为下列地块：昆仑地块、羌塘地块、拉萨地块、特提斯喜马拉雅带、中央结晶带和次喜马拉雅带（图 3.47，3.48）。

3.2.2 地块特征

昆仑地块，又称喀喇昆仑地块。基底前寒武系变质岩分布于青海南侧布尔汉布达山一带，与柴达木地块和阿尔金山基底可以对比。奥陶系岩性与柴达木地块相近，已轻微变质，万宝沟 412.6±4.8Ma 花岗岩可能与之有关。缺失志留系。上泥盆统碎屑岩和火山岩不整合于其上，为造山期后的磨拉石建造。二叠系为碎屑岩和碳酸岩沉积。阿尼玛卿山下二叠统中有蛇绿岩分布。昆仑地块下、中三叠统分布最广，代表古特提斯海以北陆缘碎屑沉积。上三叠统为陆相含煤碎屑岩和火山岩。三叠纪末局部三叠系强烈变形，可能联系着金沙江缝合带的闭合，昆仑地块主体上升成陆。

图 3.47 喜马拉雅造山带中的主要构造图（Dewey 等，1990）

1 天山－兴安缝合带；2 昆仑－秦岭缝合带；3 金沙江缝合带；4 延续的金沙江缝合带；5 班公湖缝合带；6 印度河－雅鲁藏布缝合带；7 晚古生代侵入体；8 三叠纪侵入体；9 白垩纪侵入体；10 晚白垩世－第三纪侵

入体；11　与二叠纪裂谷有关的火山岩；12　与二叠纪俯冲作用有关的火山岩；13　与三叠纪俯冲作用有关的火山岩；14　与第三纪俯冲作用有关的火山岩；15　走滑断裂；16　冲断裂；17　早古生代构造作用；18　石炭纪构造作用；19　二叠纪构造作用；20　晚三叠世或早侏罗世构造作用；21　蛇绿岩；22　安加拉植物群；23　安加拉和北方华夏的混生植物群；24　北方华夏植物群；缝合带上的小箭头为推断的俯冲方向

图 3.48　　喜马拉雅造山带地质剖面简图（Yin 和 Harrison，2000）

羌塘地块处于金沙江缝合带以南，基底东部出露吉塘群和嘉木桥群，以及西部的阿尔岗群，岩性类似拉萨地块的安多片麻岩。基底上为中泥盆统－侏罗系的海相沉积层。中泥盆统不整合的磨拉石含有中性火山岩。中东段下石炭统为煤系和碳酸盐岩，均含杨子区动物群化石，与祁连地块可以对比；而西部和拉萨地块石炭系为类复理石建造，含中基性火山岩、杂砾岩和冷水动物群，有冰碛岩，说明处于冈瓦纳古陆边缘。二叠系和三叠系广布。上二叠统煤系中生物属于华南植物群。三叠系代表古特提斯海以南的大陆边缘碎屑沉积。晚三叠世后随着中部隆起，形成南北两个沉积区。班公湖洋区的闭合发生于晚侏罗世，使羌塘地块侏罗系普遍仅遭受微弱的变形作用，说明碰撞是缓慢而轻微。

拉萨地块位于班公湖缝合带以南。其基底为安多片麻岩。由泥质、砂质和钙质变质沉积岩、角闪片麻岩和云英闪长质片麻岩组成。云英闪长质片麻岩中的锆石年龄为 531±14Ma，钕模式年龄为 1242Ma 和 1646Ma，是中元古代陆壳产物。与昆仑地块基底明显不同，说明其可能于三叠纪前从冈瓦纳古陆分裂出来。基底上主为晚古生代碳酸岩沉积，以及中生代中晚侏罗世－晚白垩世弧后断陷盆地沉积。早二叠世早期与特提斯喜马拉雅和羌塘地块西部相似，含冷水动物群化石。但自茅口期起，与北侧羌塘地块和昆仑地块相似，均以含特提斯群化石为特征，类似华南地台，与南侧特提斯喜马拉雅不同。中三叠世火山岩和碳酸盐岩沉积，晚三叠世盆地相碳酸盐浊积岩的出现，以及雅鲁藏布缝合带中大洋硅质岩的发现，表明新特提斯海的发生和发展。侏罗纪存在南、中和北三带，分别代表新特提斯海以北的岛弧、弧间盆地或过渡带、和弧后盆地沉积。北侧有一条宽 100km 的东西向深成岩带，班戈二云母花岗岩岩基（独居石年龄 121±2Ma）模式年龄达 1040～1646Ma。在雅鲁藏布缝合带地区，大洋沉积延续到晚白垩世；晚白垩世晚期滑塌堆积的出现，标志着仰冲作用的开始。110～75Ma 有一个大的钙碱性火山岩区，主为安山岩、玄武岩、流纹岩和凝灰岩。第三纪后喜马拉雅洋盆闭合。南部冈底斯岩浆弧可能是向北俯冲的产物，属钙碱性系列岩浆，主为二长闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩。侵位于早第三纪，61～39Ma，某些小的侵入体达 29Ma。同期有安山岩和流纹岩活动（60～50Ma）。早第三纪岩浆作用的同位素表明，源区的 Rb／Sr 特别低，初始锶比值小于 0.707，与壳源的特提斯喜马拉雅带花岗岩相反，后者的初始锶比值大于 0.74。

雅鲁藏布江缝合带以南称为特提斯喜马拉雅带，国外常被包括在高喜马拉雅带之中。包括元古代变质基底及其上覆从寒武纪到始新世的、10km 厚的连续特提斯海相含化石沉积物。晚三叠世以后，沉积环境多变，发育有滨海浅海、生物礁、深水碳酸岩和浊积岩等沉积相。新生代沉积于陆棚环境，始新世晚期经历绿片岩变质作用，并有蛇绿岩飞来峰向南逆冲于此带之上。

高喜马拉雅带南侧分布大片深变质岩带，印度称为中央结晶带。它处于喜马拉雅山南麓。在中国境内则以聂拉木群和纳木那尼群为代表，是古生代和中生代沉积的副变质岩。其原岩以泥质、泥砂质为主，夹长石砂岩、碳酸盐岩及少量火山岩。属活动类型的复理石沉积。变质变形强烈，以混合岩化片麻岩和片岩为主（郭铁鹰和梁定益，1990）。聂拉木群中有 1250Ma 和 660～640Ma 年龄。纳木那尼群中也有 645Ma 和 814Ma。国外则有印度（1830±20Ma，1620±90Ma）、锡金（2460～2090Ma）、尼泊尔（1280Ma，900Ma，730Ma）的年龄数据。中央结晶带主要为含电气石的白云母或二云母淡色花岗岩。尼泊尔的马纳斯卢花岗岩的 Rb－Sr 全岩等时线年龄为 21±1Ma，不丹花岗岩在 30～12Ma 之间。这类花岗岩初始锶比值很高，马纳斯卢为 0.7433～0.7874，不丹约为 0.77，珠穆朗玛峰 0.7630～0.773，都是逆冲推覆过程中，下部 10～30km 深部地壳熔化产物。

在中央结晶带之南称为低喜马拉雅带，两者之间的大断裂带，称为中央大断裂（MCT）。活动时间晚于早中新世。断距达 100km 以上，把 20km 厚的片麻岩逆冲到南部的低喜马拉雅带之上。低喜马拉雅带由厚的古生代和薄的中生代沉积岩和寒武纪花岗岩组成。变质程度达低级绿片岩相。

更南的次喜马拉雅带是中新世中期至更新世开始的磨拉石沉积。低喜马拉雅带的岩石又沿上新世－更新世的边缘大断裂带（MBT），向南逆冲于此带的更新世沉积物之上。断距也达 100km 以上。继而，前缘主断裂（MFT）又把次喜马拉雅带向南逆冲 100km 以上。

3.2.3 地球物理研究

青藏高原是世界上面积最大和隆升最高的高原。从重力场来看，它是世界上面积最大和凹陷最深的“重力盆地”（图 3.49）。在 1°×1°布格重力异常图上清楚显示出青藏高原的基本形貌特征。

图 3.49 1°×1°布格重力异常图（肖序常等，1988）

青藏高原的地壳厚度约为 60～85km，约为印度地壳的两倍。岩石圈厚度在南部仅 90～120 km，北部为 120～140 km，仅为印度岩石圈的 3／5。因此，青藏高原的上部是热而轻的厚地壳（60～80 km），下部是重而薄的上地幔（40～60 km）。Dewey 等（1990）研究青藏高原横剖面认为，地壳从印度地盾下面的 33km 到喜马拉雅山下面的 75km 和青藏高原的平均厚度 65km，同时，喜马拉雅山已侵蚀掉 20km，冈底斯岩浆弧侵蚀去 10km，青藏高原平均侵蚀 2km。整个岩石圈地幔可分六层：① 厚约 5km 的上地壳低速层；② 5～17km 的较高速层，地震多处于 5～10km；③ 17～30km 的地壳低速层，具有电导异常和低泊松比，可能为局部熔融带；④ 30km 至 65km 莫霍面之间较高速下地壳，具有陡的剪切波速梯度；⑤ 65～100km 的上地幔高速层；⑥ 100～150 km 深度，剪切波速为 4.4km/s 的上地幔下部层。这一模式提出的 150km 的青藏高原岩石圈厚度是与地表 27℃／km 的地温梯度、下地壳中 18℃／km 的地温梯度和约 750℃的莫霍面温度一致。

吴功建等（1996）对亚东－格尔木地学断面的分析表明，青藏高原呈现多层结构。地壳平均速度 6.20～6.30km，特提斯喜马拉雅带略低。莫霍面平均深度为 70～80km。地壳厚度和起伏具有两个特点：① 在西藏地区莫霍面起伏大且多被错断，有几个 10km 左右的垂直断距；② 莫霍面常彼此叠覆，雅鲁藏布江两岸出现莫霍面的雁形排列，这可能意味着上、下地壳之间物质的穿插与交换。

中美合作 INDEPTH 项目的 CMP 和广角深部地震反射表明，主喜马拉雅深部逆冲带（MHT）为一条巨型陆内俯冲带，是北倾约 7～8°、厚 60~80m 的流体剪切带，喜马拉雅山断裂全部单独进入这个共同的拆离断裂。沿此俯冲带印度大陆地壳整体，或者是下地壳向北俯冲到喜马拉雅地壳下（Zhao 等，1993）。INDEPTH 发现藏南拆离系（STDS）延伸达 2000km 上，并深入地下 27km。STDS 和 MHT 在深部呈会聚趋势，最近处距离 9km，交角为 11°。该项目提出在雅鲁藏布缝合带深部存在一条连续延伸北倾约 4°，代号为 YSR 的逆冲断裂带，表明印度陆壳向北俯冲到雅鲁藏布缝合带之下 100km 深处。格尔木－额济纳旗地学断面（GET）新完成的北祁连深地震反射剖面显示出青藏高原北侧大陆正在插入高原之下。

喜马拉雅造山带岩石圈波速已进行多次测定，但其空间分辨较差。20 世纪 90 年代早期进行横穿中和南特提斯的地震阵列实验，上地幔剪切波各向异性和穿过喜马拉雅山和南特提斯深部地壳和岩石圈结构，以及穿过中 Altyn Tagh 断裂的拓扑研究。下面阐述其主要结果。

印度板块岩石圈的消减是关键课题。Curtis 和 Woodhouse（1997）利用表面波相速反转法，提出印度岩石圈应消减于整个板块之下。在中和南特提斯的剪切波各向异性研究一致显示羌塘地块内有一个＜100 km 宽的边界，将其分为南区（具有不可测出到弱各向异性）和北区（具有强各向异性）。Chen 和 Ozlaybey（1998）找到该边界与局部 Bouguer 重力异常相关，指示深处有质量较大物质，认为该边界是羌塘地块（33°）下消减印度地幔岩石圈的北界。吕庆田等（1998）利用 1992 年中法地震观测二维反演表明，特提斯喜马拉雅带下北倾的高速体可能是俯冲洋壳。Owens 和 Zandt（1997）测定表明，特提斯区岩石圈厚度仅 90 km，而周围达 150～200km。基于在拉萨地块和雅鲁藏布以南

喜马拉雅地块北部以下 60～75 km 深度的下地幔的高 P 波速（7.2～7.5km／s），提出印度岩石圈以低角度消减于特提斯地壳之下。然而，该高速层主要为镁铁质或中性组分，处于冈底斯岩基之下，可能是底侵作用产生，与晚新生代美国盆岭区的现象类似。

与 Owens 和 Zandt（1997）平滑消减模式相反，Kosarev 等（1998）基于空间宽带网 P 到 S 转换拓扑波，建议印度地幔岩石圈向北倾沉入特提斯地幔，显示有较多的耦合转变边界。同样，还显示柴达木盆地地幔岩石圈能以高度叠瓦向南消减于中特提斯。

剪切波各向异性研究给出，在拉萨与格尔木之间快极化方向近于东西到北东－南西。由于在特提斯之下的快极化方向近似于特提斯地壳相对于稳定欧亚板块的运动挤压方向，Lave 等（1996）建议各向异性源于软流圈内剪切作用，作为特提斯岩石圈块体向东侵入的结果。相反，McNamara 等（1994）和 Silver（1996）提供特提斯岩石圈相对于新生代南北向缩短变形的地震各向异性。这意味着以地震各向异性记录的组构是整个长期地质时代中最终应变积累。

地震波亮点（bright spots）广泛见于南特提斯地壳 15 km 深度的反射地震数据，被解释为下地壳存在部分熔融。

吕庆田等（1998）提出康马、冈底斯带和羊八井下面有三个相连的低速体，可能是岩浆室。许志琴等（1996）地震层析分析得出，羌塘地块下 200～360 km 深处有一个大的低速体。宽约 250 km，厚达 160 km。上部周缘出现一系列小的低速体。它们与地表新第三纪火山岩带部位相当。

Bourjot 和 Romanowicz（1992）在中特提斯发现相对低粘度，这被解释为异常热的岩石圈地幔和下地壳广泛部分熔融。在昆仑地块和羌塘地块北部显示一个高 Poisson 比的 S 波低速。昆仑地块中厚的复理石复合体，大多是深海泥质岩。它们有明显较低的地震波速和高 Poisson 比。由于复理石复合体俯冲到 60～80km 深度产生脱水反应，继而部分熔融，表现为广泛的火山作用。

青藏高原是地震活动较多的地区之一。此区地震多成群分布，呈中等强度；冈底斯地区地震多呈片状展布，一般为浅源地震。唐古拉和昆仑地区的地震比高原边缘弱，频率低，以浅源为主。

喜马拉雅造山带的航磁测定表明，异常磁场与地表岩石和构造吻合。同时显示一系列的线性磁异常带。例如，布尔汗布达山异常带和安多－丁青异常带。最令人注目的是雅鲁藏布江异常带。异常宽 10～20km，航高 2000m，强度仍有 2500nT。其强度和规模都是罕见的，说明其反映的地质体规模很大，延伸深，产状近直立或稍北倾，倾角 60°～80°。在仁布以西，异常分为南北两带。南带与出露蛇绿岩一致；北带为隐伏在冈底斯花岗岩带之下另一条超基性岩的反映。

最近测定发现唐古拉和昆仑带地表热流已趋稳定。从羌塘地块南缘 47 mW／m^2，缓慢递降至北昆仑地块北缘的 42 mW／m^2，拉萨北部为 66 mW／m^2，大致与冈底斯带的区域背景值相当；北喜马拉雅带的区域背景值为 75～79 mW／m^2。青藏高原的热结构特征为：北喜马拉雅带为热壳冷岩石圈地幔，冈底斯带为热壳热岩石圈地幔，唐古拉和昆仑带为冷壳冷岩石圈地幔。

3.2.4　喜马拉雅造山带的形成和演化

自从 20 世纪 20 年代 Argand（阿尔岗）提出亚洲新生代构造主要是冈瓦纳古陆碎片与欧亚大陆汇聚的设想以来，普遍认为，喜马拉雅山和青藏高原地壳的大致加倍、抬升和南北向缩短，并造成从喜马拉雅山到贝加尔湖的广阔变形带，是因为印度板块与亚洲板块沿雅鲁藏布江－印度河缝合带碰撞所引起。这碰撞作用体现为一系列远离原地的地块的多阶段拼贴。

古地磁数据表明，各地块在古生代均位于南半球中低纬度区，晚古生代以东西向漂移为主，经三叠纪旋转后，侏罗纪后转为南北向漂移为主。过去认为，印度板块与欧亚板块开始碰撞时间为 45Ma（图 3.50）。在 45Ma 前后两者的相对运动从 140mm／a 变为 95 mm／a，进而降到 71 mm／a，运动方向也有突然的变化。近年研究表明碰撞始于约 70Ma。印度洋古地磁异常表明，印度与欧亚板块相对运动在约 50Ma 从 15～25cm／a 骤降到 13～18cm／a。Klootwijk 等（1992）对印度洋 Nintyeast 洋中脊古地磁测定得出约 55Ma 从 18～19cm／a 变到 4.5cm／a，认为碰撞早于 55Ma。Gaetani 和 Garzanti（1991）提出印度东北部 Zanskar 区由海相到陆相转变约 52Ma，给出碰撞下限年龄。Beck 等（1995）研究巴基斯坦西北部亚洲南缘增生楔和海沟地层得到碰撞年龄在 60～55Ma 之间。Willems

等（1996）提出印度 Zhepure 山沉积相改变约 70～64Ma。Rowley（1996）利用 Zhepure 山水深曲线给出约 70 Ma 突然变化。而 Zanskar 区 Spontang 蛇绿岩侵位于白垩纪最晚期。de Sigoyer 等（2000）用多种同位素测得印度拉达克 Tso Morari 组低温榴辉岩的 55Ma 年龄。另外，印度与亚洲大陆的碰撞并非南北向的正向碰撞，大喜马拉雅（HHC）榴辉岩分析，认为是由西往东的斜向穿时性碰撞，时间达 10Ma，同时俯冲面倾角西陡东缓，从而导致了东西部俯冲带宽度、温度及压力的显著差异。西北部 Padar-Zanskar 地区有大范围的高级变质岩，向南东转化为中－低级变质岩。

图 3.50　不同时代印度板块的位置变化（Park，1988）

喜马拉雅造山带同碰撞岩浆的产生有五种机制：① 早期地壳加厚，沿浅部拆离面滑动，形成淡色花岗岩；② 碰撞早期阶段板片破裂，形成林子宗火山岩序列；③ 大陆消减产生钙碱性岩浆，形成冈底斯钙碱性岩基；④ 释放弯曲和拉断构造，作为可能的减压熔融机制，或顶部熔体通道，形成沿 Altyn Tagh 断裂和昆仑断裂的 Palu 玄武岩和晚第三纪－第四纪火山；⑤ 新生代上地幔和三叠纪复理石沉积物消减到地幔深度发生脱水，产生广泛和持续地部分熔融。

青藏高原的隆起过程是大陆动力学研究中的基本问题。青藏高原的隆升面积广、幅度大、受挤压缩短、侧向东逸、重力失稳等多种因素的联合控制，是一个复杂多期的过程。对隆起过程有两种看法：持续挤压隆升或阶段隆升。后者的起始时间和阶段划分各持己见，对隆升高峰也无定论。过去认为，青藏高原是随着特提斯海的最终消失，从始新世开始上升，上新世已达 3000～4000m。资料证明，从始新世至上新世是青藏地区夷平面广泛发育的时期，显示热带一亚热带喀斯特地貌，约 1000m 左右。1964 年施雅风和刘东生先生在希夏邦马峰发现高山栎化石，提出上新世后高原才上升到 3000m。随后，昆仑山 4800m 处发现上新世末一早更新世以紫枝柳为主的落叶阔叶树叶化石，推测早更新世以来昆仑山上升 2800～3100m。可以认为，早更新世以前的上升比较缓慢，平均上升速度为 0.1mm / a，上新世末一早更新世以来，才进入强烈上升时期，平均速度约 1.5mm / a。50 万年以来南迦巴尔帕特峰平均上升速度 5 mm / a，累计上升 2500m。目前青藏高原处于强烈上升期，1960～1980 年平均上升速度 5.8mm / a。珠穆朗玛峰 1966～1992 年平均上升速度达 37 mm / a。

Kazuo 和 Asaira（1992）等对孟加拉扇沉积物研究，认为喜马拉雅隆升从 20Ma 前开始，10.9～7.5Ma 和 0.9Ma 至今为两大隆升高峰期，并于 8Ma 左右接近于目前的高度。这得到古气候学、藏南快速冷却事件等证据的支持。钟大赉和丁林（1996）从构造热事件结合裂变径迹，提出有四个阶段隆升过程：45～38Ma（碰撞高峰约为 40Ma）、25～17Ma、13～8Ma、3Ma 至今，其中 3Ma 以来隆升最强烈。崔之久等（1996）等通过不同方面的研究，提出各自的看法。卢演俦和丁国瑜（1998）强调第三纪青藏高原中的 S-N 向缩短，和第四纪的青藏高原隆升。认为后者与下地壳和上地幔局部熔融和变质作用有关。显然，由于对青藏高原隆升速度、地壳缩短量、走滑位移量、表层剥蚀量、沉积速率等参数定量不足，高原隆升定量研究仍是今后的重要任务。

在高原隆升的同时，地壳出现巨量的缩短。按照印度板块向北运动的速度，可以估算出亚洲板块缩短 2000km，或 2500～3500 km。林金录和 Watts（1990）根据拉萨地块古地磁得出缩短量 2000±600 km。Yin 和 Harrison（2000）认为，自祁连缝合线到印度大陆北界至少缩短 1400 km。

对高原隆升和地壳缩短机制的探索，可追溯到 20 世纪初叶。60 年代 Holmes 提出的“双重陆壳重叠说”，李四光提出“陆地波澜侧向挤压旋扭说”，70 年代 Dewey 等提出“地壳缩短加厚说”，常承法等提出的“楔状体堆叠说”以及幔隆幔凹转化说，热动力作用说等。按照区域构造背景和主动力机制可将众多学说归纳为具代表性的三类：

（1）地壳俯冲形成双倍地壳模式（图 3.51）：由 Argand 于 1924 年首次提出，认为印度板块地壳俯冲下插到亚洲地壳下形成双倍正常厚度的地壳。这一观点得到 Barazangi 和 Ni（1982）等的支持。Kincaid 和 Silver（1996）提出岩石圈加厚，Zhao 和 Morgan（1987）等提出地壳加厚滑动下地幔流。

（2）推土机模式（图 3.51）：Dewey 和 Burke（1973）提出，认为印度大陆像推土机一样向北对亚洲板块碰撞推挤，造成亚洲地壳挤压方向的缩短和垂向的拉长。这一观点得到了 Vilotte 等（1982）等的支持。

（3）地壳侧向向东挤出模式：Tapponnier 等（1982）运用塑性材料实验模拟的滑移线场论，提出青藏高原受印度大陆斜向碰撞，而沿巨型的平移断层，例如昆仑、阿尔金断层等向东侧向逸出。

图 3.51　地壳和岩石圈增厚、减薄和抬升机制（Dewey 等，1990）

a 随欧亚岩石圈地幔沿莫霍面的剥离，印度岩石圈俯冲到欧亚大陆下面； b 欧亚岩石圈通过垂直平面应变南北向缩短而增厚；c 青藏地壳通过岩浆的底侵作用增厚和上升；d 为 a 的构造表示；e 和 f 为 b 的构造表示；M：莫霍面；L：热岩石圈底部；L1：在增厚期末热岩石圈的底部；L2：在剥离以后热岩石圈的底部；LVZ：低速带

此外，李廷栋（1995）将高原隆升分为三个不同动力机制的阶段，即 K2-E2 碰撞挤压缓慢隆升阶段、E3-N 的陆内汇聚热动力中速隆升阶段，和 Q 以来的均衡调整热动力快速隆升阶段。吴功建等（1996）认为，演化可分为四个阶段：① 逆冲叠覆的陆内 A 型俯冲为主；② 挤压褶皱构造为主；③ 走向滑动构造为主；④ 断块活动构造为主。唐古拉和昆仑带经历前三个阶段，现正处于第四阶段；冈底斯带正处于第三阶段；北喜马拉雅亚带正处于第二阶段；南喜马拉雅亚带正处在第一阶段。构造演化是自北向南逐步发育的过程。

3.2.5　青藏高原晚新生代以来的环境变化

根据若尔盖盆地 RH 孔（深 120m）和 RM 孔（深 310m）研究，获得青藏高原北部 82 万年古气候与环境变化序列，可划分为 21 个阶段，有 4 个最暖湿的阶段（相当于深海氧同位素 23，21，13 和 5a 阶段）和 3 个冷阶段（相当于氧同位素 18～16，8～6 和 4～2 阶段），冷期持续时间远超过暖期，暖期内次级波动频繁，反映气候的不稳定性。相当于氧同位素 18～16 阶段的冰川规模最大，气候冷湿。相当于氧同位素 8～6 阶段的倒数第二次冰期。

打穿西昆仑山古里雅冰帽的冰心底部年龄大于 70 万年。最近获得 15 万年的氧同位素记录与 Vostok 冰心和 GISP2 冰心记录完全可以对照。从古里雅冰心上部 129m 的$\delta^{18}O$ 和冰川积累量恢复过去 2000a 该地区的温度和降水变化史。可分出 7 个冷期和 8 个暖期，以及 4 个干期和 5 个湿期。小冰期中的三次冷期是典型的由暖变冷的气候突变。目前青藏高原处在变暖过程。古里雅冰心和敦德冰心中 Ca^{2+}、Mg^{2+}和微粒含量变化一致。反映气候变冷时，浮尘出现频率增加，强度增大；与格陵兰冰心完全同步，但尘埃的波动频率大于格陵兰。总的规律是：夏季季风强时，气候变暖，降水增加，尘埃输送量和强度减小，青藏高原和格陵兰冰心中的尘埃记录减少。

地貌研究确认青藏高原从晚第三纪末期（3.4Ma BP）以来经历了三期上升。① 青藏运动（3.4～1.6Ma BP）：在 2.4Ma BP 前后平均高度达到 2000m 左右，诱发了东亚季风。② 昆仑－黄河运动（1.1～0.6 Ma BP）：在 0.8Ma BP 前后达到 3000m 左右，主体进入冰冻圈，出现第四纪最大冰期，导致北半球气候再次转型。③ 共和运动：从 0.15Ma BP 左右开始延续至今。高度从 3000～3500m 上升到目前 4500～5000m，上升速度达 8～10mm / a，隆起出现后期加速的特点。

目前高原上的湖泊多为 1.7Ma BP 以后发育的。距今 4 万年左右，藏北是多湖联结的大湖时代；以后大湖解体，湖泊退缩。在末次冰盛期时，降水骤减，水位最低（如青海），出现干盐湖（例如柴达木）；季风与西风降水过渡区（高原中西部）出现次高湖面。全新世多数湖泊持续萎缩与咸化。青藏高原主要外流水系在上新世形成，当时为宽缓河谷与湖盆贯通的串珠状水系。现代河谷在 1.6Ma BP 以后形成，河流从高原边缘向内部溯源侵蚀，形成多级阶地，记录高原上升历史。

在隆起中，约 37Ma BP 高原季风出现，引发第三纪以来第一次全球大降温，当隆升高度达到平均凝结高度（1.5～2km）时，深厚高原季风稳定建立，北半球大气的南北向热量交换减弱，出现又一次全球性大变冷。高原隆起改变东亚大气环流格局，外营力系统发生明显分异，低纬度干旱区位置北移，形成塔克拉玛干、腾格里和毛乌素等世界特有的高纬沙漠。青藏高原发育冰川冻土。西北

地区以风力为主，沙漠不断扩大，粉尘被高空气流搬运，形成世界上面积最大的 200～300m 厚的黄土高原。把中国划分为五个地质环境系统：青藏高原、沙漠－戈壁、黄土、红土和大陆架。

随高原隆起和气候变化，青藏高原地表植被发生演变：上新世晚期，青藏中北部地区主为灌丛草原；在中、晚更新世，冰期和间冰期变化基本上控制了植被的演替。

汤懋苍等（1998）提出雅鲁藏布江的大峡弯是一个地球热点。其根据有：在 130～64km 深度有一个约 400km 直径的重力负异常区；处于西藏大面积负磁异常场中最大负值地区，达－160nT；南迦巴瓦峰地区发现麻粒岩，说明喜马拉雅造山带根带岩石已抬升至地表；裂变径迹测定表明 150Ma 以来岩石抬升速度达 30mm / a，是我国新构造运动最强烈地区之一，1950 年墨脱 8.6 级大地震；本区地下热流值达 10W / m^2 以上，是地球上的高热点；本区是全球降水最多的地区，海拔 1500m 的卡西山南坡达 10000mm；此区热带雨林上界达 1000m，而海南岛热带雨林上界仅达 800m；最后，该区的气候变化比其它地区来得早，是气候变化的启动区。

3.3 阿尔卑斯造山带

阿尔卑斯造山带是一个复杂构造网络。从直布罗陀延至中东，更东则沿走向方向进入喜马拉雅造山带。该带随着联合古陆的解体，非洲，阿拉伯和欧亚三大板块的碰撞挤压，于早侏罗世开始形成；第三纪达到其变形阶段的顶点；而构造活动一直持续到现在，有频繁的地震和火山活动。

阿尔卑斯褶皱带的演化相当复杂，它由许多微板块镶嵌组成，在大约 200Ma 时间内有大量的板块间相互错动，形成一个包括由洋中脊、大陆边缘、岛弧、弧后盆地和转换断层在内的不断变化而相互关联的格局（图 3.52）。阿尔卑斯带具有复杂多样的构造，大多数单个小构造带都有自己的构造－变质史和沉积史；每个阶段又多是穿时性的；许多板块边缘受到后来地质作用的破坏，呈现约 150km 左右的边缘带；没有一个演化顺序能适用全部褶皱带。

图 3.52 阿尔卑斯造山带 Mediterranean 区板块和准板块构造简图（Plag 等，1998）

AD：Adriatic Sea；Al：Alps；AlS：Alboran Sea；AN：Anatolian 微板块；Ap：Apeonines：AS：Aegean Sea；BS：Balearic Sea；C：Carphathians；CA：Calabrian 弧；E：Epirus； EMS：Eastern Mediterranean Sea；ET：东土耳其逆冲带；H：Hellenides；IS：Ionian Sea；KFZ：Kephalonia 断裂带；NAFZ：北 Anatolian 断带；PB：Pannonian；TS：Tyrrhenian Sea；WHA：West Hllenic Arc；WMS：Wsstern Mediterranean Sea

Dewey 等（1973）认为，阿尔卑斯褶皱带有六期玄武岩建造，七期蛇绿岩建造，三期蛇绿岩仰冲作用，十一期变形和七期高温高压的变质活动，不同时代地发生在不同地区。尽管如此，可以概括出一个理想化的发展概况：① 二叠－三叠纪古特提斯洋收缩，同时新特提斯洋板块在三叠纪出现，其后逐渐增长；② 晚三叠世沿断裂大陆边缘的蒸发岩系上沉积碳酸盐台地建造，红层分布于大陆边缘附近；③ 早侏罗世碳酸盐台地开始崩裂，随后深水远洋的放射虫岩和页岩沉积；④ 白垩纪消减板块边缘的海沟中的浊流复理石沉积，与含蛇绿岩的混杂堆积和蓝闪片岩共生。此外，有岛弧环境的酸性火山活动，边缘盆地关闭、逆冲和仰冲作用等事件；⑤ 始新世－渐新世陆陆碰撞导致跨时代的“同造山”复理石相沉积的推复和冲断，出现高温区域变质。晚第三纪西地中海边缘盆地继续张开；⑥ 晚第三纪造山晚期的上升和相继的侵蚀作用，导致克拉通边缘或外地槽的非海相磨拉石堆积。中新世晚期（Messinian 期）盆地中堆积蒸发岩。上新世时侏罗山等地区继续构造活动。

3.3.1 阿尔卑斯造山带蛇绿岩

阿尔卑斯造山带是蛇绿岩的发源地。尤其在东部，包括塞浦路斯的特罗多斯杂岩、阿曼、希腊 Othris 山和 Vourious 杂岩、以及亚平宁山北部等。它们形成于扩张中心，在板块碰撞期侵位到陆壳中或陆壳上。据此，1927 年 Steinman 提出蛇绿岩是蛇纹岩－细碧岩－燧石三位一体的岩石组合。

东、西地中海的蛇绿岩显著不同。东地中海有方辉橄榄岩、铬铁矿矿床和深海燧石；而西地中海有二辉橄榄岩和陆源的深海沉积，无铬铁矿矿石。地球化学证据认为，西地中海蛇绿岩源于陆壳分裂的小型红海式盆地；而东地中海蛇绿岩系形成于弧后盆地。

早侏罗世西地中海开始裂谷化，导致新特提斯的海底扩张。海底扩张于中侏罗世先在西地中海进行，与大西洋开始扩张的时间相近。新特提斯从西部开始扩展后，早期达到张裂顶点，裂谷呈楔状张开；中白垩世到晚白垩世扩张作用已停止，开始地壳的缩短作用。在东地中海，大洋盆地仅达中、晚白垩世。

3.3.2　阿尔卑斯造山带的岩石

按照出现顺序，即从早期蒸发岩至晚期蒸发岩的先后顺序，予以阐述。

（1）晚三叠世蒸发岩

晚三叠世邻近古特提斯区的蒸发岩开始形成，晚三叠世达到顶峰。希腊西部盐层厚度超过1500m，意大利有 1000m。蒸发岩是地中海地区上三叠统四种沉积相中之一种。它们包括：邻接大陆边缘地区广布的半干旱条件下沉积的红层、蒸发岩可能形成于内陆盐湖中、潮坪和泻湖中形成浅水礁和陆架碳酸盐岩和深水环境的燧石微晶放射虫灰岩沉积。蒸发岩盆地由早期裂谷和地堑构造所控制。南美和非洲裂离早期阶段在南美东部和西非沿岸的边缘盆地中的早白垩世阿普提阶的蒸发岩与之类似，也近于原始裂谷式的红海洋壳。蒸发岩在后期形成的滑脱构造中，使上覆的中生代沉积物在阿尔卑斯山多处逆冲到它们的基底之上，例如，侏罗山、阿特拉斯山、亚平宁山等。

（2）碳酸盐岩台地。

冒地槽的浅水碳酸盐台地为赤道附近断裂大陆边缘的主要特征。阿尔卑斯造山带碳酸盐台地始于中、晚三叠世，延续到里阿斯早期。地壳一直急速下沉，迅速堆积成巨厚的碳酸盐沉积。地壳下沉和沉积速率约为 100mm / 10^3a。在迪纳拉造山带的亚得里亚海周围，从早三叠世到第三纪，形成约 7km 的碳酸盐岩序列。煤线和铝土矿等夹层是海退时局部上升到海平面附近或其上的证据。早侏罗世阿尔卑斯－地中海的碳酸盐台地开始解体，形成了水下海山和盆地，类似北美断裂大陆边缘上的巴哈马台地。

（3）阿尔卑斯式复理石沉积和板块碰撞

阿尔卑斯式复理石沉积限定为白垩纪和早第三纪的海相页岩地层，以砂岩和不纯的灰岩有规律的互层为特征，是由重力流作用产生的深海浊积岩沉积。复理石沉积可以出现在多种的板块环境下，阿尔卑斯式复理石沉积的成因和微板块运动有关，是同造山期的产物。当微板块相互作用导致岛弧和海岸山脉上升，侵蚀和搬运大量陆源碎屑时形成复理石相沉积。复理石沉积盆地从造山带的核部逐步向外移动。

阿尔卑斯式复理石沉积物有各种产状，其形成环境至少有三种：

① 从盆地边缘以底流形式搬运的复理石型浊流沉积广泛出现。

② 现代复理石式浊流沉积，例如，尼罗河三角洲、亚平宁北部、罗得岛等地的海底扇。它们曾是河流下延的水下峡谷。

③ 在消减速度低或沉积供给速率高的情况下，复理石可以沉积在邻近岛弧的活动深海沟中。例如，海伦海沟（或称爱奥尼亚盆地）。

（4）晚造山期到后造山期磨拉石沉积

沿克拉通边缘盆地中磨拉石相碎屑岩楔的堆积，是造山运动最后期的标记。它从造山带的上升开始。在阿尔卑斯造山带中，最早的磨拉石沉积物是在推覆运动最后阶段之前沉积的，而最后的磨拉石沉积则全都是在构造运动之后沉积的。欧洲阿尔卑斯区最后的主要变形阶段始于早渐新世，造成中阿尔卑斯的渐新世至中新世磨拉石盆地的 6km 厚的陆源碎屑物堆积。通常原地复理石序列向上过渡为磨拉石。而构造运动后的磨拉石一直连续堆积到早上新世以前为止。

每一磨拉石前渊都随着时间推移经历了远离轴心的迁移，北阿尔卑斯轴心于渐新世和中新世之间以平均 2mm / a 的速度移动 60km。在 25～35Ma 堆积的磨拉石维持在 150 和 400m / Ma 之间的速度。上述地区的垂直剥离厚度为 3～4km，这说明源区的局部侵蚀的最大厚度达 7～10km。

（5）中新世晚期蒸发岩

深海钻探揭示，地中海所有主要盆地，即 Tyrrhenian，Ionian，Balearic 和 Levantine 盆地下均存

在中新世晚期（Messinian 阶）蒸发岩，一直延伸到里海和也门。蒸发岩厚 1.5～2km，形成于 6.5 和 5.0Ma 前期间。上新世随海水侵入，蒸发岩沉积结束。

3.3.3　构造演化和微板块运动

（1）早期裂谷作用

最早的裂谷化是形成地堑，有冲积砾岩等碎屑沉积、非海相或盐湖沉积、以及碱性岩浆活动，例如，溢流玄武岩的出现。阿尔卑斯造山带的早期岩浆活动，至少保存有九处的晚三叠世溢流玄武岩。伴生有低 K_2O、富含 LIL 玄武岩和碱性粗面岩等。

（2）大洋地壳

180Ma 前为北大西洋大陆边缘主要裂谷作用的时期。对于阿尔卑斯造山带，180Ma 前是碳酸盐台地的崩裂时期。必须区分二叠、三叠纪的古特提斯和早侏罗世到始新世期间的新特提斯的特征。古特提斯在晚三叠世至中侏罗世期间封闭。封闭的原因是由于三叠纪期间从冈瓦纳板块北部分裂出的 Cimmerian（基墨里）大陆，即巴尔干－土耳其－伊朗－阿富汗－西藏－马来西亚等陆块的统称，同劳亚大陆碰撞的结果。新特提斯作为南倾的古特提斯消减带上的弧后盆地，可能于中侏罗世张开。古特提斯缝合于一系列的早、中中生代造山带内，即从希腊北部造山带，向东经由土耳其北部伊朗北部和阿富汗延伸到西藏中部。新特提斯的关闭形成从南斯拉夫沿岸，经由希腊南部延伸至土耳其南部的南方蛇绿岩带。

图 3.53 表示了阿尔卑斯带演化的四个阶段。首先，大约 140Ma 前发育了山前海洋盆地，其后便开始向南消减、 30Ma 以后，在狭长的 Brianconian 板块的北边，张开了新的 Valais 洋。在 80Ma 前，由于奥地利阿尔卑斯和 Brianconian 陆块的碰撞而使山前海洋关封，而 Valais 盆地的闭合是由向南的消减作用而致。在晚始新世时，北方钙质阿尔卑斯逆冲在 Brianconian 微大陆之上而进入狭窄的 Valais 海槽位置；而到渐新世时，西地中海区所有的中生代洋壳均已消亡，该区成为一个连续的造山带。随后的缩短作用，是由于板块边缘处边界应力调整而发生的。

图 3.53　阿尔卑斯山系在早侏罗世、晚白垩世和晚第三纪时的板块边界示意图（Dewey 等人，1973）

A：Apulia 板块；C：Carnics 板块；I：Iberia 板块；M：Moesia 板块；R：Rhodope 板块

（3）板块和微板块运动

图 3.52 表示欧洲、非洲和阿拉伯板块之间的现今主要微板块。所有板块均已被其边缘发生的地震活动所限定。该区的每个板块都在运动，但其运动方向是非单向性的。非洲板块通常正在向北运动；然而，它对欧亚板块的净效应却不是纯挤压性质，因为已被介入其间 许多微板块的各式各样运动方向的相互影响而复杂化。例如，阿拉伯板块的向北运动导致土耳其板块被斜着挤入西面，这又使 Aegean 板块紧靠 Ionian 板块朝向西北方向前进。图 3.53 表明，土耳其板块含有一系列曲线状断层，是由正在向西压入的一个板块或单元内部形成的应力体系造成的，而位于土耳其西部的东西向裂谷就是对这种压入式构造的响应。

对于控制阿尔卑斯造山带的形成机制，可以认为非洲、欧亚和阿拉伯板块之间三个主要运动阶段均取决于中大西洋和北大西洋的相对张开速度，进而控制介入它们之间的微板块的所有构造运动。在早期裂谷作用之后的主要演化阶段见表 3.13。

阶段 1 内非洲“向东”运动是中大西洋的开始张开引起的，但欧洲仍与北美相连。阶段 2 的“向西”运动是因当时北大西洋正在以比中大西洋较快的速率张开所造成。阶段 3 的“向北”运动是发生在中大西洋和北大西洋两者的扩张速率相同的时期。

自从在意大利西阿尔卑斯 Dora Maira 地块变质岩中发现柯石英（Chopin，1984）以来，把超高压变质作用与陆陆碰撞联系起来，成为当前地球动力学研究的热点。Green 等（1997）报道瑞士阿尔卑斯 Arami 橄榄岩中最早形成橄榄石内显示广泛出现的 $FeTiO_3$ 出溶棒，其形态、定向和钛酸盐丰度表明它出溶于斜方钙钛矿型物质，即β－橄榄石。由于β－橄榄石仅在 410～660 km 的地幔过渡带稳定，

说明该岩体曾达到该压力范围。

表 3.13　　阿尔卑斯造山带的主要运动阶段（温德利，1989）

阶段	时间（Ma)	相对于欧洲的非洲运动方向
1 ： J_2-K_2	165～80	向东
2 ： K_2-E_2^3	80～40	向西
3 ： E_2^3-Q_4	40～今	向北

3.4　　大陆造山作用的机制

造山带研究新老造山带的类型、物质成分、造山机理和发展演化，为大陆动力学的结构与演化历史提供基本信息。过去造山带研究多以构造研究为主，辅以变质和岩浆作用研究。近年岩浆作用同位素研究有很大进展。

3.4.1　　大陆造山带的基本特征

（1）构造特征

大陆造山带的构造研究主要是利用构造形迹和构造要素进行造山带几何学、运动学和动力学的综合研究。在中小露头尺度构造研究的基础上，从构造层次、变形机制、叠加改造、时空变化和动态演化等方面进行综合解析，结合地球物理与深部地质资料，进行造山带的三维结构、构造和动力学分析。目前大陆岩石圈的结构和固态流变性质是大陆造山带研究的重要内容。

造山带的构造型式复杂多样，既有挤压作用形成褶皱、逆冲推覆构造，又有伸展滑脱构造，走滑构造和反转构造。同时，这些构造型式相互叠加改造而成复杂的构造组合体。过去主要考虑造山带的横向水平缩短，沉降－隆升的造山机制一直占据统治地位。20 世纪 80 年代初发现在现代板块会聚边界，沿山链走向上水平滑动的重要性。统计表明，60％以上的造山带在其演化中都伴有相当规模的走滑运动。这些走滑断裂，既可以是超岩石圈的，也可以仅限于沉积盖层（舒良树和郭令智，1998）。Thorbjornsen 和 Dunne（1997）综述联系着褶皱的逆冲断裂几何学和运动学实验。Ziegler 等（1998）总结与碰撞有关的挤压板内变形机制。

除了挤压作用之外，伸展作用同样贯穿于造山带演化过程的始终。Wernicke （1981）对美国盆岭区研究中提出伸展造山概念。Platt（1986）强调低角度伸展剪切带在造山作用和剥蚀作用中的重要意义。随后更注意同造山期到前造山期的伸展拆离特征。例如，前造山期的全地壳伸展或同造山期正常剪切带。近年，发现地壳楔的挤出构造。例如，喜马拉雅山南北向的拉张构造发生在一个向南挤出的、其底界为主逆冲断裂的上地壳楔的顶面上。Sengor（1990）认为，鉴于沿造山带走向走滑断层的普遍存在和沿横剖面方向相当数量岩石被挤出，并受后期剥蚀，因此造山带的平衡剖面面积平衡恢复是无效的。

反射地震剖面和地震层析成像技术，并结合地质和地球化学研究对造山带岩石圈的结构取得重要进展。例如，发现秦岭造山带岩石圈结构具有明显的流变分层性和“立交桥”式宏观几何学模型，即深部的下地壳和上地幔具有与中国现今大区域地球物理场一致的近南北向异常状态，而上部则以近东西向结构构造更为突出（张国伟等，1995）。

造山带联系着聚合区或碰撞区岩石圈的热机制演化，其中最重要的岩石圈地幔的去根（unrooting）作用。Marotta 等（1998）综述造山带去根作用的研究进展。对于造山带与深部热活动的联系，Murphy 等（1998）以美国西部为例，讨论地幔羽对造山带的作用。

近年研究表明，世界上的许多造山带如法国中央高原和中国的喜马拉雅山，其碰撞造山都经历有缩短增厚、逆冲推覆、走滑韧剪、到拉伸减薄的三大运动学演化过程。

（2）岩浆岩特征

造山带的岩浆岩是多期和复杂的。总的来说，按其地球化学特征可以分为四种类型：① 前碰撞钙碱性侵入体（火山弧）：主要源于地幔或消减组分，以选择性富集 LIL 元素为特征；② 同碰撞过

铝侵入体（淡色花岗岩）：源于大陆逆掩断裂带的含水基底，以高 Rb／Zr 和 Ta／Nb，以及低 K／Rb 值为特征；③ 晚或过碰撞钙碱性侵入体：源于地幔，但遭受广泛地壳沾染，仅能以较高的 Ta／Hf 和 Ta／Zr 值区别于火山弧侵入体；④ 过碰撞碱性侵入体：源于碰撞带之下的岩石圈地幔，其特征为高的 LIL 和 HFS 元素浓度。

（3）变质岩特征

变质作用研究可以重溯造山过程，洞察岩石圈演化和深部壳幔作用过程与机制。研究表明，造山带变质作用主要表现为四种类型：① 极低级、低级单相变质作用：发生于造山旋回早期，可划分为葡萄石－绿纤石相和绢云母－绿泥石板岩、千枚岩相。变质条件 200～400℃和 0.3～1.0 GPa。② 中高压－超高压变质作用：与造山过程中地壳下沉增厚作用有关。可分为蓝闪绿片岩相（350～550℃和 0.8～1.2 GPa）中高压变质作用、蓝闪石－硬柱石相（200～400℃和 0.5～1.0 GPa）高压变质作用和柯石英榴辉岩相（600～760℃和 2.0～3.6 GPa）超高压变质作用。多具顺时针 p-T-t 演化轨迹，需要一个快速剥离的过程（游振东，1998）。③ 麻粒岩相变质作用：分为高温麻粒岩相和高压麻粒岩相。高压麻粒岩可能代表碰撞造山带剥露的根部，与超高压变质作用有关。高温型麻粒岩，例如，芬兰西南部元古宙低压麻粒岩和南极恩德北地的麻粒岩，它们的形成需要远大于正常大陆地热梯度的热异常，并以对流方式热传递。在成因上与造山隆起阶段区域规模的热释放有关。④ 递增变质作用：可分为红柱石。夕线石相递增变质作用和蓝晶石－夕线石相递增变质作用。发生于造山隆起阶段，各变质带均表现为顺时针的 p-T-t 轨迹。

造山演化中壳幔热动力条件在不断改变。因此，一个造山旋回的不同阶段的变质作用类型会发生变化。所以，造山变质作用与造山带下部壳幔作用过程是一个统一的地球动力学体系。这是不同类型不同阶段造山变质作用的根本原因。

（4）时间特征

Froidevaux 和 Ricard（1987）把陆陆碰撞造山带分为三个阶段：① 地壳缩短、加厚和山体升高；② 厚地壳阻碍进一步缩短，升高区面积增加，但高度未增加；③ 由于板块构造力消失，升高区崩坍（Dewey，1988）。造山作用的时间特征主要是：主碰撞部位的迁移、“幕式” 造山事件的变化、和造山作用后期的自减薄机制。其中自减薄的拆沉作用是近年研究的重点。

（5）造山带与前陆盆地

盆地与造山带是在统一的地球动力学背景形成的两个构造单元。前陆盆地的构造和沉积作用是造山作用过程、造山事件的最好记录，是解决造山带动力学机制的关键。前陆盆地的弯曲下沉主要是由于造山带前陆区岩石圈发生挠曲的结果。岩石圈流变特征是控制前陆构造变形及前陆盆地演化的主要因素。牛树银等（1995）造山带的隆升与相邻盆地的拗陷是由于中下地壳物质由盆地向造山带之下缓慢流变所引起。

造山带内的流体运动是个较少涉及的领域。Hitzman 等（1998）报道爱尔兰东南部 Waulsortian 灰岩在 Hercynian 造山作用时被大规模白云石化的现象。白云石化面积约 7000km，从 Hercynian 造山带向北延伸 170km，向北平均$\delta^{18}O$ 值增大，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 减小，说明白云石化流体源自造山带。

3.4.2 A 型俯冲

初期板块构造理论认为俯冲作用只发生在洋壳。随着研究的进展，提出 A 型俯冲、B 型俯冲和 C 型俯冲的概念。

A 型俯冲（subduction）概念来自 1906 年阿尔卑斯地质学家 Ampferer 提出了“壳下流”假说，后来又由 Schwinner 和 Kraus 发展为“底流”（subfluenz）概念。这一假说试图解释阿尔卑斯及其它褶皱山系的形成。他们注意到在褶皱、逆掩的构造变动过程中，一些刚性地段（克拉通部分）俯冲于相邻的褶皱带之下，导致一部分刚性地壳从地表消失。A 型俯冲概念的正式提出是在板块构造理论兴起以后。喜马拉雅造山带的研究表明，冈瓦纳大陆与亚洲大陆碰撞后运动并未结束，它们之间缺失贝尼奥夫带，却出现印度大陆向亚洲大陆下的俯冲。此后，提出两种类型的俯冲概念。

Barry（1975）参考前人的观点，提出“A”型俯冲和“B”型俯冲。洋壳向陆壳俯冲形成的俯

冲带称为“B”型俯冲带；而陆壳向造山带俯冲形成的俯冲带称为“A”型俯冲带。A 型俯冲是发生在大陆板块之间的俯冲，又称陆内俯冲。常发育于造山带的前陆地区。1978 年在彭罗斯会议上，正式决定把 A 型俯冲作为板块构造的一种新型俯冲作用，用来表示板内俯冲。

板内俯冲强调两个大陆碰撞以后的相互运动，认为当一个冷、重、厚、老的地块基底处于挤压环境时，将会有朝热、轻、年青的造山带之下俯冲的自然趋势。使之在仰冲带下面出现广泛低角度（20°～30°）逆冲挤压推覆带，陆壳增厚，形成山脉，并改变岩石圈热结构和力学性质；在仰冲带前沿形成前陆盆地。Daly（1986）通过非洲元古宙造山带的研究，提出“A”型俯冲和“B”型俯冲判别特征。

3.4.3　C 型俯冲

大陆板块内部 A 型俯冲机制的理论，促进了陆内变形和前陆盆地研究。Barry（1981）认为，沿美洲大陆边缘有成对的“B”型和“A”型俯冲带。例如，北美落基山与南美安第斯山前陆盆地的逆冲褶皱带是 A 型俯冲带，它们与东太平洋的 B 型俯冲带呈共轭关系，这一观点被列入教科书中。然而，有人认为，科迪勒拉中生代前陆逆冲一断褶带的 A 型俯冲与西部洋壳的 B 型俯冲可能非同时发生，因此不能作为共轭产物。

Barry 的 A 型俯冲假说很难解释许多陆内大型盆地的俯冲机制。特别是在中国。中国造山带大都镶嵌在盆地周边，与世界其它大陆造山带形成鲜明对照，并常发现盆地向山脉下俯冲。这些地区根本不存在与之共轭的 B 型俯冲带。Barry 承认，中国西北部的盆地是一种特殊的“中国型盆地”。罗志立（1984）研究中国西部盆地时，提出“C”型俯冲带。C 型俯冲带的特征是：它在运动学上不是由于上盘仰冲，而是由于下盘俯冲所形成。它与中国挤压型陆相盆地的发育紧密相关，是我国中新生代形成的特殊类型的俯冲带。这与孙国凡和刘景平（1983）研究贺兰山地质时提出的“准 A 型”俯冲带类似。

C 型俯冲的俯冲机理可能是盆地本身和周边造山带的联合作用。地壳深部的资料表明，盆地内部地幔上隆，布格异常都反映出地幔上隆与盆地呈镜像关系。刘元龙（1984）提出的亚洲地区地幔对流图表明：塔里木盆地、准噶尔盆地都属于张应力区，即地幔上涌地区，而它周边的造山带则为地幔流汇聚地带，上升的地幔流从盆地中和面以下向造山带的根部地带蠕动。应力的量级可达 10^8 达因 / cm^2，这量级的应力可以把地壳剪破。因此，这些盆地的深部为张应力区。相反，C 型俯冲时盆地向周边的造山带之下进行俯冲，盆地地表的周边应为挤压应力区。盆地深部和浅部应力状态是不同的。张文佑曾强调指出，隆起构造区和凹陷构造区中性面以上和中性面以下构造应力状态是截然不同的。他经常借用构造地质学上人们共知的背斜与向斜的中性面上、下应力分布状态不同来表达他的思想（张文佑，1986）。应当强调的是，C 型俯冲的动力来源是盆地下部地幔上隆和随后上升的地幔流向周边的造山带下蠕动。在盆地的中性面以下为拉张应力状态。另外，造山带深部的高热状态和低速带，有助于前陆地区冷、重、强度大的地壳向造山带之下潜没。

3.4.4　造山作用的动力学机制－－“推土机”模式和滑线场理论

在造山带基本物质组成；构造单元、结构构造研究的基础上，可以进行造山带演化阶段的划分和主构造期的确定，探索不同演化阶段的构造性质和构造体制及其相互转化关系，并结合深部物质状态、结构、固态流变、流体作用及物质分异与交换等方面的研究，进而探索造山带形成与演化的动力学特征和动力学机制。

目前，关于造山带的动力学研究着重于岩石圈结构及其流变性质对造山过程的控制与影响，研究碰撞过程及主造山期后的陆内造山过程。对造山带的动力学研究已不仅是研究水平方向上板块的会聚与相互作用，更重要的是研究三维块体和岩石圈层、软流圈及壳内软层的相互作用。地质学家已经认识到大陆碰撞过程可能同时受许多因素的控制，如碰撞边界的不规则性、会聚方向、速率、持续时间以及会聚速率与俯冲速率之间的比率等；也已认识到造山带的碰撞以形成宽广的变形带为特征，在内部发生弥散性变形的同时，地壳发生明显的缩短与增生，并导致造山期碰撞之后的伸展塌陷和拆沉作用。

板块构造理论在应用到大陆地质过程时遇到严重的挑战。资料表明，大陆上许多造山带是由一系列不同层次的地块、岩片在板块内大规模侧向位移叠覆堆置而成的，并非简单的俯冲碰撞造山模式所能解释，出现“岩石圈分层说”，“滑线场理论”和“内硅铝造山作用”等多成因造山假说。

“推土机”模式可以用于造山带的动力学研究。模式中关键的是临界楔角（critical taper）概念，它是造山作用形象的理想几何体。许多山脉均具有受某个主滑面控制的楔状变形特征，可类比于推土机前变形的雪或泥土楔，因而被称为褶皱－逆冲推覆带或增生楔的“推土机”模式。

在“推土机”模式中地壳变形的演化受到临界楔角的制约。一旦临界楔角达到，尽管推土机仍在运动，如果没有新的物质加入，楔状体将沿着刚性基底稳定运动，内部不再有变形。但任何物质的加入到楔体上都会引起内在变形，直到再次达到临界楔角。在考虑孔隙流体效应的情况下，可以推导出一个适合无粘滞力库仑破裂准则和小角度近似的临界楔角表达式。

增生楔的稳定运动仅当达到临界楔角后才有可能，这可以解释伸展断裂常可以在挤压状态下观察到，和挤压达到一定程度后必然发生拉张。Howell（1989）首次用临界楔顶角理论解释挤压造山带内伸展构造。如果一个增生楔或逆冲褶皱带达到临界楔角后，俯冲带或基底滑脱带的倾角β的变缓将导致楔体处于超临界（supercritical）状态。这时楔体太厚，需要内部的伸展变形以减薄和伸长使楔体达到新的临界楔角；而俯冲带的变陡，则新的楔体将处于次临界（subcritical）状态，这时楔体太薄，需要新的物质逆冲、增生来增厚楔体，以达到临界楔角。

引起增生楔变陡或变缓的因素很多。但在持续的俯冲或滑脱作用过程中，变缓可能是普遍的。因为上覆载荷的增加和岩石强度的降低，β应趋于变小，从而导致超临界楔角的伸展发生。这是造山带在挤压后必然向拉张转化的重要原因。另外，即使β保持不变，由于新的物质加入，这也导致伸展。这就是某些造山带在山脚为挤压逆冲，而高处已开始伸展的原因。

Molnar 和 Tapponnier（1975；1977）应用印度与亚洲两大陆碰撞引起的滑线场（Slip line field）导致板块碰撞远距离效应这个新概念，认为其构造影响宽度超过 1000km，形成陆内宽广的变形与岩浆活动带，并可使陆内早期的缝合带或变形带再度活动。滑线场所控制的地震活动是板块碰撞远距离效应的现代构造活动表现。

第三节　　大陆岩石圈研究

1　　大陆岩石圈的结构和性质

大陆岩石圈是指包括地壳和上地幔顶部在内的地球坚硬的外层，厚度约 100～150km，作为比较脆性的固体来感受应力的作用。其下为软流圈。近年来的研究表明，大陆岩石圈的成分、结构、强度和流变性质都不同于比较刚性的大洋岩石圈板块，其结构在横向和垂向上都是不均匀的，具有垂向分层、横向分块的特征。

大陆岩石圈是地球表面的历史见证，它记录板块内部或边缘的构造、岩浆、变质和交代作用，壳—幔相互作用，以及大洋岩石圈和地幔物质的加入等。这使大陆岩石圈处于不断的物质运移和演化中。同时，大陆岩石圈也是研究地幔的重要“窗口”。

可以认为，岩石圈基本是两个成分层：一个是由部分熔融分异的、含有富集不相容元素的、被氧化和水化的地壳；另一个是部分熔融残留的、明显亏损不相容元素的、基本脱水的岩石圈地幔。

1.1　　陆壳

陆壳由低密度的岩石组成。陆壳成分（表 3.14）明显有别于洋壳和地幔成分，也是太阳系中独一无二的。陆壳在质量上仅占整个地球的 0.35%，但主要的不相容元素（如 Cs、Rb、K、U、Th 和 La）含量却占地球总含量的 20%以上。陆壳平均厚度为 37～40 km，最厚的喜马拉雅山地区可达 80 km。陆壳不易返回地幔，年龄可达 3.8～4.2 Ga，陆壳是一个重要的地球化学储库。陆壳的化学成分和演化机制是认识地球总体成分、分异演化和地球动力学过程的基本地球化学前提。

1.1.1　　陆壳的分层结构

陆壳具有复杂的结构，目前对其划分尚未达成共识。传统观点分为沉积层、硅铝层（stal）和下部的硅镁层（sima）。Holbrook 等（1992）等根据地震资料研究表明，陆壳通常由上、中、下三层组成（表 3.14）。部分地区下地壳可分为速度相对较高的下地壳下部和速度相对较低的下地壳上部（图 3.54）。根据把实测地震波速的温度和压力校正至室温和 600MPa 下的结果，全球大陆上地壳平均厚度为 12km，v_p 为 6.10km / s，中地壳厚度为 11km，v_p 为 6.46km / s，下地壳厚度为 14km，v_p 为 7.00km / s。大陆地壳整体平均厚度为 37km，v_p 为 6.55km / s。Christensen 和 Mooney（1995）给出的全球各大陆构造单元面积加权地壳平均厚度为 40km，实测 v_p 为 6.45km / s。

根据 Taylor（1979）等划分，陆壳除上覆沉积层外，可以分为三层：上层为花岗质层，v_p＝5.9～6.3km / s；中层为花岗闪长质－闪长质层，v_p＝6.4～6.7km / s；下层为玄武质－变质玄武质层，v_p＝6.8～7.6km / s。如果把上、中两层归于一层称为上地壳，第三层称下地壳。下地壳成分变化较大，可能是花岗质—花岗闪长质或花岗闪长质－闪长质，形成长英质麻粒岩或基性麻粒岩，不太可能是过去认为的辉长岩或榴辉岩，因为它们的波速大于通常的下地壳波速。

图 3.54　出露地表的大陆地壳剖面的一般模式，示成分、变质等级和物理性质的垂向变化
（Percival 等，1992）

表 3.14　大陆地壳平均化学成分（ w_B% ）（高山和刘勇胜，1999）

	上地壳			中地壳		下 地 壳				总 地 壳			
	T&M	S	W	S	R&F	T&M	S	W	R&F	T&M	S	W	R&F
SiO_2	66.0	64.93	64.93	69.23	60.6	54.4	57.87	58.04	52.3	57.3	63.2	61.5	59.1
TiO_2	0.5	0.52	0.52	0.33	0.7	1.0	0.65	0.84	0.8	0.9	0.7	0.68	0.7
Al_2O_3	15.2	14.63	14.63	16.16	15.5	16.1	17.29	15.51	16.6	15.9	14.8	15.1	15.8
Fe_2O_3		1.36	1.36	3.01			7.82	8.16				6.28	
FeO	4.5	2.75	2.75		6.4	10.6			8.4	9.1	5.6		6.6
MnO	0.08	0.07	0.07	0.03	0.10	0.2	0.12	0.12	0.1	0.18	0.09	0.10	0.11
MgO	2.2	2.24	2.24	1.27	3.4	6.3	4.33	5.23	7.1	5.3	3.15	3.7	4.4
CaO	4.2	4.12	4.12	2.95	5.1	8.5	7.63	6.80	9.4	7.4	4.66	5.5	6.4
Na_2O	3.9	3.46	3.46	3.54	3.2	2.8	2.68	2.86	2.6	3.1	3.29	3.2	3.2
K_2O	3.4	3.10	3.10	3.35	2.01	0.3	1.46	1.58	0.6	1.1	2.34	2.4	1.88
P_2O_5	0.16	0.15	0.15	0.15	0.1		0.24		0.1		0.14		0.2
H_2O^+		0.79	0.79								1.41	0.18	
CO_2		1.28	1.19										
S		0.06	0.095					0.05					
Σ	100.14	99.46	99.41	100.02	97.11	100.20	100.09	99.19	98.00	100.28	99.38	98.36	98.36

T&M：Taylor 和 McLennan，1995；S：Shaw 等，1986，1994；Truscott 和 Shaw，1990；W：Wedepohl，1995；R&F：Rudnick 和 Fountain，1995

地壳结构随构造单元不同而变化，地盾和地台区、古生代造山带和岛弧接近全球陆壳平均结构（图 3.55）。中－新生代造山带，例如，喜马拉雅和阿尔卑斯造山带的地壳厚度最大。地壳加厚主要发生在下地壳。欧洲古生代造山带、中－新生代拉张区（如美国盆岭省）、弧前区、裂谷边缘和活动裂谷区地壳明显较薄。中地壳平均 v_p ＝ 6.4～6.7km / s，其中以裂谷区最高，而中－新生代拉张区较低。下地壳平均 v_p＝6.9～7.2km / s，其中岛弧区最高。中－新生代造山带、欧洲古生代造山带和中－新生代拉张区速度较低。稳定大陆常有大陆根或岩石圈根。例如，北美板块、南非 Kaapvaal 克拉通下分别有约 400km 和 170～190km 岩石圈根。近年发现太古宙和元古宙地壳结构存在明显差异。元古宙地壳整体厚度和高速（v_p＞7.0km / s）的下地壳厚度均比太古宙大。

3.55　不同构造单元大陆地壳结构（Rudnick and Fountain， 1995）
所有波速均校正至室温和 600 MPa；n 为建立各单元地壳结构所用的折射地震剖面数

反射地震测深揭示出最重要的特征是，许多地区下地壳存在大量近水平的强反射面。这些反射面大多始于下地壳顶部，止于莫霍面。显然，强反射性是下地壳的主要特征。对此，进行了大量讨论，主要模式包括：① 固结的基性岩侵入体造成反射；② 变质岩的成分分层或波速各向异性；③ 水平断层；④ 韧性剪切带形成；⑤ 局域化的高孔隙流体带；⑥ 透入性韧性流；⑦ 熔体或局部熔体引起。根据陆壳中不同深度出现的反射面特征能区分不同类型的陆壳。例如，克拉通或地台区的陆壳是透明的，由上而下透明度逐渐减弱；在裂谷或盆地区出现透明的上陆壳和反射性的下陆壳；在造山带，下陆壳透明，上陆壳多具鳄鱼式反射面特征。虽然这种划分未有定论，并有不同的认识，但人们相信，这为动态的陆壳结构模式提供了有价值的信息。

陆壳的分层思想各不相同。除了成分分层外，有按变质相、变形和流变分层。Fountain 和 Salisbury（1981）等提出陆壳的三分变质相模式：上地壳由绿片岩相和未变质岩石：沉积岩和花岗质侵入体组成；中地壳为英云闪长岩－奥长花岗岩－花岗质片麻岩为主的角闪岩相岩石；下地壳为成分不同的麻粒岩相岩石。但是，由于岩石变质级别受控于其形成的温度、压力和挥发分条件，不同大地构造单元的条件有异，下地壳的变质相各自不同。

依据陆壳流变行为分层很有意义。20 世纪 70 年代以来实验岩石学和地球物理资料证明大陆和大洋岩石圈都具有“三明治”式的变形结构。一般认为，上地壳和上地幔为脆性，夹在其间的中、下地壳具塑性特点。Carter 和 Tsenn（1987）提出以地压梯度 26MPa／km、地热梯度 25 C／km 为基本参量的厚 40km 陆壳构造图式，给出陆壳不同深度的组成、温压环境及微观变形机制。Ranalli 和 Murphy（1987）根据三种热机制建立七种岩石圈流变学模式，把岩石圈划分为四层，两个流变层分别在 20～30km 和 40～60km 处。Kohlstedt 等（1995）基于准脆性变形，脆－塑性变形的实验得出新的大陆和大洋岩石圈变形结构（图 3.56）。图中大陆岩石圈采用湿的流变学是为了与断裂带内高流体压力相符。使用单位水逸度指数和假定岩石圈孔隙压力，使塑性流强度与水的逸度相关。陆壳的流变学结构方案的问题是，由于不同构造单元地温梯度不同，不同岩石的流变行为各异，变形速率的大小也影响岩石的变形。然而，岩石变形在地球物理探测中有明确显示，可为地质学家和地球物理学家提供共同的认识基础。

图 3.56　大洋和大陆岩石圈流变强度包络线（Kohlstedt 等，1995）

a　大洋岩石圈，采用 60Ma 地热，利用干的橄榄石流变学结果，因为水在部分熔融时将强烈进入熔体；b　大陆岩石圈，$60mWm^{-1}$地表热流，湿的石英流变线数据来自 KT（Kronenberg 和 Tullis，1984）、LP（Luan 和 Paterson，1992）和 GT（Gleason 和 Tullis，1994），橄榄石流变学数据来自 Anita Bay 湿的纯橄岩（Chopra 和 Paterson，1984）

对陆壳总体结构研究的基本认识是：陆壳分层；随深度增大，陆壳中侵入岩或变质岩的成分逐渐变得基性；变沉积岩数量逐渐降低；和 v_p 值逐渐增高等。但是，陆壳在横向上是极不均一的，不存在明确的可对比性。这表明，陆壳的结构和变化是紧密联系着陆壳的生长和演化，陆壳的划分很难用固定模式来概括，它取决于所处的构造单元的性质及所经历的地质过程。

目前，大陆上地壳成分已被充分了解；研究的重点在于下地壳。

1.1.2　下地壳

下地壳是联系地幔和地壳的纽带，是大陆生长、壳－幔物质交换和壳内物质分异的关键场所。当前，下地壳的成分争议最多。

1.1.2.1　下地壳样品

位于地表 20～25km 以下的下地壳通常难以见到，只能通过局部出露于地表的剖面和产于基性火山岩中的麻粒岩俘体来观察。出露地表的大陆地壳剖面主要有意大利北部的 Ivrea 带、以及意大利南部 Calabria 带、加拿大 Kapuskasing 隆起、南非 Vredefort 构造带和我国登封—鲁山等剖面。角闪岩相－麻粒岩相岩石常是下地壳的产物。鉴别下地壳剖面标志为：① 有由低至高的规律性变质分带；② 形成于下地壳压力（600～1400MPa）的麻粒岩；③ 岩石密度较大、磁性较强，有明显的重

力和磁性异常；④ 地球物理测深揭示出该下地壳岩石延伸至地壳深部；⑤ 由于下地壳亏损不相容元素 K、Th、U，其产热率随深度增加应降低。已知剖面中仅 Ivrea 带和 Kanuskasing 隆起满足上述所有条件。但是。地质学、岩石学和地震测深结果表明，所有大陆地壳剖面都不完整，其底部 5～15km 的物质均未出露。

来自地壳深部的麻粒岩或角闪岩俘体可与地幔岩俘体一同产于碱性玄武岩中。例如，澳大利亚东部、美国亚利桑那州 Geronimo、德国 Eifel、法国 Massif Central 火山岩区、我国女山和汉诺坝玄武岩中的麻粒岩包体。鉴别来自下地壳俘体的标志有：① 俘体形成于下地壳；② 宿主火山岩成分原始并含有二辉橄榄岩俘体，说明其从深部快速上升喷发；③ 存在各种减压结构，例如，镁铁相的优先熔融以及石榴子石边缘和裂隙中形成次变边（kelyphite），指示俘体是从地壳深部快速上升的。

下地壳样品的代表性还存在一个难以解决的问题。意大利 Ivrea 带是世界上出露最好的下陆壳典型剖面之一。同位素研究显示，该区有 6km 的下陆壳是 270Ma 时从地幔分异出来的，约占整个陆壳厚度的 17%，这表明下陆壳在整体上要比上陆壳年轻得多。世界其他地区也有类似情况，这使下地壳组成研究更趋复杂化。

1.1.2.2　地壳的物质组成

下地壳的物质组成是深部地壳的核心问题。目前对此看法不一。主要是下地壳组成是基性的？还是中性的？Weaver 和 Tarney（1980；1981）等分别对太古宙麻粒岩和陆壳增生的研究表明，下地壳由中性成分岩石组成。Smithson 等（1981）的地震波速研究也支持这一认识。而 Griffin 和 O'Reilly（1987）等分别通过麻粒岩俘体和 Ivrea 带下地壳研究认为下地壳俘体是基性成分。更多的实际资料表明下地壳岩石组成是多种多样的。Fountain 和 Salisbury（1981）对几个典型地区研究显示，不同地区下地壳的成分各异，Ivrea 带等为麻粒岩相镁铁质片麻岩、镁铁质－超镁铁质岩和斜长岩组成；Fraser 山主要由镁铁质麻粒岩、片麻岩组成；而 Musgrave 山和 Pikwitonai 带主要由中酸性片麻岩组成，夹有镁铁质－超镁铁质岩石、斜长岩和少量上壳岩。下地壳包括不同成分的变火成岩，又包含数量不等的变沉积岩。Holbrook 等（1992）地震折射波速分析，提出下地壳波速具双峰式特征，波速值为 6.7～6.8km／s 和 7.1～7.3km／s，其中低波速段主由镁铁质岩石和斜长岩或由中性麻粒岩组成，而高波速段可能为麻粒岩相的含石榴子石的变质泥质岩或辉石岩，也可能由基性、超基性岩石组成。看来，下地壳成分即使在较小的范围内也可能呈现出明显的区域性变化，在垂向和横向上都是十分不均一的。

一般认为，下地壳主要是麻粒岩相岩石。但是，对麻粒岩俘体和麻粒岩地质体的研究表明，两者之间存在一系列重大差异。它们哪一个能代表下地壳尚有争议。这将在麻粒岩一节中详细讨论。

高山和刘勇胜（1999）列出全球各类麻粒岩平均化学成分。这是计算大陆下地壳成分的基础。不同学者对下地壳成分估值相差悬殊，大致分为两类。一类为镁铁质，SiO_2 为 52.3～54.4%。第二类为中性，SiO_2 为 57.87～58.53%。两类下地壳成分估值的差异造成对地壳整体成分估值亦分为 SiO_2 为 57.3～59.1%及 61.5～63.2%两类。后一类相对以高 Ba 和 LREE，负 Eu 异常为特征。

下地壳岩石组成的不确定性、麻粒岩俘体和地质体之间的成分差异及用地震测深推测岩石组成的非唯一性，使下地壳成分是在整个岩石圈成分中了解程度最低的。

Saal 等（1998）测定澳大利亚北昆士兰的两组下地壳俘体的 Re-Os 同位素组成，据此他们提出下地壳主要形成于同化作用和结晶分异。

深部地壳的流体包裹体的成分、特征、运移过程是制约深部地壳地球化学演化以及探讨深部地壳变质作用特点及动力学过程的一个重要因素，下地壳麻粒岩相变质岩石通常以富 CO_2 高密度流体包裹体为主，同时可含有少量 H_2O、N_2、CH_4 成分，中地壳角闪岩相变质岩石中流体则以富 H_2O 成分或 CO_2+H_2O 混合成分包裹体为特征。CO_2 流体来源多认为是深成的，主要来源于地幔，也可能有部分来自岩石的脱碳反应或石墨的氧化作用。Yardley 和 Valley（1997）提出下地壳岩石是无水或少水的，比岩石圈低一到三个数量级。

1.1.3　陆壳的化学成分特征

陆壳化学成分的估算主要源于对上地壳岩石的观测和对下地壳成分的确定。前者相对较易进行，但人们对下地壳成分的了解相当有限。目前主要约束有：① 下地壳麻粒岩相地质体；② 岩浆岩特别是玄武岩中的下地壳俘体；③ 岩石与地球物理数据的拟合；④ 热流研究等（吴福元，1999）。

高山和刘勇胜（1999）列出 Taylor 和 McLennan（1985；1995）、Shaw 等（1994）、Rudnick 和 Fountain（1995）、Wedepohl（1995）和 Gao 等（1992；1998b）对陆壳不同结构层元素丰度的估值。其中，Taylor 和 McLennan（1985；1995）是比较常用的。他们用澳大利亚后太古宙细粒碎屑沉积岩的组成，代表上地壳出露岩石的天然混合样品。并假定 60％以上陆壳形成于太古宙，太古宙主体均由双峰岩浆岩系组成。因此可以用相当 75％陆壳质量的太古宙基性（如基性火山岩）和长英质（如 TTG 岩系）双峰岩浆岩，加 25％陆壳质量的后太古宙岛弧安山岩组成现今陆壳。他们还假设，原始地壳部分熔融产生花岗岩浆上侵形成占 25％质量上地壳，而残余体形成 75％质量的下地壳。从而根据质量平衡方法，由地壳整体成分减去相应质量的上地壳，求出了大陆下地壳的化学成分。该地壳模式中有三个缺点：① 岛弧研究表明，地幔进入地壳的原始增生物质是玄武质的，而非安山质的；② 全球大陆地震测深表明，下地壳占整个陆壳厚度 30～40％，与他们设定 75％的下地壳比例不符；③ 未考虑底侵作用和拆沉作用。其他模式也都存在问题。Christensen 和 Mooney（1995）利用全球地震波和高压实验计算地壳波速结构和组成。

不同研究者用各种方法获得的大陆上地壳具有总体相近的化学成分，以高不相容元素含量、高产热率（A）和明显负 Eu 异常为特征。对陆壳主要元素成分的估计也相差不大，相对变化在 30％以内，但 K_2O 和一些高度不相容元素（Cs、Rb、Th、U 等）的值相差较大，相容性元素 Ni，Fe 等的差别也较大。各个估算值之间也存在明显的共性，即陆壳在成分上为中性，富集轻稀土元素和不相容元素，这些是建立陆壳增生模式的重要基础。值得指出的是，陆壳具有明显的 Nb 负异常和 Pb 正异常，表现出与岛弧岩石相同的特点，这是与幔源岩石的重要区别（EM2 型洋岛玄武岩除外）。

总的说来，从上地壳经中地壳至下地壳，成分逐渐变基性，相容元素含量，特别是 Co、Cr、Ni 含量升高，K、Li、Rb、Th、U 等不相容元素含量和产热率降低，Eu 负异常逐渐变得不明显。与此同时，上、下陆壳之间产生 Rb／Sr 和 Sm／Nd 的分馏，在锶、钕、铅等同位素特征上存在一系列的差别。

1.2 康拉德面

虽然地质、岩矿、流变、地震和大地电磁测深等都支持陆壳由浅到深存在着明显的变化。但是，近年来发现的许多事实都说明，陆壳的垂相变化十分复杂。最典型的是康拉德面。苏联克拉半岛深钻表明，地球物理预测在地下 7km 的康拉德面并未出现。其下为太古宙斜长片麻岩、花岗片麻岩和角闪岩，仅随深度增加角闪岩夹层增多。

1925 年 Conrad（康拉德）在研究德国南部及奥地利陶恩山脉一次地震的记录中发现中地壳的 v_p 突变为 6.5km／s 不连续界面。随后 Jeffreys（1926）推测该界面是花岗岩质上地壳与玄武质下地壳的界面，引起地质学家的注意。详细测定表明，康拉德面实际上是多个小的局部不连续面，不符合简单的层状模型。许多地区不存在康拉德面，某些古老克拉通地区呈现出连续过渡关系，没有间断。康氏面往往在比较年轻的地壳中保存较好。Percival 和 McGrath（1986）研究加拿大 Kapuskasing 隆起的中地壳露头时，认为康拉德面是上地壳角闪岩相与下地壳麻粒岩之间变质界面。然而，Percival 和 Fountain（1989）深入研究表明康氏面在该区可能存在，但不是一种突变界面，而是一个宽达数千米、岩性十分复杂的过渡带，其成因可能与含水长英质岩浆造成的岩石密度差有关，也可能是由于底侵的基性、超基性岩所致。实际在克拉半岛的深钻中，康拉德面的位置与一条超高压流体有关的“崩解带”底面是一致的。反射地震研究表明，多数反射性下地壳的顶部与康拉德面不一致，一致者仅占 10%。Wever（1990）认为，康拉德面是受流体、温度和压力等诸多因素控制的流变面。为此，Litak 和 Brown（1987）建议废除康拉德面。

实际上导致出现地震界面的原因很多。可以是物性界面、构造界面或矿物相变面。同时还会受到各种因素的影响，诸如，静压载荷或应力的变化、岩石成分、密度和孔隙度的改变、高密度岩石

薄层或特殊矿物夹层的出现、岩石含水性的突增、以及岩浆作用、变质作用等。

1.3 低速带

低速层（带）最早由 Gutenberg（1926）在解释加利福尼亚州的地震振幅与距离关系时提出。目前一般认为，低速层是指某深度范围具有低波速、低 Q（高衰减）和高导电性能特征的层。

世界各处构造活动区和大洋区的上地幔中都发现低速层的存在。低速层深度一般为 50～200km 左右，地震波速 v_p 和 v_S 至少分别下降 4％和 6％左右。例如，在大洋地区 40～150km 深度范围内，v_S 下降 8～10％；美国西部盆岭地区低速层内，v_S 下减 10～16％；汤加地区上地幔 v_p 达到 7.1km / s，是 v_p 速度最低的地方。低速层同时具有很高的导电性能。例如，日本和菲律宾低速层导电值达 0.5s / m。然而，在古老地盾地区往往低速层都不发育。

目前对低速层成因认识主要有四种观点：① 部分熔融，这是大部分人的观点；② 高温蠕变位错张弛引起地震波衰减；③ 高地热梯度（亚固相线）导致颗粒边界弱化；④ 俯冲带含水矿物脱水作用。

1. 4 莫霍面

Moho（莫霍）面是 1910 年南斯拉夫人 Mohorovicic 研究 Kulpa 山谷大地震的震相时发现的，简称莫霍面。过去认为莫霍面是一级的不连续界面，从地壳底部到地幔顶部速度跃变达 1.0～1.5km / s。近年发现，许多地区莫霍面是由一组低速和高速的薄层组成，该界面实际上是一个带，带的厚度达数公里。从 6.5～7.2km / s 跃变到 8.0～8.2km / s。

莫霍面的起伏反映地壳厚度的变化，也是地幔与地壳物质相互作用的体现。大洋中的莫霍面研究取得较好的成就。大洋中的洋盆莫霍面起伏小，海沟和岛弧起伏大，洋中脊和大陆裂谷都有向上隆起的莫霍面，显示地幔物质的上涌。洋壳内莫霍面变化的幅度为 5～8km。蛇绿岩研究、地震反射和折射、以及模拟合成地震波结果表明，大洋莫霍面是一个厚度达 3km 的复杂过渡带，带中包含镁铁质岩石和超镁铁质岩石。Karson 等（1984）详细研究了纽芬兰西部 Bay of Island 杂岩，其岩石自上而下的层序为：远洋沉积物、枕状玄武岩－席状辉绿岩岩墙杂岩－块状和层状辉长岩、镁铁质和超镁铁质晶质堆积岩过渡带，和上地幔残余超镁铁质构造岩。研究认为主要造成莫霍面反射的是镁铁质向超镁铁岩的堆积岩过渡带。其岩石成分由 100％镁铁质岩石向下过渡到 100％超镁铁质岩石。包括有纯橄岩、异剥橄榄岩、单斜辉石岩、橄长岩、斜长岩、橄榄辉石岩和辉长岩堆积岩。堆积岩组成于接触界线清楚的侧向不连续的透镜体，厚度从 1cm 到数十公尺，长度与厚度比为 10：1 到 100：1。Brocher 等（1985）等根据波速试验和地质资料得出该地的合成震波图。其中，下地壳和上地幔中镁铁质和超镁铁质的高速和低速带透镜体，以及莫霍面过渡带的层状镁铁质和超镁铁质岩石产生了最强的反射波。而上地幔超镁铁质构造岩的反射并不明显。当然，我们应注意到反射地震波合成实验结果与传统上提出莫霍面的划分所依据的地震折射法之间是有差别的。

大洋地震法反射剖面（NAT Study Group, 1985）测定表明，北大西洋内从美国东海岸到北纬 23° 的洋中脊轴部数公里的反射莫霍面是连续的，仅在断裂处有中断。北大西洋横断面研究小组（NAT Study Group, 1985）认为：中断是地壳变薄的标志，这与地震折射资料一致。而 McCarthy 等（1988）认为，这是底部岩浆堆积岩增厚所造成。在热点区，例如，夏威夷和冰岛也观察到莫霍面中断。Ten Brink 和 Brocher（1987）分析夏威夷的数据后认为在瓦胡（Oahu）岛之下有 3～6km 厚的壳幔过渡带，并向南北各延伸 100km，这是莫霍面附近的上升岩浆。反射波莫霍面的侧向连续性极好的事实，说明莫霍面与洋壳几乎同时生成，也未随时间推移而发生重大变化。折射地震的结果也证实这一点，同时表明莫霍面是一个约 1km 厚度的带，而不是一个简单的一级不连续面。

相对洋壳而言，陆壳内莫霍面远为复杂。陆壳地震折射表明，莫霍面是全球性的，但在厚度和深度上变化很大。莫霍面之上大多有不同的复杂多层的近水平层状结构，而在莫霍面之下近水平层状结构极其少见。大部分地表向下延伸的大倾角断裂到莫霍面处中止，但有少数大断裂向下沿伸。例如，雅鲁藏布江缝合线的大断裂使莫霍面错断垂距达 10km。法国比利牛斯山北部有大于 10km 的错断，可能是 30～50Ma 前，伊比利亚板块与欧洲板块会聚的结果。造山带常显示存在壳根。而在

较老的板块会聚区，例如，北美和非洲的晚古生代褶皱带，则未发现莫霍面错断。古老的地盾和地台的莫霍面较深，达 40～50km。反射波微弱或没有，可能说明下地壳是冷而脆性的，形成后很少经受熔融和分异，壳幔之间是连续过渡关系。Meissner 等（1987）认为莫霍面是瞬时现象，与下地壳和上地幔蠕变有关。它们联系着热构造年龄。

在裂谷、造山带和活动大陆边缘下方，常见到 v_p ＝7.7～7.8km / s 的波速层，或位于莫霍面之上，或代替莫霍面出现。人们称为壳幔过渡层或壳幔混合带。多数学者认为，这是部分熔融的结果；也有人提出是俯冲造成地壳和地幔物质的混合，或是岩浆结晶分异所产生，此层在洋中脊和边缘海盆下面也常出现，波速稍低，v_p＝7.1～7.6km / s。从大洋地球物理研究出发，有人认为是洋中脊玄武岩岩浆的储库。

有些学者提出岩石莫霍面（petrological Moho）和地震莫霍面（seismic Moho）的概念。地震莫霍面是指 v_p 波速由“正常的”地壳岩石的波速（＜7.0km / s）迅速增大到典型地幔岩石的波速（＞8.0km / s）之间的波速间断面；岩石莫霍面是指不发育橄榄岩的地壳岩石和以橄榄石为主的岩石的分界面。Griffin 和 O’Reilly（1987）认为壳－幔边界和地震莫霍面是否重合是由特定地区的地热梯度引起的，克拉通地区具低的地热梯度，两个界面是重合的，而在一些构造活动地区，具高的地热梯度和热流质，其地震莫霍面可能深于壳－幔边界。在造山带构造环境，由于地壳的加厚，在地壳的底部（或根部）往往有榴辉岩形成，由于榴辉岩的 v_p 波速和橄榄岩相近，地震折射方法研究时往往将其归入上地幔，这种情况下，地震莫霍面代表的是地壳岩石和榴辉岩相岩石的分界面，岩石莫霍面实际上是榴辉岩相岩石和橄榄岩（地幔岩石）的分界面。但岩石和地震莫霍面的观点未受到地球物理学家的支持。

与康拉德面的情况类似，北美学者在分析 COCORP 剖面资料后主张莫霍面在纵向上是渐变的而非突变的，侧向上是不连续的起伏层。欧洲学者通过分析 BIRPS 等剖面也得出类似的结论。有理由认为，莫霍面不是全球一级不连续的波速纵向突变面，而是一个渐变层。

1.5　岩石圈地幔

岩石圈地幔即指地壳与软流圈之间的最上部地幔，或称上地幔。其主要地球物理性质表现为高地震波速（v_p≥7.9km / s），高 Q 值，高阻抗。大陆岩石圈地幔的成分、结构、形成和演化研究，是当前固体地球科学的前沿之一。

软流圈低速带的顶面标志出岩石圈的底面。岩石圈底的平均深度在 100km 左右。厚度可达 200km 以上（丛柏林和翟明国，1998）。在盆地和山脉，以及在大多数裂谷之下，软流圈低速带抬升至深度只有 25km 的莫霍界面之下。在地盾下面普遍未测到低速带，直到 400km，v_p 波速只略微增加。构造活动区岩石圈地幔的形态十分复杂，其界面的起伏及厚度的变化也比稳定陆壳下大得多，特别是在大型造山带区域。

1.5.1　岩石圈地幔的组成

大陆岩石圈地幔的直接样品来自金伯利岩、钾镁煌斑岩和碱性玄武岩中的幔源俘体。主要岩石类型有二辉橄榄岩、方辉橄榄岩和榴辉岩等。主要矿物为橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和富铝相矿物。富铝相矿物的形式随平衡压力的增高依次为斜长石、尖晶石和石榴子石。此外，还有一些含挥发分矿物，例如，角闪石、金云母、碳酸盐、磷灰石等。近年上地幔俘体研究取得很大进展。包括有：橄榄岩天然部分熔融结构特征研究；岩石圈橄榄岩俘体和软流圈橄榄岩俘体的成分、结构判别标志的研究；由俘体推断的上地幔热状态，以及与地表热流值的比较（等。

大陆岩石圈地幔是软流圈物质经历岩浆作用后的残余，其特点是 Fe、Al、Ca、Na 等减少，Mg、Ni、Cr 等组分增加。一般，不相容元素应呈亏损特征。但是，无论在造山带橄榄岩还是幔源橄榄岩俘体中，常表现出不相容主量元素亏损与不相容微量元素富集的脱耦现象。这是著名的地幔橄榄岩 A—B 组分模式（Frey 和 Green，1974）的实际观测基础，它反映地幔交代作用的普遍性。

世界的经典地幔俘体样品来自南非。Nixon（1987）根据南非 Thaba Putson 地区俘体研究，将石榴子石二辉橄榄岩分为两类：具有粗粒结构亏损型富镁低温二辉橄榄岩，形成温度 880～1000℃，

深度 100～125km；和具有镶嵌、剪切结构富集型富铁高温二辉橄榄岩，形成温度 1300～l450℃，深度 165～180km。Harte（1983）提出粗粒结构来自上地幔；剪切结构更常见于围绕 Kaapvaal 克拉通边缘，来自软流圈。对于粒状类型，Hart 又分为普通的石榴子石橄榄岩和明显受交代作用，出现含水或其它后生矿物的。石榴子石橄榄岩样品来自 Kaapvaal 克拉通中心的 Northern Lesotho 和 Bultfontein 地区，被称为 NLB 型，认为是地幔岩石圈的典型样品。

Maaloc 和 Aoki（1977）提出，来自元古宙和较年轻岩石圈的尖晶石二辉橄榄岩俘体与来自太古宙地盾的石榴子石二辉橄榄岩俘体之间组成不同。两者都具有相近 MgO 含量，但太古宙石榴子石二辉橄榄岩具有明显较低的 FeO 含量。对此有各种解释，最满意的是 Richer（1988）所提出石榴子石橄榄岩是太古宙科马提岩萃取后的残留物，在大程度熔融过程伴随着 FeO 亏损。它能达到足够的厚度，＞150 km，在它的基底出现金刚石结晶。与之相反，元古宙岩石圈仅由上地幔热导冷却而稳定，这机制在太古宙较热的地幔不可能。上地幔是玄武岩萃取后的残留物，由于不能全部萃取，因此具有较高水平的 FeO 和其它富集组分。以此方式形成的岩石圈厚度不足以使金刚石稳定，而它的高密度使容易在造山期间从地壳底部拆沉。

在石榴子石橄榄岩和尖晶石橄榄岩之间不同的主元素组成与同位素差异相符。图 3.57 显示两族样品中 Nd 和 Sr 同位素的两类特征。尖晶石橄榄岩数据主要来自选出的单斜辉石（cpx），而石榴子石橄榄岩数据基于选出矿物和全岩分析。后者可靠性较差，因为它们容易受到宿主（host）岩浆，一般是金伯利岩的污染。

图 3.57　　尖晶石橄榄岩（园圈）和石榴子石橄榄岩（黑园）的 Nd－Sr 图（Hawkesworth 等，1990）

碱性玄武岩和金伯利岩中幔源俘体的 Sr-Nd 同位素组成表明，$^{143}Nd / ^{144}Nd$ 值为 0.5114～0.5133，$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 值为 0.710～0.850，变化范围几乎覆盖地壳的组成。说明大陆岩石圈地幔极不均一。俘体所反映上地幔性质与地壳性质及其地球物理特征有着强烈的相关性。在稳定克拉通区，地表热流值低，40mw / m^2，地温梯度低，岩浆、构造活动不发育，岩石圈厚度大，＞150km，岩石圈地幔以富集地幔为主；而在构造活动区，地表热流值高，＞60 mw / m^2，地温梯度高，岩石圈较薄，＜100 km，岩石圈地幔以亏损地幔为主。

阿尔卑斯橄榄岩、镁铁质熔岩和地幔俘体中矿物的氢、氧、硫同位素比指示，海洋和大陆岩石圈地幔的稳定同位素组成变化比所预期的高温同位素分馏要大。$\delta^{18}O$ 值的变化尤其显著，它在海洋岩石圈中的变化范围是＋5～＋7.5‰，而大陆岩石圈样品则达＋2～＋8‰。氢和硫的同位素比的变化更为显著，δD 为－120～＋8‰，$\delta^{34}S$ 为－5～＋11‰；而海洋地幔的δD 和$\delta^{34}S$ 分别相对稳定在－80‰和－1‰左右。

许多过程可以影响大陆岩石圈的同位素组成，其中最重要的三个过程是：1 地表蚀变物质的俯冲会释放稍微富集 ^{18}O、D 和 ^{34}S 的挥发分进入岩石圈；2 来自软流圈和岩石圈的熔体是不均一的。即使平衡的熔体一矿物分馏作用、不同的交换速率和扩散效应也会导致橄榄岩俘体中辉石和橄榄石产生异常的$\delta^{18}O$ 值；3 拆沉作用会将富集或亏损 ^{18}O 的玄武岩带入上地幔。其$\delta^{18}O$ 值变化范围极大，约＋2‰～＋9‰（Neal 等，1990）。因此，榴辉岩的$\delta^{18}O$ 范围可能实际上就是由上升地幔羽产生的板内玄武岩的$\delta^{18}O$ 范围。

Lee 等（2000）对美国内华达州 Sierra 地区中生代和年青熔岩中的橄榄岩俘体进行温压计和锇同位素研究。他们认为该区上地幔是分层的：西侧＜45 到 60km 浅部是冷的，670℃到 740℃，显示元古宙锇模式年龄和被加热证据；而在 45 到 100 km 的深部给出显生宙模式年龄，并显示从＞1100℃拉张冷却到 750℃。这些证据表明 Sierra 岩基是在先存的元古宙岩石圈形成，大多数原始的岩石圈地幔在晚中生代以前移动过。

1.5.2　　岩石圈地幔的物理结构和熔融

从物理上看，岩石圈地幔的结构可以视为非对流、刚性的上地幔“悬浮”于对流的、塑性的软

流圈之上（图 3.58a）。岩石圈的下界可分为力学边界层（MBL）和热边界层（TBL）。图 3.58a 画出岩石圈的热结构，并假定对流地幔的潜能温度 t_P 为 1280℃。潜能温度（potential temperature）t_P 是指软流圈经减压绝热上升，不发生熔融，到达地表的温度。MBL 的地温为热传导地温（conductive geotherm），暗示热传导为主要的散热方式。在软流圈的地温梯度约为 0.5℃／km，近似于垂向绝热，这被称为对流地温（advective geotherm）。介于 MBL 和软流圈之间的是热边界层（TBL）。在 TBL 中上述两种热传递机制都存在，以那种机制为主取决于 t_P。从地球化学角度看，MBL 可长时间孤立于对流软流圈（时间尺度可达 3.5Ga）之外，而 TBL 中的地幔物质只能作短期停留（200～300Ma），更长的时间则与下伏软流圈混合，返回到对流软流圈中。

图 3.58　大陆岩石圈的结构、组成和热状态示意图（ McKenzie 和 Bickle，1988）
a 热结构图；b 岩石结构图；虚线为绝热上升轨迹

Anderson（1994）认为温度高于 650～750℃的地幔岩不可能长期地依附于岩石圈。如果将 700℃等温线作为 MBL 的下限（相当于 70 km），玄武质岩浆不可能在上地幔中形成。为此，Anderson（1994）认为，具有演化的同位素地球化学特征的岩浆起源于对流软流圈和岩石圈之间的过渡圈（perisphere）。但按此模式推测板块与岩浆性质之间应无任何联系。然而某些地区，例如美国西部岩浆与上覆地壳年龄及岩石圈厚度之间有明显相关，这暗示岩浆特征至少与岩石圈有关。

从图 3.58a 看出，大陆和大洋地温线都不与上地幔的橄榄岩固相线相交，这意味着通常大陆和大洋地幔都不能出现部分熔融。图 3.59 给出上地幔出现部分熔融的三种可能方式。① 挥发分（如 H_2O， CO_2）的加入，极大地降低其熔融温度（图 3.59a）。这可能是消减带上的地幔楔部分熔融的主要机制；② t_P 升高（图 3.59b），在某些洋岛和大陆裂谷区，地幔羽上升导致上地幔温度上升，达到固相线；③ 岩石圈拉张引起软流圈绝热减压上升发生熔融（图 3.59c）。这对大陆拉张区和洋中脊可能最为重要。

图 3.59　上地幔发生部分熔融的方式（Menzies 和 Chazot， 1995）
a 挥发分的加入导致固相线降低；b 地幔温度上升（如热地幔羽）；c 地幔物质的绝热减压（底侵）上升

橄榄岩部分熔融实验表明，上地幔熔融并不是以实比熔融方式（modal melting）进行，即在熔融过程中各种矿物的熔出时间不同，即随着部分熔融程度的增高，含水矿物、富铝相矿物（尖晶石和石榴子石）、单斜辉石和斜方辉石依次消失。因此，部分熔融能使二辉橄榄岩变为方辉橄榄岩和纯橄岩。上地幔源区熔浆分离过程的物理研究表明，由于地幔介质的压实和变形，熔浆在＜1%的部分熔融程度下就能从熔融区分离出来。这意味着大多数地幔熔融近似于分离熔融而不是平衡熔融。

实验岩石学研究指出，在无水条件下地幔橄榄岩的部分熔融程度和压力是控制生成岩浆的成分和性质的重要因素。当压力一定时，随着部分熔融程度的增高，熔浆朝富 MgO 的方向演变；而当部分熔融程度一定时，熔浆中的 MgO 含量随压力的升高而增加。对于碱性镁铁质和超镁铁质岩浆（碱性玄武岩、霞石岩、黄长岩、金伯利岩等）仅在压力大于 1.0GPa 的情况下经低程度部分熔融形成。而对于不饱和熔浆（霞石岩、黄长岩）的形成，还需有有挥发分存在。相反，亚碱性岩浆（拉斑玄武岩）一般是在不含挥发分的条件下，经大程度部分熔融而成。这些性质与碱性玄武岩中含幔源包体，而拉斑玄武岩基本不含包体的事实是一致的。

McKenzie 和 Bickle（1988）从理论角度详细研究岩石圈拉张区岩浆形成过程。模拟计算中假定上地幔和软流圈的熔融均在无水条件下进行。当岩石圈拉张减薄时，软流圈会绝热减压上升，填充由拉张减薄造成的空间，发生部分熔融（图 3.58）。MBL 底部的温度总是明显地低于固相线（图 3.59）。只有当固相线改变时（例如含挥发分时的地幔固相线），才会出现 MBL 发生熔融而深层地幔未熔融的情况。模拟计算表明，在岩石圈拉张过程中产生的熔浆量基本取决于 MBL 的减薄程度，即岩石

圈拉张系数β的大小和软流圈的潜能温度 t_P。他们得到以下结论：① 在岩石圈拉张程度一定的情况下，软流圈的 t_P 越高，熔浆生成量就越大；在软流圈 t_P 不变的情况下，岩石圈拉张程度越高，熔浆生成量越大；② 对不同 t_P 值，当岩石圈拉张系数β超过一定的临界值时才会发生部分熔融，$\beta<3$ 时正常地幔几乎不会产生可观的熔浆。即使存在热地幔羽，当岩石圈无拉张时（$\beta=1$）也不大可能产生大量的岩浆；③ 大陆环境内地幔羽与裂谷重叠时才会形成大量熔浆；④ 无论 t_P 大小，随着β值的增高岩浆生成量增加，平均熔融深度由深变浅。Arndt 和 Christensen（1992）用二维热力学有限元模式计算结果支持上述结论。理论和计算都表明，在上地幔和软流圈具有相同的熔融行为这一前提条件下，无论有无地幔羽，95％以上的熔融发生在软流圈，而上地幔熔融形成的岩浆量非常少。不过，许多研究表明大陆裂谷发生初始岩浆作用时的β值要比这些模拟预计的β值小得多。

1.5.3　岩石圈地幔的定年

岩石圈地幔同位素定年遇到较大的困难。常用的 Sm-Nd、Rb-Sr、U-Th-Pb 体系都是亲石元素，在上地幔中呈亏损特征，易受后来的显性或隐性地幔交代作用的影响，从而改变原始的含量和同位素组成；使之不能测定上地幔的岩浆作用时间，但在理想条件下却可能给出地幔交代的时间。甚至金刚石中石榴子石包体的 Sm-Nd、Rb-Sr 法定年也存在同样的问题。相反，Re-Os 同位素体系能测定上地幔的岩浆作用时间。在壳－幔演化中，Os 是相容元素，富集在残留地幔中；Re 是中等不相容元素，富集在液相中。从而造成幔－壳中的 Re／Os 值有很大的差异，随着时间的演化，壳幔具有明显不同的锇同位素组成，成为很好的地球化学示踪剂。Os 是相容元素，地幔中的含量远高于地壳，达 3 个数量级；而且幔源橄榄岩中的 Os 有较强的抗地幔交代作用的潜力，交代作用不能影响测年结果。

克拉通地区大陆根的年龄联系着大陆岩石圈的演化机制。Walker 等（1989）研究南非 Kaapvaal 克拉通核部金伯利岩中的橄榄岩俘体，包括低温（＜1200℃）和高温（＞1200℃）橄榄岩样品。测得 $^{187}Os/^{186}Os=0.905\sim1.070$， Re-Os 等时线年龄 2.4Ga，说明大陆岩石圈地幔的古老性，否定了以往认为该区高温橄榄岩代表软流圈，而低温橄榄岩代表岩石圈的观点。

Pearson 等（1995a）研究南非 Kaapvaal 克拉通等地金伯利岩中的橄榄岩俘体的 Re 亏损模式年龄，表明上地幔与陆壳同时形成，时间不小于 3.5Ga。Premier 金伯利岩的低温石榴子石橄榄岩俘体，石榴子石－斜方辉石－单斜辉石的 Sm-Nd 等时年龄为 1150±41Ma，与宿主金伯利岩侵位年龄 1179±41Ma 相同。钕同位素初始比值ε_{Nd}（t）= 0.7，与原始地幔相同， Re 亏损模式年龄为 2.2Ga。Olive 等（1997）研究南非北 Lesotho 于 90Ma 侵位的 Matsoku 火山角砾岩筒中的幔源俘体，Re 亏损模式年龄 2.2Ga，Re-Os 体系的等时线年龄为 90Ma。西伯利亚克拉通和怀俄明克拉通地幔橄榄岩俘体的 Re-Os 同位素体系，获得上地幔形成年龄分别 3.2Ga，2.7～2.9Ga。Handler 等（1997）对南澳大利亚州和维多利亚州具有不同显性交代的尖晶石橄榄岩俘体研究表明，Re-Os 等时年龄为 1959±100Ma，锇同位素初始比值γ_{Os}= 0.2±0.1。此外，美国西南部 Kilbourne Hole、加拿大 Cordillera、德国 Dreiser Weiher 和蒙古 Tariat 等地的橄榄岩俘体的 Re－Os 同位素研究都证实大陆上地幔的古老和稳定。

Reisberg 等（1991）等对西班牙南部 Ronda 造山带超镁铁杂岩体研究，得出软流圈地幔锇同位素模式年龄 1.3 Ga，代表上地幔的形成时代；法国东比利牛斯山的几个橄榄岩体，包括著名的 Lherz 橄榄岩，得出该区上地幔的形成时代为 2.3Ga。

2　大陆岩石圈的构造运动

大陆岩石圈的构造运动是以造山带为中心展开的。槽台理论认为造山运动主要是褶皱和断裂，而断裂又强调深大的垂直剪切断裂的作用。板块构造理论对于造山带和盆地的研究，出现 A 型俯冲和 C 型俯冲理论。之后进行板片构造、伸展构造和流变学研究。

日本水谷伸治郎（Mizutani）认为，板块学说问世以来，其研究发展可以划分为三个阶段。20 世纪 70 年代外来体（terrane）理论的兴起是板块学说研究的继续；而板片构造（flake Tectonics），

包含薄皮构造、推覆构造等则隶属第三个研究阶段。

板片构造假说体现大陆地壳分层拆离滑移的新观念。Oxburgh（1972）根据阿尔卑斯中西部和美国南加利福尼亚等地的研究，提出基底大规模逆冲岩带的成因机制。他从岩石圈的分离作用（splitting）和拱起作用（arching）说明陆壳碰撞、岩块叠覆（over-ridden）、粘滞岩板（coherent slab）、滑移、构造楔体俯冲等一系列变动，并解释板块边界的低角度断裂活动、大陆碰撞和地震活动类型等许多构造现象。这一观念为 70 年代中期以来，美国大陆反射剖面项目揭示的陆壳不同深度层次的滑脱拆离现象所证实。

从槽台理论到板块理论中的构造多以挤压构造为其主流。近年来伸展构造或拉张构造成为引人瞩目的课题。伸展构造是在拉张作用下形成的以正断层为主体的构造系。McKenzie（1978）提出岩石圈伸展模式。Wernicke 和 Burchifel（1982）强调伸展构造结构的非对称性，并把伸展断裂分为旋转性和非旋转性两类。美国盆岭区的典型伸展构造，孕育出伸展作用的现代观念。目前，地质学家认为陆壳可以视为一个巨大的伸展构造，并通过低角度断层（倾角＜10°～25°）、糜棱岩、混杂岩（chaos rock）、韧脆性转换带、滞后断层（lay fault）、犁式断层扇（listric fan）、伸展外来体等阐明伸展滑移构造。Lister 等（1986）提出伸展构造的三种模式：纯剪、单剪和拆离模式（图 3.60）。Lister 等（1991）认为拆离是拉张作用的主要形式，可以分为五种类型（图 3.61），分别为岩石圈楔模式、分层剥离模式、剥离＋纯剪切模式（包括大和小的侧向分离）和分层剥离＋下地壳纯剪切模式，在此基础上，总结出被动大陆边缘的五种结构型式（图 3.62）。

图 3.60　大陆伸展构造的三种模式（Lister 等，1986）

图 3.61　岩石圈拉张剥离断裂模式（Lister 等，1991）

图 3.62　被动大陆边缘的五种结构模式（Lister 等，1991）

与挤压构造和伸展构造相比，走滑构造研究程度较低。在走滑构造样式研究的基础上研究了花状构造和走滑双重体（Woodwock，1986）、拉分盆地。近年来在阿尔卑斯－喜马拉雅造山带研究中又进一步提出了挤出构造和构造逃逸的概念。。

人所共知，断裂与流体，特别是水有着互为因果的特殊联系。流体促进断裂位移；断裂通过渗透结构控制流体流动。Caine 等（1996）提出评价与断裂有关渗透结构的定性和定量方法。Millich 等（1998）利用德国 KTB 大陆深钻，讨论流体的泵浦机制。

Knipe（1989）提出，构造分析的目的是建立构造事件过程中岩石的运动学、动力学和流变学模式。近年，地质学者运用物理冶金学研究成果，把流变学用于岩石圈、区域构造和小型构造的构造样式、变形岩石流变行为分析，并与物理化学环境、动力学体制的定量分析联系起来，建立数学和物理学模型，总结地质过程中的热－力学演化历史。

2.1　主要构造形式

2.1.1　逆冲推覆构造

逆冲推覆构造是造山带中最主要的构造之一。它是 19 世纪 40 年代基于西欧阿尔卑斯山研究提出的概念。大型至巨型逆冲推覆构造主要形成于造山带前陆地区，表现为叠瓦扇和双冲构造。现今逆冲推覆构造的研究除了考虑其几何学形态外，详细研究其运动学特征，并反演其演化过程及动力学特征。通过地表地质与反射地震资料综合可以得出前陆构造的构造型式，编制构造平衡剖面，恢复前陆褶皱冲断带的原始长度，进而估算其缩短量和缩短速率，并推算板块运动速率。这种定量研究已成功地应用于阿尔卑斯和喜马拉雅造山带前陆构造研究中。

20 世纪 70 年代中期以来，前陆盆地中的逆冲推覆断裂成为研究热点。1975 年美国落基山逆冲推覆构造下发现第一个油田，至 1984 年美国逆冲推覆断裂下发现 14 个油气田，可采储量 1.3 亿 t，

天然气储量 2752 亿 m^3。加拿大也在该带发现油气田 36 个，可采储量 3670 万 t，天然气 2630 亿 m^3。阿尔卑斯山的逆冲断裂下也发现新的工业油流。这形成逆冲推覆断裂的第二次研究高潮。

1974 年召开的逆冲与推覆构造国际会议上商定逆冲与推覆的定义。逆冲断裂（thrust fault）指一种大范围的收缩断裂（contraction fault），但未定义其倾角和推移量。褶皱推覆体（fold nappe）是出现大范围地层倒转的外来构造层，可以从大的平卧褶皱开始，倒转翼挤压而撕开，顺断裂滑动形成推覆构造。而未发生强烈褶皱，仅沿断裂有显著位移，称逆冲推覆体（thrust nappe）。逆冲推覆体是沿逆冲断裂移动的外来构造岩体。逆冲断裂或逆断裂（reverse fault）的断裂面，常是一种凹面朝上的弯曲断裂面，顶部为近直立的高角度逆断裂，向下角度变缓，深部则近于水平，这常被称为犁状断裂（listric fault）或铲状断裂。与之有关的有几个名词：根带（root zone）是在推覆体原来位置上的下部未被推覆的根部。原地岩体（autochthon）是逆冲断裂面之下未曾位移的岩体。外来岩体（allochthon）指被推覆的岩体。飞来峰（klippe）是被推覆外来岩体经分离和风化后的残留小块岩体。构造窗（fenster）是当逆冲断裂上盘部分被侵蚀风化后，出露有下盘岩体的地区。

近年来逆冲推覆断裂研究的主要进展有：首先，逆冲推覆断裂不仅对造山带形成是关键的，也是前陆盆地的主要构造活动。前陆盆地的逆冲推覆断裂不同于造山带。它不是像造山带中褶皱和逆冲断裂经常相伴产出，由褶皱→倒转褶皱→平卧褶皱→逆冲断裂形成。前陆盆地的逆冲推覆断裂上面的有的褶皱变形不强，甚至呈平缓单斜断片叠置。因此许多学者认为，在前陆盆地是逆冲引起褶皱，而不是褶皱引起逆冲。以造山带或隆起为中轴的单向或双向叠瓦状逆冲推覆是主要构造形式。自造山带向前陆盆地，或自隆起向拗陷带，也就是从根部位置向前锋方向，逆冲推覆体包括的地层层位逐渐变新，形成叠瓦式构造。在逆冲推覆断裂的前锋和断坡部位，常出现反冲断裂，即与主逆冲断裂指向相反的逆冲断裂。例如，加拿大落基山、台湾西部和贺兰山等。这与正向逆冲断裂形成犬牙交错式穿插对冲。双向逆冲也称背冲或科伯构造。它们在规模和组成上常是不对称的，甚至发育时间也有差异。

其次，地台上常出现逆冲推覆断裂。它的特点是发育薄皮和多层的推覆体，向深处可与韧性剪切带相接。这也是我国构造活动的一大特色。在扬子地台的盖层中有多处逆冲推覆带，例如，雪峰山西缘和西北缘的中生代逆冲推覆带等。它们往往产出于隆起和拗陷带之间，向拗陷带逆冲。其特点是：顺走向延伸很远，但逆冲位移相对较小；区域逆冲指向较不稳定；形成发育时间相对较长；与地台的活化关系密切。

再次，挤压逆冲推覆与拉张滑覆的相关性研究。在挤压条件下的逆冲推覆断裂与拉张体系下的犁状正断裂和多米诺正断裂常有一定关系。它们同属于区域拆离构造，常具有犁状断裂面，往往在一定区域内密切共生，呈不同的组合或叠加关系。最普遍的是先逆冲推覆，再大致沿原断裂面出现反向或正向重力滑动，这反映出由挤压转向拉张的环境。

2.1.2 薄皮构造和厚皮构造

与逆冲推覆断裂常相联系的是薄皮构造（thin-skin tectonic）和厚皮构造（thick-skin tectonic）。两者的区别仅是推覆层的薄与厚，区分并不严格。薄皮构造是指盖层在基底上通过两者的接触部位产生滑脱所形成的构造现象。薄皮构造概念的提出可以追溯到 1910 年 Buxtorf 研究侏罗山构造所指出的中生代盖层在海西期基底上的滑脱。1849 年罗杰斯在侏罗山发现薄皮构造。直至 1930 年 Rich 研究阿巴拉契亚造山带时才证实沉积盖层逆冲一褶皱变形终止于大规模层滑滑脱面上；基底并未卷入变形。与薄皮构造相应的是厚皮构造，它是指盖层和基底两者同时变形所形成的一种构造特征。

薄皮构造相当普遍，北美阿巴拉契亚山向北西克拉通的逆冲，逆冲带长 1500 km；而阿尔卑斯期山的侏罗山褶皱逆冲带，加拿大落基山褶皱逆冲带长 5000km；乌拉尔褶皱逆冲带长 2300km。

薄皮构造的共同特点是：① 底部总有一个区域性顺层滑脱面，该面通常位于基底和盖层之间；② 滑脱层位一般为非骨干岩层的塑性层，其岩石力学与物理性质同围岩有很大差异；③ 在造山带的前陆逆冲带均表现为前端薄、后端厚的楔状体构造。

虽然薄皮构造的观念形成较早，但直到美国 COCORP 地震反射剖面测定 Appalachian 山脉才真

正被证实。Coward（1983）提出薄皮构造模式或外来构造模式。随着薄皮构造的深入研究，发现逆冲断裂可以沿着原有的正断层形成；而推覆构造也能沿古老的构造面进行。这种沿断裂面构造力学性质的反向转化成为研究热点，并称为反转构造。

事实上板片、薄皮和伸展构造的形成是与地壳以至地球的分层结构有关。尽管这些构造在几何学、静力学、运动学和动力学上有许多差别，然而在滑动要素、机理和力学本质等方面基本上一致，即它们的底面均存在一个滑脱层位；两侧为走滑（或转换）断裂所限；是沿倾向方向滑动的逆冲或拉张断裂。显然，板片构造和薄皮构造的顺层滑脱思想，是与层序论（地层）－层控论（层控矿床）－层滑论的发展一脉相承，这也反映由固定论到活动论的发展过程。

2.1.3 韧性剪切带

现在介绍常常联系着逆冲推覆断裂和薄皮构造的韧性断裂（ductile fault），或者叫韧性剪切带（ductile shear zone）。许多学者认为韧性和塑性是同义词。但是，Rutter（1986）及许多学者认为，韧性是指宏观尺度上物质均匀分散流动的能力，不能用来描述岩石的变形机制。同理，韧性变形反映岩石的大型流动现象，因之，可以表现为脆性的、塑性的或两者的结合。如果韧性变形以显微破裂和摩擦滑动机制为主，应称为碎裂流动；若韧性变形以结晶塑性变形机制为主，应称为塑性流动。

韧性剪切带一词是 Clough 等在 1887 年研究苏格兰寒武系基底变形时首先提出。20 世纪 30 年代以来，Griggs 等证实在高温高压、低应变速率、以及有流体参与下，岩石具有韧性和流变性质。Nicolas 和 Poirier（1976）综述矿物和岩石的实验、理论、观察和应用。而与韧性剪切带紧密联系的糜棱岩（mylonite）是首先用来描述苏格兰莫宁地区逆冲断裂带中的细粒化岩石，当时认为糜棱岩是脆性变形的结果。

韧性剪切带是一种应变向中间递进增加的面状的狭长高应变带，轴部具有强烈的塑性流变和剪切应变，并常以糜棱岩的出现为其特征。它可见于古造山带、板块俯冲带和转换断裂中。大者长达数千公里，宽度从几毫米到数十公里。一般说来，韧性剪切带发育在中、下地壳，常是地表不同类型的脆性断裂在深部的体现。

1981 年在美国召开的“糜棱岩化岩石的含义和成因”国际会议，确定糜棱岩和碎裂岩代表不同的构造环境。前者是韧性剪切带产物；后者是脆性破裂的结果。目前，一般认为韧性剪切带的识别标志有：① 高应力集中带，与围岩为渐变关系，没有明显断裂面，其规模可大可小；② 出现强糜棱岩化，有典型的韧性剪切带结构。如核幔结构、亚晶粒、变形带等，在透射电镜下可见到大量位错、位错线、位错环和亚晶界等；③ 由边部到中心，矿物颗粒变细，碎斑减少，糜棱岩化加强，中心部位有强烈片理化；④ 常伴有强烈的退化变质作用。

韧性剪切带中常发育一套线理化和片理化岩石，实际是糜棱岩。通常可根据碎斑和基质的相对含量，将其分为三类：初糜棱岩、糜棱岩和超糜棱岩。初糜棱岩（protomylonite）处于低应力部位，在韧性剪切带两侧。主由残斑矿物组成，原岩特征保留较好，基质小于岩石体积的 25%，主要是细粒化矿物或退化变质和交代成因的次生矿物。例如，石英、绢云母和绿泥石等。构造叶理围绕碎斑矿物产出。糜棱岩中基质只占 25～90%，原岩面貌依稀可辨，主要是塑性变形组构。超糜棱岩（ultramylonite）在应力最强部位，基质含量大于 90%，不保留原岩特征。随剪切应力的增加，岩石先变成初糜棱岩，进而变成糜棱岩（基质粒度小于 1mm）、超糜棱岩（基质粒度小于 0.02mm）和假熔岩。假熔岩是剪切热产生熔融从而出现极细粒的似玻璃状岩石。

韧性剪切带的研究与其它构造研究不同，它包括室内大量的显微镜组构分析，以至于电镜的测定。这些室内研究提供变形机制和计算古应力的强度，特别是最后一次强古应力的大小。室内研究依据高温高压下的实验结果，以及从金属加工理论发展而来的矿物塑性变形理论（Nicolas 和 Poirier，1976；陈丰，1983；许志琴，1986）。显微镜下岩石组构随应变和温度而变化。岩石变形增加，矿物颗粒反而变粗，这是重结晶的产物。其中，碎斑结构（porphyroclastic structure）向核幔结构的转化，是具有典型意义的现象。较大的碎斑晶形成核部，而周围的幔部由许多小的新生晶体组成。核部晶体多边形化，变形强烈。幔部晶体以核部晶体细粒化为其物质来源，形成新晶体。随应变增大，核

部晶体缩小，幔部增大。

韧性剪切带相当常见。在阿尔卑斯山、欧洲海西期运动、北美洲科迪勒拉造山带都发现了韧性剪切带。我国喜马拉雅山、郯庐断裂带、秦岭等地也都有韧性剪切带。同时，韧性剪切带与金矿矿化常有成因联系。

随着韧性剪切带的研究，近年又进行“岩石的脆性－塑性转换变形”的研究。这是在较浅的部位中，岩石出现脆性－塑性转换变形，即局部化的脆性断裂转换成非局部的塑性流动。这种转变变形机制，对于地震的孕育和发生，以及某些矿产的富集具有重大意义。

通常物质从脆性到塑性的转变经过一个过渡性的准脆性阶段。上述的转换实际上包含了脆性到准脆性的转变，以及准脆性向塑性的转变。从显微镜下，可以看到岩石脆性－韧性转换的特征有：在同一变形期，同一矿物相中脆性和塑性变形共存；不同矿物相的脆性和塑性变形的共存；不同尺度下，例如显微镜下和电镜下脆性和塑性特征的共存。

2.1.4　拆离构造

除上述构造之外，深部还有一种近于水平的断裂，即拆离构造（detachment tectonic），或称滑脱构造（decollement tectonic）、剥露构造（denudation tectonic）和剥离构造（desquamation tectonic）。

Armstrong（1972）描述美国西部盆岭区，使新地层覆盖在老地层上的低角度正断裂时，提出这一术语。该拆离构造的断裂上盘为脆性断裂，下盘出现糜棱岩化（图 3.63）。

图 3.63　美国加里福尼亚 Whipple 山拆离构造示意图（Davis，1980）

“拆离构造”一词尚缺乏准确的定义。文献表明，它是一个涵盖范围很广的用语，指地质体沿近水平的断裂发生位移的构造体系。有人用来描述浅部的逆冲推覆断裂、滑覆断裂和薄皮构造，以及较深部的近水平的韧性剪切带，还包括近年来比较重要的在深部出现的拆沉构造（delamination tectonic）。总的说来，拆离构造描述的是板块岩石圈沿近水平层面拆开和发生滑动的构造体系。例如，美国 Oliver 等（1983）通过大陆反射剖面测量（COCORP）研究北美阿巴拉契亚山的南部中，发现其下有特大型的拆离构造。整个阿巴拉契亚山为一个典型的薄皮构造系，有一组向西逆冲推覆断裂，断裂向深部变缓，联成一个大型的拆离构造。拆离断裂面向东南逐渐加深，从 3～5km，达 15 km 以下。此外，加拿大和美国落基山山脉、以及喜马拉雅山都发现拆离构造。

窄义的拆离构造还有一个重要特征，就是它的断裂面上下变形状态不同。断裂面上盘为脆性区，而断裂面之下则是塑性流动。拆离断裂是脆性到塑性变形的隔离带。上面的断裂到界面上突然中止。据此可以把拆离断裂定义为：在地壳浅部变形域中因脆性剪切变形而形成的高角度正断裂，向深部可能变缓，而联合或终止于一个大规模的低角度正断裂，该低角度正断裂上部倾角为 10°～15°。这低角度正断裂称为拆离断裂。其浅部伴有角砾岩化、剪切和热液交代，向下超过脆性－韧性过渡带，进入糜棱岩化剪切带。拆离断裂常具有十公里到几十公里断距。拆离断裂主要出现于 10～15 km 深度，是一种脆性－韧性构造；也见于 6～10 km 深度，则为脆性拆离构造。

2.1.5　拆沉构造

拆沉构造是 Bird（1978；1979）提出的。拆沉作用（delamination）指由于重力不稳定性，导致高密度的上地幔或下地壳，与大陆岩石圈上部拆分，并沉入下伏软流圈或地幔的过程。拆沉构造的模式主要有两个，分别由 Bird（1979）和 Houseman 等（1981）提出（图 3.64）。

图 3.64　拆沉构造模式（Marotta，1998）

a Bird（1979）模式；b Houseman 等（1981）

拆沉构造的特点是，在板块碰撞后期造山带上地幔和下地壳与上覆的地壳剥离下沉；软流圈物质相应上涌；同时，岩石圈上部快速上升、拉张，出现岩浆和变质活动。这是一种典型的后造山运

动的重要机制。一般说来，岩石圈加厚是拆沉的前奏曲。由于地壳加厚，造山带地壳下部（＞40 km）将形成榴辉岩。榴辉岩和地幔岩石在 600 MPa 和室温下的密度分别为 3.43±0.11 和 3.29±0.02g / cm^3，前者明显大于后者。另外，基性岩浆底侵于下地壳底部和下地壳花岗质部分熔融产生的残余体，经过麻粒岩相变质作用也获得较高的密度（3.3～3.6g / cm^3）。因此，由榴辉岩和镁铁质麻粒岩组成的下地壳在重力上是非稳定的，将沉入地幔，使大陆下地壳发生拆沉作用。由于被拆沉的下地壳物质在成分上都是基性的。因此，拆沉作用将导致下地壳和地壳整体成分向长英质方向演化。

目前，确定拆沉作用存在的标志相当有限，造山带山根（root）的消失和下陆壳较低的地震波速度是拆沉作用发生后可能的效应。目前正在发展中的锇同位素技术可能对此作出一定的回答。

与之类似，Dewey（1988）提出造山带伸展垮塌作用（orogenic extensional collapse）模式，大陆岩石圈地幔由于地幔快速升温而快速拆沉。在碰撞期间，造山带及其根部的重力势，在动力学上与驱动板块碰撞的应力是平衡的。大致在碰撞后 10～100Ma，当碰撞力消失后，造山带在其自重下发生拉张塌陷作用。Dewey（1988）认为，如果下地壳是冷的，拉张塌陷作用很小，造山带破坏要持续数千万年。而如果下地壳是热的，拉张塌陷起主要作用，造山带将在几百万年内消失。目前这种模式已用来解释许多造山带的后期拉张构造、山前推覆构造和山根消失现象。England 和 Houseman（1989）建议另一个模式，地幔岩石受热释放潜能，使软流圈密度降低，密度降低的下伏软流圈使岩石圈地幔下沉。

2.1.6　变质核杂岩

20 世纪 70 年代末到 80 年代初，科迪勒拉造山带研究中还取得一个引人注目的成果，这就是后造山期拉张作用所造成的变质核杂岩。

变质核杂岩（metamorphic core complexes）是 Davis 和 Coney（1979）在研究科迪勒拉山脉的变质岩体时提出的。在科迪勒拉西带的中央分布着 25 个孤立的变质杂岩体。它们处于科迪勒拉造山带的中轴。东面是向东逆冲的前陆逆冲断裂，西为内华达岩基，更西为弗朗西斯科俯冲外来体。同位素年龄表明，科迪勒拉杂岩体形成于早－中第三纪（55～15Ma），晚于东面的前陆褶皱逆冲断裂，而早于盆岭区新生代高角度正断裂。

Coney（1980）指出，科迪勒拉变质核杂岩是一群有异常变形的变质岩和侵入岩组成的穹窿状或拱状的孤立隆起，其上为构造滑脱和拉张的不变质的盖层，他强调变质核杂岩的双层结构特征。下部变质岩和侵入岩基底常具缓倾斜面理和线理的糜棱岩化和片麻状组构。基底上部从微角砾化带过渡到顶部的碎裂岩带，显示从韧性到脆性的转化。而不变质的盖层以变薄和被许多近水平产出的新老断裂切成薄片为其特征；其间的滑脱带或陡的变质梯度带，常有角砾化，并指示有向下的滑动和滑脱。

科迪勒拉变质核杂岩的基本特征可以总结于下：① 地貌为区内最高山。空间上呈穹窿状或长垣状的大型背斜的外貌。通常不对称，一翼较陡；② 核部由中地壳的中、深变质岩组成，其中常有晚期的中、酸性岩体侵入，伟晶岩化和混合岩化也很普遍；③ 核部杂岩的顶部为一个以糜棱岩类岩石为特征的剪切带。反映其在深部处于韧性范畴，曾遭受强烈韧性变形；④ 糜棱岩带的顶部被大型低角度正断裂，或滑脱断裂、拆离断裂所切割，使早期形成的糜棱岩发生脆性变形并蚀变，出现赤铁矿化和绿泥石化碎裂岩类，甚至可以有假熔岩出现。这一基底剥离断裂分开脆性破裂的上壳岩和曾遭受韧性流变的内壳岩；⑤ 上盘以不变质的显生宙岩层为主，发育多世代的不同类型的正断裂，有犁状正断裂、近于平行的平面状高角度正断裂和低角度正断裂，反映为水平拉张状态下的脆性变形；⑥ 上盘的脆性拉张方向，剥离断裂的滑动方向及下盘的糜棱岩运动方向，通常在运动学上具有一致性，反映出统一的运动形式。他们认为，可以把变质核杂岩看作是从破裂和拉张的上地壳岩石下被拉出来的，位于大规模缓倾正断裂之上的由中、下地壳岩石组成的地质体。变质核杂岩往往联系着深熔作用，Holk 和 Taylor（1997）测定表明，存在氧同位素的均匀化说明中地壳拉张区，伴随有造山期地壳加厚时的深熔作用。

Platt（1986）提出变质核杂岩是造山带拉张过程中板下作用和抬升作用所引起的剥离作用所造

成。事实上变质核杂岩揭示出造山期拉张作用的特殊现象，证实后造山运动导致山体的上升（图3.65）。Lister 和 Baldwin（1993）论述变质核杂岩的成因和深成作用。

图 3.65　变质核杂岩的形成模式（Lister 和 Davis，1989）

a 初始阶段：拉张；b 集中上升：在一个穹窿之下集中的深成作用；c 散布上升：在几个穹窿之下；D1：拆离断裂 1；D2：拆离断裂 2

20 世纪 80 年代以来，世界多处发现变质核杂岩。例如，法国比利牛斯山的 Saint Bathelemy 地块和中央地块周围的海西期变质核杂岩，爱琴海 Cyclades 岛的晚中新世变质核杂岩，巴布亚新几内亚 D'Entrecasteaux 群岛至今仍在隆升的变质核杂岩等。

2.2　流变学

流变学（rheology）是物理学的分支学科。流变学研究物体，特别是固体变形和流动现象。流变学利用光学显微镜、费氏台、扫描电镜、透射电镜及氧化缀饰法等手段研究岩石和矿物组构类型，滑移系、位错密度、亚颗粒和动态重结晶颗粒尺度等，估算流变状态参数（p、T、σ、f_{O2}，μ）；通过矿物晶体弹性系数，计算不同组构方位相应的地震波速度。

对于地质学而言，流变学的关键是把时间因素引入本构方程。地质作用的时间尺度变化很大，极其重要，其应变速率可相差 20 多个数量级。一般来说，克拉通内变形的应变速率小于 10^{-15} / s，造山带的应变速率为 10^{-13}～10^{-14} / s，糜棱岩的剪切带的应变速率为 10^{-10}～10^{-11} / s ，而普通断裂变形的应变速率高达 10^{-3} / s 以上。在其他条件相同的情况下，应变速率的改变，会导致力学的不稳定性，出现不同的流变行为。当然，如何把实验室在短时间尺度上得出的结果扩展到地质时间尺度来应用，仍然是困难的课题。

2.2.1　本构方程

在低温下岩石有一系列可能的变形机制：包括颗粒滑动和旋转的成粒（granular）过程、破裂和摩擦（frictional）滑动的碎裂（cataclastic）过程、和出现双晶化、位错蠕动和压力溶解的晶体塑性过程。野外观察，实验和强度理论都认为随温度和压力增加，涉及晶体塑性变形、扩散流、重结晶和部分熔融物质流的变形数量增加，而破裂和摩擦滑动趋向于被抑制。

在低压和低温下的地壳浅部岩石处于弹性状态，应变速率 $\dot{\epsilon}$ 与正应力σ呈线性关系，通常称为牛顿体，即

$$\sigma = E\dot{\epsilon} \qquad (3.6)$$

或在剪应力τ作用下

$$\tau = G\dot{\epsilon} \qquad (3.7)$$

式中 E 和 G 分别是正应力和剪应力的弹性系数。τ也可以写为

$$\tau = \eta\dot{\gamma} = 2\eta\dot{\epsilon} \qquad (3.8)$$

式中η为粘度系数，一般简称粘度，是一个重要的流变学特征量。对于牛顿体，应力与应变呈线性关系，但应变并非应力的单值函数，而是时间 t 的线性函数。下面简述不同深度下岩石的本构方程。

2.2.2　摩擦强度

岩石都具有变形和流动的特点，由于其成分和物理化学环境不同，表现了不同流变行为。在地壳的浅部，从地表至 10～15km 的范围内，宏观流变现象表现为破裂、摩擦滑动和碎裂流动为主。这类流变受有效围压控制，对温度和应变速率不太敏感。

实验证实，在低温和低有效压力下干岩石发生初始摩擦滑动所要求的应力小于破裂要求的应力。

这样，在地壳上部数公里内岩石强度可能由沿断裂的摩擦阻抗所限定。由于在低温下干岩石中沿断裂滑动所需应力大多对垂直负荷灵敏，而对表面状态、滑动速度、矿物学和温度相对不灵敏。在剪切应力τ下开始摩擦滑动是以 Amonton 律联系着垂直应力σ_n

$$\tau = \mu_f \sigma_n + C_f \qquad (3.9)$$

式中μ_f 是摩擦系数，C_f 是摩擦粘结强度。剪切应力τ与垂直应力σ_n 的经验关系是双线性摩擦滑动准则，或称为 Byerlee 律。即

$$\tau = 0.85\ \sigma_n \qquad 3 < \sigma_n < 200\text{MPa} \qquad (3.10)$$

$$\tau = 60 + 0.5\ \sigma_n \qquad 200\text{MPa} < \sigma_n < 1700\text{MPa}$$

Byerlee 准则表明，在低压或近地表的条件下，摩擦系数变化很大，岩石沿着破裂面滑动所需剪应力大小，主要取决于破裂面的粗糙度；在中等压力及高压力情况下，初始破裂面的粗糙性对摩擦滑动没有太大的影响。但是，若滑动面上出现有蒙脱石和蛭石等矿物组成的断层泥，摩擦强度会大大降低。Byerlee 准则还认为，摩擦强度与岩石类型无关，除粘土之外，几乎所有岩石都遵守该准则。实验指出，当存在孔隙液体，化学和物理过程时，它们都影响强度。孔隙压力 P_P 的物理影响能利用$\sigma'_{ij} = \sigma_{ij} - \alpha P_P \delta_{ij}$ 关系式，进入这个方程。式中如果 i = j，$\delta_{ij} = 1$，而如果 i ≠ j，$\delta_{ij} = 0$。系数α 为阶元素，依赖于其特定状态；为了简化，我们设定$\alpha = 1$。把式 3.7 对垂直最大主应力σ_1 呈 60°的断裂重写，即

$$\sigma_1 - P_P \approx 4.9(\sigma_3 - P_P) \qquad \sigma_3 - P_P < 100\ \text{Mpa} \qquad (3.11)$$

$$\sigma_1 - P_P \approx 3.1(\sigma_3 - P_P) + 210 \qquad \sigma_3 - P_P > 100\ \text{MPa}$$

式中σ_3 是最小基本应力。如果考虑基本应力σ_V 是定向垂直，并等于岩石圈压力

$$\sigma_V = \rho_r g z \qquad (3.12)$$

式中ρ_r 是上复岩石的密度，g 是重力加速度，z 是深度。陆壳垂直应力梯度约 27 Mpa / km，而大洋岩石圈约 34 Mpa / km。在逆冲断裂情况下，水平基本应力σ_H 是大于σ_V，$\sigma_H = \sigma_1$ 和 $\sigma_V = \sigma_3$。孔隙压力 P_P 一般与岩石圈压力 P_l 有关，表示为

$$\lambda = P_P / P_l \qquad (3.13)$$

如果孔隙压力是静压，则 $P_P = \rho_f g z$，$\lambda \approx 0.38$，式中ρ_f 为孔隙液体密度。对于 Byerlee 律应用于天然断裂系统更详细讨论见 Hickman（1991）。

在考虑摩擦滑动的稳定性上，速率影响是重要的。常被描述为速率状态方程

$$\tau = \mu^* \sigma_n + A_\mu \sigma \ln(V / V^*) + B_\mu \sigma \theta \qquad (3.14)$$

$$d\theta / dt = -(V / \delta_c)[\theta + \ln(V / V^*)]$$

式中 V 是滑动速度，θ是描述表面状态粗劣程度的变数，δ_c 是衰减距离，开始量是参照值，A_μ和 B_μ 是描述在摩擦系数上速度的直接效应和非直接效应系数。在摩擦系数上的温度影响可以由在断裂泥层内的剪切应变速率 $\dot{\epsilon}$ 与温度的 Arrhenius 关系来描述

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_0 \exp(-Q_\mu / RT) \qquad (3.15)$$

式中 Q_μ是摩擦滑动给定的活化能。

摩擦滑动是稳定的还是不稳定的，依赖于有效压力、摩擦表面、滑动温度和速率。确定稳定性时在摩擦系数上小的变化都可能是重要的。分析表明，滑移弱化对于不稳定或地震滑移是一个临界条件。一个重要的结论是稳定滑动的开始不必与塑性流机制的开始相符。

2.2.3　破裂强度

如果岩石不是普遍粘接，或者如果粘接物之间的颗粒长度较大，岩石强度则由挤压破裂强度所限定。干的岩石挤压破裂强度对有效压力和矿物更灵敏；它也依赖于更小范围的温度和应变速率变化，破裂强度还被样品尺寸所影响，这联系着岩石类型，风化量级和负荷条件的变化。推测低于脆－塑转变压力破裂强度下限为导致摩擦滑动应力给出。

在低到中等围压条件下岩石破裂出现于沿剪切带局域化的扩张断裂的形成。在此区内最大挤压应力和围压之间有近似线性相关，破裂剪切应力τ_f和垂直应力的关系以下式表示

$$\tau_f = \mu_i\sigma_n + C_I \qquad (3.16)$$

式中μ_i是固有的摩擦系数，C_i是固有粘接强度。这相关时常被称为 Mohn－Coulomb 破裂判据。在高压下强度的压力灵敏度减少，并且线性相关更差。在低压下挤压强度大于导致断裂滑动的应力，但是随压力增加破裂强度增加。在脆－塑转变上这破裂曲线见图 3.66。

图 3.66　固定温度下干的岩石实验得出应变速率（Kohlstedt 等，1995）
从局域化脆性破裂转变到准脆性流（BDT）和准脆性流转变为全塑性流（BPT）。某些岩石，例如，方解石和石盐在室温显示塑性，而大多数硅酸盐要求升温和升压达到初始塑性流

在低温和压力低于 600 MPa 硅酸盐岩石破裂的初始阶段涉及扩张行为，小的轴裂隙（crack）聚集形成以 30～40°倾斜于最大挤压应力的剪切面。压力高于 600 MPa 时，脆性区的硅酸盐变形经历破裂模式的第二次转变。破坏仍以碎裂过程出现，但没有轴扩张裂隙的集结，而主要以剪裂隙进行。光学和透射电镜观察表明，沿局域化最大应变断裂有非常窄的范围，并以剪切开始为特征。对于石英岩，花岗岩，辉长岩，榴辉岩和纯橄岩破裂模式的转变出现于约 600 MPa，并未呈现对温度的依赖。如果加入水蠕变效应变得重要，甚至在室温。水的加入能增加几个变形机制，包括应力溶蚀（corrosion），准临界裂隙生长，压力溶解和塑性流。

2.2.4　塑性强度

在地壳中深部位，岩石以塑性流动为主，包括位错运动、固态扩散和溶解－扩散－脱溶过程。在相对高压（≥10 MPa）岩石圈主要出现位错蠕变。其微观变形机制为晶内塑性变形和扩散转移。通常，塑性变形是等体积连续变形过程，对温度和应变速率极为敏感。蠕变强度（creep strength）即达到一定的应变速率所需流变应力，是温度的函数。在达到稳态蠕变状态时，地壳和上地幔岩石流变都基本上服从下述幂方程，即晶体中位错流的流动律显示应变速率$\dot{\epsilon}$与差应力$\sigma_1-\sigma_3$之间存在指数律相关

$$\dot{\epsilon} = A_d(\sigma_1-\sigma_3)^n \exp[-(Q_d+PV_d)/RT] \qquad (3.17)$$

式中 A_d 是物质系数，n 是蠕变过程的特征系数，Q_d是活化能，V_d是位错蠕变活化体积，P 是压力，R 是气体常数，T 是绝对温度。对于差应力小于剪切模量近 1%，硅酸盐岩石塑性变形的大多数数据利用各自的 A_d 和 n，Q_d 和 V_d 在测定误差内符合方程（3.17）。然而，橄榄石单晶上高分辨蠕变实验表明，上述简单蠕变模式不能支配整个岩石圈的条件。基于这些实验的结果，描述岩石圈塑性强度的本构方程可以表述为以方程（3.17）形式的两个或三个幂律关系的组合，每个以独特活化能和A_d值表述一个特定的蠕变机制，但对所有机制具有一个单一的应力指数 n＝3.5。在方程 3.17 中 PV_d 项在流变学模拟中省略，对 $V_d=17\times10^{-6}m^3/mol$，每 50km 深度应力以 2 的因子增加。

在岩石圈中低温和高应力条件下，塑性变形的应变速率随差应力增加而增大。一系列的本构方程提出来描述在高应力范围的位错流，并时常归因于幂律破坏范畴。例如，Goetze 利用下列方程描述橄榄石低温高应力流变

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_0\exp\{(-Q_d'/RT)[1-(\sigma_1-\sigma_3)/\sigma_P]\} \qquad (3.18)$$

式中σ_P为 Peieri 应力，是位错滑移的晶格阻抗，Q_d是位错滑移的活化能。

在纯橄岩剪切带内变形的局域化和液体存在时，由于动力学重结晶能导致颗粒尺寸 d 明显减小。此时颗粒边界扩散蠕变过程，由颗粒边界滑移的物质组分所调节，支配位错机制。这流动律为

$$\dot{\epsilon} = A_{gb}[(\sigma_1-\sigma_3)/d^3]\exp[-(Q_{gb}+PV_{gb})/RT] \quad (3.19)$$

式中下标 gb 表示颗粒边界。在某些断裂带上等轴颗粒出现和缺乏优选方向是该变形机制的证据。

水逸度严重影响应变速率。Pizner 和 Sterner（1994）研究表明，在固定应力和温度下应变速率随水逸度 f_{H2O} 增加而增大，两者呈线性关系

$$\dot{\epsilon} \propto f_{H2O}^{p} \quad (3.20)$$

式中上标 p 是与应力指数 n 有关的系数。对于石英：n＝2.6，p＝0.8；n＝4.0，p＝1.2（Luan 和 Paterson，1992；Gleason 和 Tullis，1995）。对于橄榄石，上式可改写 $\dot{\epsilon}$ 与 f_{O2} 线性相关

$$\dot{\epsilon} \propto f_{O2}^{p} \quad (3.21)$$

式中上标 p 为 0＜p＜0.4。

对塑性流动变形而言，热状态和应变速率参数最为重要，两者对岩石性质有着决定性的影响。例如，中深变质的片麻岩和麻粒岩，其变质作用高峰期的温度一般在 600～800℃以上，其同调温度比（T/T_m）可达 0.4～0.5。在这种条件下，变形表现为高温塑性流动，发育一套特征的小型和显微构造，如稳定的位错密度、亚颗粒和新生颗粒、颗粒组构等；原始沉积和火山结构很难保留。所以，在中深变质岩地区通常观察到的“层理、粒级层、斜层理”等，都是塑性流变的不同表象。

2.2.5　脆性－延性和脆性－塑性转变

野外观察指出断裂带内变形岩石的从纯脆性（brittle）到纯塑性（plastic）变形过程能出现在相当宽的温度和压力范围内。从局域化断裂到剪切的破裂模式变化伴随着机制的改变。按照 Rutter（1986）提出的术语，模式的改变是脆性－延性（ductile）转变（BDT），而主要机制的转变是脆性－塑性转变（BPT）；如果变形涉及塑性和脆性两个机制，称为准脆性流（semibrittle）；如果变形仅涉及脆性破裂，而应变不是宏观局域化，称为碎裂流（图 3.66）。对于某些矿物，包括石盐和方解石，塑性滑动或双晶化甚至出现于室温；在这种情况下，BDT 和 BPT 在变形实验中能由围压增加所产生。对于石英岩，在室温不呈现塑性，局域化破裂在所有压力下均易发生；在实验中分布破裂仅始于温度＞500℃和升压后某些塑性流开始时。长石岩石能显示碎裂流，但仅在温度高于 300℃和压力大于 500 MPa。

如果物质强烈扩张，并且应变软化，或者如果压力灵敏度减少，当挤压负荷增加时在脆性物质中趋向于局域化。对局域化必须的临界硬化模量 h_{cr} 预计为

$$h_{cr}/G=(1+\nu)(\beta-\mu)^2/9(1-\nu)-(1+\nu)[N+(\beta+\mu)/3]^2/2 \quad (3.22)$$

式中ν是 Poisson 比，β是扩张因子，μ是固定摩擦系数，由表面的递增斜度所确定，表述为压力的函数，N 挤压对轴对称是 $1/\sqrt{3}$。分析表明，局域化为减少扩张或促进加工硬化的过程所支持。

经验上，在干的条件下，当 Mohn－Coulomb 判据对脆性破裂截面 BDT 呈现摩擦滑动曲线。对于塑性流 BPT（图 3.66）当应力大约等于有效围压，在塑性截面上产生强度曲线具有

$$\sigma_1-\sigma_3=\sigma_3' \quad (3.23)$$

这判据可以归类于 Goetze 判据。Shimada 和 Cho（1990）建议对花岗岩、纯橄岩和榴辉岩在室温和 0.8，1.0，2.0 GPa 压力下区分变形岩石破裂模式。在温度处于 300 与 1123K 之间变形的石英岩研究，Hirth 和 Tullis（1994）观察在 0.6GPa 压力下破裂模式一个类似转变。

Chester（1988）提出准脆性区总强度可以依据蠕变强度σ_c和破裂强度σ_f写出

$$\sigma_1-\sigma_1=\Phi\sigma_c+(1-\Phi)\sigma_f \quad (3.24)$$

式中Φ是物质系数。

Kohlstedt 等（1995）综述流变学的理论和实验进展，并给出大陆和大洋岩石圈和流变强度包络线，讨论流体作用，多矿物岩石的流变学，以及实验流变学和岩石圈强度等问题。

2.2.6　蠕变类型和变形机制

蠕变是指在固定应变速率和低应力作用下岩石随着时间而发生明显的稳态流动变形。在塑性流动过程中，位错起着关键性的作用。位错是矿物在应力作用下产生的晶体畸变，或者说晶体缺陷。它包括刃型位错和螺型位错。岩石的塑性流动变形主要是位错在热动力作用下运动的结果。矿物变形实验证明，高温蠕变 $\dot{\epsilon}$ 是与应力 σ、温度 T、压力 p 、氧逸度 f_{O2} 和化学组分 μ 有一定函数关系的状态方程，即幂方程。这与冶金物理学中金属和陶瓷材料的蠕变实验完全吻合。其表达式为

$$\dot{\epsilon} = \mathrm{f}\ （\sigma，T，p，f_{O2}，\mu）\qquad（3.25）$$

通常矿物与岩石的高温蠕变可以用经验流变方程描述

$$\dot{\epsilon} = \mathrm{A}\,\sigma^{\mathrm{n}} \exp〔-（Q^{*}十 V^{*}p）/ RT〕\qquad（3.26）$$

式中：A 是独立系数，σ 为稳态流动应力，n 为应力指数，Q^{*} 为与温度有关的蠕变活化能，V^{*} 为与压力有关的蠕变活化体积，p 为围压，R 为气体常数，T 为绝对温度。实验表明，多矿物集合成的岩石的高温蠕变是准稳态蠕变（Quasi－steady state creep），它涉及不同的蠕变类型和变形机制。

同调温度（homologous temperature）T / T_{m} （T_{m} 为岩石熔融温度）是考虑蠕变重要系数。Borch 和 Green（1989）用干和湿的方辉橄榄岩，证实式（3.9）和下式是等效状态方程，即

$$\dot{\epsilon} = \mathrm{C}\sigma^{\mathrm{n}}（一\ \mathrm{B}T_{\mathrm{m}} / T）\qquad（3.27）$$

式中，C、B 为系数。式 3.27 说明高温蠕变与压力明显相关，但在恒定的同调温度下，流动应力与压力无关，而与橄榄岩固相线有关。这样，可以用来定量估算随压力而变化的 H_2O 和 CO_2 的弱化作用。同时，还进一步证实上地幔岩石有效粘度 η 与同调温度呈函数关系

$$\eta = \eta_0 \exp（\mathrm{B}T_{\mathrm{m}} / T）\qquad（3.28）$$

式中 η_0 为初始有效粘度，B 为系数。因此，利用实验岩石学得到的固相线资料，从式 3.28 可以直接计算地幔粘度 η 值。根据 Borch 和 Green（1989）实验数据推断，对于 60Ma 的洋壳来说，100～200km 之间粘度是最低，为 10^{16}～10^{18}Pa. s。

Sato 等（1989）提出在 0.2～0.73GPa 和 950～1280℃条件下尖晶石二辉橄榄岩非弹性和同调温度呈函数关系

$$Q_{\mathrm{p}} = Q_{\mathrm{pm}} \exp\,[\mathrm{B}'（T_{\mathrm{m}} / T - 1）]\qquad（3.29）$$

式中 Q_{p} 为地震波非弹性值，Q_{pm} 是固相线的 Q_{p} 值，B'为系数。同时，Sato 等（1989）还在 0.5 和 1GPa 围压下确定橄榄岩的纵波和剪切波速度也与同调温度有关。由此可以根据式（3.28）和（3.29）利用各种地幔岩石的固相线资料直接算出地幔粘度值和地震波 Q 值。

根据同调温度 T / T_{m} 不同，蠕变可以分为：位错沿平面以滑移为主的低温蠕变（$T < T\mathrm{m} / 3$）和以攀移和非平面交叉滑移为主的高温蠕变（$T > T\mathrm{m} / 3$）。按照位错运动方式和物质扩散途径不同，可将蠕变分为四种不同类型：

（l）位错滑移蠕变：主要是在相对较低温度下位错沿滑移面运动，并与障碍物质点（轧钉位错、出溶物、颗粒边界等）反应，其流动应力指数 n＝2. 5。

（2）位错攀移蠕变或动态恢复蠕变：位错在高温低应力条件通过自身增殖，以及与 Burgers 矢量相同，且符号相反的位错产生湮灭作用，重新排列而形成低能稳态亚晶界结构，即由晶向稍有差异的位错壁组成的亚晶粒。这种亚晶粒不仅是高温稳定流变显微构造的最重要标志，还可以作为流动古应力计算的较可靠的显微构造参数。其流动应力指数 n＝3. 5～3. 6。

（3）Harper－Dorn 蠕变：是刃型位错通过攀移而形成的一种特殊蠕变，其显微构造特征是具有稳定低位错密度，其变形接近于牛顿体。应力指数 n≈1。上述三种蠕变都遵循幂方程 3.28，仅应力指数 n 不同。

（4）扩散蠕变（diffusion creep）：不是通过位错运动而形成稳态蠕变，而是在高温低应力条件下，通过晶体内或颗粒边界的物质扩散迁移而产生的蠕变。例如，橄榄岩在部分熔融过程中熔融物质引起扩散蠕变。扩散蠕变分为三个亚类：

① 晶内扩散：即 Nabarro-Herring 蠕变，$\dot{\epsilon}$ ＝（$A_1\Omega D_v\sigma$）／（KTd^2）（3.30）

② 干颗粒边界扩散：即 Coble 蠕变，　$\dot{\epsilon}$ ＝（$A_2 D_b\Omega\tau S\sigma$）／（$KTd^3$）（3.31）

③ 湿颗粒边界扩散：即一般扩散蠕变，

$$\dot{\epsilon} = （A_3 D_f C\Omega S\sigma）／（KTd^3）\qquad （3.32）$$

式中，A_1～A_3 为系数，Ω为固体摩尔体积，D_v 为体积扩散系数，D_b 为颗粒边界（干的）扩散系数，D_f 为固体在颗粒边界流体中有效扩散系数，σ为差异应力，τ为剪切应力，K 为气体常数，T 为温度，d 为颗粒大小，S 为有效扩散颗粒边界宽度，C 为溶解度。事实上，上述晶内和晶界扩散都是同时起作用的，难以区分。扩散蠕变过程的应力指数 n＝l。

除了上述蠕变机理之外，还有两种重要塑性变形作用方式，即动态重结晶作用和超塑性变形。动态重结晶作用是高温塑性变形的重要方式，通过亚颗粒旋转（SGR）和颗粒边界迁移（GBM）形成无应变的新颗粒。这种变形过程中形成具有稳态构造的颗粒，可作为真实古应力计。

超塑性变形是在低应力、中至高同调温度条件下，由极细的矿物形成的应变大于 5000％的稳定流动变形。超塑性变形作用至少有两种方式：一是大颗粒边界滑移作用（GBS）。南非金伯利岩中石榴石二辉橄榄岩高塑性透镜状糜核结构就是这种变形的典型实例，在韧性剪切带超塑性变形也常见；二是相变作用。

2.2.7　流变学的地质应用

在矿物流变研究的基础上，可以考虑岩石的流变行为。在两种强度不同矿物所组成岩石中，其固态流变行为可分为三种情况：一是两种矿物强度相差很大，强矿物占总体积也较大，形成岩石的支撑结构。岩石的流变行为和总体强度主要由强矿物的强度，和充填于强矿物空隙内的弱矿物的形状、颗粒大小和分布特点控制；二是两种矿物强度差较小，岩石中体积也相近。两种矿物都会发生明显应变，发育面理和布丁构造。在流变学上，两种矿物都是主动的，为布丁－基质流变特征；三是两种矿物强度相差很大，强矿物占总体积很小。应变主要集中于弱矿物中，强矿物在流变学上是被动的，形成基质和残斑结构，属基质－残斑流变行为。二、三两种情况都出现应变软化和局域化现象，为基质控制的流变学。类似情况，在大到全球构造，小至电子显微镜下观察到的晶格变形，都有相同的几何学特点和流变学上的内在联系。

从流变学角度来看，可将岩石的变形分为三类：① 碎裂变形，以出现脆性断裂和矿物颗粒（或岩石块）之间的相对摩擦滑动为特点，晶体内部不显任何变形痕迹；② 晶内塑性变形，以晶体内部出现位错为标志；③ 物质扩散运移或流动变形，晶体显示良好的定向，但矿物内部变形迹象消失。

热应力在应变软化和局域化过程中起着特殊的作用，剪切热化作用及粘性热化作用足以使岩石软化，造成剪切带内的应变速率梯度。此外，有一系列物理机制可以引起或加速应变软化和局域化过程，诸如，动态重结晶作用、相转换、热液和水弱化作用等。在地质条件下，应变软化和局域化作用能相互促进。在相同的应变速率条件下，达到某一临界剪应变时变形机制将发生转换，岩石就可能在较低的流变差应力（σ_1 －σ_3）条件下，承受叠加应变，出现应变软化。在塑性变形环境下，遵守热活化的幂公式（式 3.17），当 n＝3～6，并达 50％的软化作用时，剪切带的应变速率可高于带外岩石的 8～250 倍。在地壳构造薄弱带、构造边界和存在岩石或矿物的强度差、粘度比不同的某些点或线状地带，将比周围地区更快地达到临界剪应变，形成局部化的应变软化带。应力和应变主要集中于此带内，形成反复的构造作用带。例如，北美西部圣安德列斯断裂在近 20Ma 期间产生过几百公里的位移，但其应变梯度则仅仅出现在断裂两侧几公里的范围内。

基于实验测定的本构方程强度包络线可以定量预测岩石圈强度。过去利用摩擦滑动的经验式来描述岩石圈上部脆性断裂的变形，和用幂律蠕变方程来估算岩石圈深部岩石的塑性流强度。近年的进展主要是对岩石圈变形的物理机制的了解和修正本构方程，包括重新认识准脆性领域行为的重要性。Vauchez 等（1998）综述大陆岩石圈流变学不均匀性、力学各向异性和变形问题。

流变学的主要问题是，水对岩石强度影响的精确预测；虽然单相颗粒上位错蠕变和扩散蠕变的本构方程更为可靠，但对于两相集合体塑性变形仅有少数数据；尽管事实上局域化在脆性和塑性范围岩石变形中普遍存在，仅有少量实验数据可以用于约束这些预测。因此，目前从实验室数据预测的岩石中的流变强度可能偏高。最后，在几何学、矿物学、负荷条件和热力学状态上的不确定性限制了我们的可靠预测。

3　大陆岩石圈的岩浆活动

除了大陆岩石圈的运动学和动力学机制之外，大陆岩石圈物质的演化过程也极有特色。大陆岩石圈岩浆活动以花岗岩最为特征，钾质、超钾质岩和碳酸岩也很典型，而大陆玄武岩也不同于大洋玄武岩。大陆岩浆活动最活跃的场所是离散边界，其次是聚合边界，板内的火山活动较弱。当前，岩浆活动研究已从以往岩石类型划分和源区分析，逐步转为探讨岩浆演化和动力学机制。

大洋火山岩是软流圈和深地幔研究的窗口。与之相反，穿过厚岩石圈的大陆玄武岩及其地幔俘体的研究能了解岩石圈的富集过程，给出地质事件的时代和演化。但是，大陆岩浆难以解释，因为有三个可能的源区：地幔羽、上地幔和地壳。从大陆岩浆岩判定其源区特征和演化是近 30 年来的主要目标。但是，大量的变化趋向于各自是独立的例证，难以给出通用的近似。

地幔俘体提供一个更直接的次大陆岩石圈样品。它们给出固体源区的证据，而最普遍类型的橄榄岩，即二辉橄榄岩与地壳俘体截然不同。所以，我们可以通过俘体研究岩石圈地幔，其次探讨地壳污染过程，最后注意大陆岩浆岩成因和演化上的某些经典研究。

3.1　花岗岩类

与洋壳不同，陆壳中主要组成是酸性岩，特别是花岗岩和流纹岩。花岗岩是陆壳中最具代表性的地质体。而且在不同构造环境中产出的花岗岩类又往往具有各自的地质地球化学特征。

一百多年来花岗岩研究一直吸引着人们。虽然成因理论很多，但存在的问题也不少。研究表明：上升到近地表的花岗岩浆主要不是来自地幔橄榄岩的部分熔融。在正常情况下，橄榄岩部分熔融形成玄武岩；在含水情况下导致安山岩形成，而不是流纹岩。一般认为，只有数量极少的花岗岩，是由辉长岩或玄武岩质岩浆通过结晶分异形成的。花岗岩或流纹岩可以包括在安山岩系列中，或包括在双峰式玄武岩－流纹岩系列中。因此，幔源岩浆在地壳中的相互作用可能是花岗岩和流纹岩形成过程中的重要因素。当然，地壳深熔作用显然是大部分花岗岩和流纹岩岩浆生成的主要机制，源岩可以是地壳中的岩浆岩或沉积岩。这样人们不仅要问，到底是花岗岩或流纹岩促成陆壳生成？还是陆壳导致花岗岩和流纹岩出现？还是互相促进？

3.1.1　花岗岩分类

花岗岩属深成岩浆岩。可按矿物或化学成分进行分类。1973 年 IUGS 命名委员会公布矿物 FQAP 分类：即 Q 为石英 /（石英＋总长石）；A 为碱性长石，包括正长石、微斜长石、条纹长石、歪长石和钠长石（An_{0-10}）/ 总长石；P 为斜长石（An_{11-100}）/ 总长石，F 似长石 /（似长石＋总长石），投图分类（图 3.67）。该命名委员会主席 Streckeisen（1976）给出新的 QAPF 分类。Streckeisen（1978）给出相应的火山岩 FQAP 分类。化学成分分类有 Middlmost（1994）建议的全碱－SiO_2 分类（图 3.68）。

图 3.67　花岗岩类及有关岩石的分类和命名（Barker，1983）

1：无岩浆岩；2：碱长花岗岩（钠长花岗岩，微斜长石花岗岩或正长石花岗岩）；3：花岗岩；4：花岗闪长岩；5：英云闪长岩；6*：碱长石英正长岩；7*：石英正长岩；8*：石英二长岩；9*：石英二长闪长岩（An＜50）和石英二长闪长岩（An＞50）；10*：石英斜长岩（M＜10），石英闪长岩（An＜50）和石英辉长岩（An＞50）；6：碱性

正长岩；7：正长岩；8：二长岩；9：二长闪长岩（An＜50）和二长辉长岩（An＞50）；10：斜长岩（M＜10＝，闪长岩（An＜50＝和辉长岩（An＞50）；6’：含副长石碱长石正长岩；7’：含副长石正长岩；8’：副长石二长岩；9’：含副长石二长闪长岩（An＜50＝和含副长石二长辉长岩（An＞50）；10’：含副长石闪长岩（An＜50）和含副长石辉长岩（An＞50）；11：副长石正长岩；12：副长石二长正长岩；13：副长石二长闪长岩（An＜50）和副长石二长辉长岩（An＞50）；14：副长石闪长岩（An＜50＝和副长石辉长岩（An＞50）；15：副长岩

板块构造理论兴起后，许多学者据之提出花岗岩的成因分类。洪大卫（1987）介绍了影响较大的成因分类方案（表 3.15）。在花岗岩形成的构造环境研究中，最重要进展是 20 世纪 70 年代和 80 年代中关于 I、S、M 和 A 型花岗岩的研究。Chappell 和 White（1974）研究澳大利亚褶皱带古生代花岗岩中，确立 S 和 I 型花岗岩。S（sedimentary）型的源岩为壳层沉积物，主要为过铝二云母花岗岩。I（igneous）型的源岩是未经地表风化的岩浆岩，主要为钙碱性的花岗闪长岩和英云闪长岩。两者都是造山期产物，部分熔融形成。由于 S 型和 I 型花岗岩中都存在各种反映源岩的残留俘岩。所以，它们是在原地或准原地的部分熔融产物。Loiselle 和 Wones（1979）提出 A 型花岗岩。它的特点是 3A：非造山（anorogenic）、碱性（alkeline）和无水（anhydrous）。它常与火山岩共生，近地表侵位，发育晶洞构造和花斑状结构，是一种与幔源有关的花岗岩，但在上升过程中常被地壳物质不同程度混染。

图 3.68　　花岗岩全碱－SiO_2 分类图（Middlmost，1994）

a 深成岩用全碱－SiO_2 化学分类（TAS）和命名，D：闪长岩；F：副长岩；FG：副长石辉长岩；FMF：副长石二长副长岩；FMS：副长石二长正长岩；FS：副长石正长岩 Ga：辉长岩；GaD：辉长质闪长岩；GrD：花岗闪长岩；Gr：花岗岩；M：二长岩；MD：二长闪长岩；MG：二长辉长岩；PG：橄榄石辉长岩；Q：硅英炭；QM：石英二长岩；S：正长岩；注意石英二长岩区位于花岗岩与正长岩之间，霓方钠岩（T），磷霞岩（U），粗白榴岩（I）和硅英岩（Q）处于主要深成岩系列之外；

b 全碱－SiO_2 化学分类（TAS）分割线的坐标位置，其中 Ba 为碱性玄武岩与碱性辉长岩界线；Bs 为准碱性玄武岩与准碱性辉长岩界线；Td 为粗面英安岩（英安粗面岩）与石英二长岩界线

Didier 和 Lameyre（1969）、Didier 等（1982）研究法国中央地块海西期花岗岩时分出两类花岗岩。一类属钙碱性系列的花岗闪长岩和二长花岗岩，呈侵入体产出，认为是地幔和地壳两种岩浆混合的产物，命名为 M 型花岗岩；更常见的另一类为过铝二云母花岗岩，即所谓淡色花岗岩，认为是壳(crustal)源成因，命名为 C 型花岗岩。两类花岗岩的地球化学特点分别与 I 型和 S 型相近。Lameyre（1980）把花岗岩分为四个系列：淡色花岗岩、钙碱性系列、拉斑系列和碱性系列。拉斑系列包括流纹岩和花岗岩，是与蛇绿岩系共生的斜长花岗岩，其中最常见的是奥长花岗岩。它们未受陆壳混染，这是由地幔物质分异而成。Pitcher（1983）将来源于俯冲洋壳和上地幔楔的花岗岩类称为幔源型（M 型）。它通常由上地幔的基性浆经结晶分异作用而形成，常与玄武岩、细碧一角斑岩系火山岩共生，主要产于大洋岛弧或不成熟活动大陆边缘的地质环境，常构成蛇绿岩系的一个浅色成员，但其体积不足蛇绿岩系总体的 2%。岩石类型为中、细粒石英闪长岩、闪长岩、英云闪长岩和钠长石花岗石等。其成分一般以普遍含角闪石、不含或贫钾长石、低 K_2O%含量为特点。呈小岩体、岩墙或岩脉产出。幔源花岗岩在地球化学上以低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值（小于 0.704）和正而低的ε_{Nd}（t）值，显示它与地幔源区的成因联系。

从板块构造理论出发，花岗岩分布于聚合板块边缘和陆壳增厚部位，显然与构造环境有关。有人强调源岩的作用，认为源岩确定后，可作为探索大地构造环境的线索；而确定成因最重要的标志是花岗岩的矿物成分和岩石组合，它联系着构造环境，可以鉴别源岩。据此，Pitcher（1983）提出花岗岩成因五种分类（表 3.16）。此后，Pearce 等（1984）根据微量元素丰度标准化图、稀土元素配分、以及 Rb／（Y＋Nb）和 Rb／（Yb＋Ta）相关图，区分洋中脊、岛弧、板内和碰撞四类花岗岩。

Harris 等（1986）利用 Rb-Hf-Ta 三元图区分碰撞带不同构造演化阶段的花岗岩。

上述分类在使用中已经发现许多问题。首先是它们的定义和特征相当混乱，缺乏统一的划界标准。例如 A 型花岗岩，Pearce 等（1984）认为是板内花岗岩。Sylvester（1989）提出是造山期后的产物。Rogers 和 Greenberg（1990）把 A 型分为后造山期的斜长石环斑花岗岩（rapakivi）和环状杂岩。Eby（1990）根据构造环境、地球化学和矿物组合特征把 A 型分为两类。Creaser 等（1991）建议废弃 A 型这一术语，认为 Collis 等（1982） 提出的 A 型是 I 型的亚型。Eby（1992）把它分为两个亚型。A_1 型可以归属于 M 型，而 A_2 型近于 I 型。这样，A 型花岗岩实际上包括了从碱性到偏碱性系列，包括造山早期、造山晚期和非造山期等几种类型。I 型和 S 型也有类似情况（洪大卫，1993）。所以，有些学者强烈主张花岗岩成因类型的主要控制因素是源岩，而非构造环境。

表 3.15　各种花岗岩成因分类方案（洪大卫，1987）

<table>
<tr><td>标志</td><td colspan="6">来源</td></tr>
<tr><td></td><td colspan="2">地 壳 的</td><td colspan="2">混 合 的</td><td colspan="2">地幔的</td></tr>
<tr><td rowspan="3">地球化学</td><td colspan="2">过 铝 的</td><td colspan="2">次铝的</td><td colspan="2">准 铝 的</td><td>碱性</td></tr>
<tr><td colspan="3">S 型</td><td colspan="3">I 型</td><td>A 型</td></tr>
<tr><td colspan="3">铝 型</td><td colspan="3">钙 铁 镁 型</td></tr>
<tr><td rowspan="2">岩石学</td><td colspan="2">中地壳花岗岩</td><td colspan="2">混合花岗岩</td><td colspan="2">地壳底部花岗岩</td><td colspan="2">未 定</td></tr>
<tr><td colspan="2">淡色花岗岩</td><td colspan="3">钙碱性系列
高 K　中 K　低 K</td><td>拉斑系列</td><td>碱性系列</td></tr>
<tr><td>包体</td><td colspan="3">C 型
淡 色 花 岗 岩</td><td colspan="3">M 型 二 长 花 岗 岩
和 花 岗 闪 长 岩</td><td>未定</td></tr>
<tr><td>锆石形态</td><td>2 型</td><td>1 型</td><td colspan="2">3 型</td><td>4（5）型</td><td>7 型</td><td>6 型</td></tr>
<tr><td>铁氧化物</td><td colspan="3">钛 铁 矿 系 列</td><td colspan="4">磁 铁 矿 系 列</td></tr>
<tr><td>矿化</td><td colspan="2">陆壳改造型</td><td colspan="3">过渡型地壳同熔型</td><td colspan="2">幔源型</td></tr>
<tr><td>地质环境</td><td colspan="2">S 型</td><td colspan="4">I（加里东型）　I（科迪勒型）
→M 型
低 Ca,高 K　高 K,低 Ca</td><td>A 型</td></tr>
</table>

地质学中形形色色的分类，基本上是人为界限。由于地质学的特点，许多被分类的对象常常是连续系列。花岗岩分类就是一个典型的例证。在具体的分类工作中，最重要的是分类思想的统一性和一贯性。一个好的分类，必须界限清楚，非此即彼。

花岗岩是碰撞造山的产物。碰撞可分为陆－陆碰撞、陆－岛碰撞、和岛－岛碰撞三种。陆－陆碰撞花岗岩可分为造山早期，造山晚期和后造山期。Harries（1988）曾分为四期，其中碰撞前应归于活动陆缘岩浆弧，其后三期则相近。

碰撞早期的过铝花岗岩，又称淡色花岗岩，是处于变质岩中与围岩整合、半整合的侵入体，常联系着混合岩，多含泥质岩俘岩。普遍含白云母，电气石常见，含或不含黑云母，SiO_2 一般 70%以上。它同火山弧相比，富 Rb 和 Ta，贫重稀土元素 Y、Zr 和 Hf，Rb / Zr 值高，大于 1，Ta / Nb 比和 Cs、F、B 也高，$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 初始值高，为 0.7186～0.7490 ，Σ_{Sr}＋50～＋650，Σ_{Nd}－8～＋12，显然是地壳重熔产物。Barbarin（1996）建议分为与幔源有关受地壳影响含黑云母和堇青石的过铝花岗岩，以及与地壳加厚有关受剪切和逆掩断裂影响含两云母过铝花岗岩。

碰撞晚期的弱碱性－碱性系列，包括浅成的小岩体或高位的深成岩及喷出岩。例如，冈底斯山和阿尔卑斯山的偏碱性花岗岩，碱性玄武岩中的橄榄安粗岩。Fe、Na、K、F、Zr、Nb、Ga 和稀土元素含量较高，而 Ca、Mg、Ba 和 Sr 含量较低，$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 初始比范围较大。它们可能与拉张断裂或走向滑动断裂有关。实验表明，深度大于 25 km，局部绝热减压，能使过去俯冲期间侵入地壳的深成岩和壳源内低熔点物质熔融形成橄榄安粗岩岩浆和重熔的碱性花岗岩岩浆（洪大卫，1994）。

对造山带中巨厚花岗岩的形成方式，一般认为主要是三种机制：俯冲作用及有关断裂所导致的热能使壳层岩石重熔；碰撞和插入增厚所导致的热能造成重熔，以及岩石圈及其下界的拆沉作用和伴随而来的软流圈底侵作用，使中、下地壳重熔。花岗岩岩浆侵位则联系着走滑和拉张断裂。

除了构造环境和地区差异之外，岩浆体系随时间推移有明显的变化。例如，2.5Ga 年前无淡色花岗岩和碱性环状杂岩体（rapakivi），英云闪长岩质岩石比例却较高。更特殊的是钾长环斑花岗岩，仅见于中元古代的劳亚大陆。这反映大陆的动力学演化。

表 3. 16　　花岗岩类型及其性质（w_B%）（Pitcher，1983）

M　　型	I 型（科迪勒拉）	I 型（加里东型）	S　　型	A　　型
辉长岩为主，斜长花岗岩次之	以英云闪长岩为主，但成分范围较宽（闪长岩到二长花岗岩），SiO_2 的含量范围也较宽，主要与辉长岩共生	花岗闪长岩－花岗岩，与的它有明显差别的角闪石闪长岩和辉长岩小岩体共生	SiO_2 含量高但范围较窄的花岗岩；以淡色二长花岗岩为主，但局部以含大量黑云母的花岗岩类岩石为主	与碱性花岗岩和正长岩演化系列有关的黑云母花岗岩；具有特征鲜明的基性－酸性关系
普通角闪石和黑云母；辉石	普通角闪石和黑云母；磁铁矿，榍石	以黑云母为主；钛铁矿和磁铁矿	白云母和红色黑云母；钛铁矿，独居石，白榴石，堇青石	绿色黑云母；碱性角闪石和辉石（碱性花岗岩内），星叶石
隙间微文象结构的钾长石	隙间和他形钾长石	钾长石，为隙间和穿插结构。一般富含石英	通常为巨晶钾长石，有悠久的历史，自交代钾长石	条纹长石
基性火成俘岩	闪长岩俘岩，可能为残留物质	混合的俘虏体为主	以变沉积岩俘虏体为主	同源俘虏体，也有基性岩浆团
典型的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值<0.704	Al／(Na+K+Ca／2)<1.1(通常为<1) 初始比值<0.706	Al／(Na+K+Ca／2)约为 1，0.705<初始比值<0.709	Al／(Na+K+Ca／2)>1.05, 初始比值>0.7098	过碱性，相对富 F，变化范围大，0.703～0.712
石英闪长岩-辉长岩的复合深成岩体	大的多期岩基，有一系列复合破火山口	分散而孤立的一套多期深成岩和岩席	多期岩基和岩席，规模小，且较 I 型更具底辟特征	多期中心型破火山口杂岩，规模较小
与岛弧火山岩共生	与大量安山岩和英安岩共生	有时与高原玄武岩－安山岩共生	与含堇青石熔岩共生，但一般缺少大量火山物质	与破火山口中心型碱性熔岩共生
深成作用持续时间短	周期性的深成作用持续时间长	深成作用持续时间短，造山期后的	深成作用持续时间中等，同造山期或造山期后的	深成作用时间短
大洋岛弧	安第斯型大陆边缘弧	加里东型闭合后的隆起	海西期大陆碰撞。也有克拉通上的韧性剪切带	造山期后或非造山环境
宽褶皱，埋藏型变质作用	垂直运动，稍有侧向缩短，埋藏型变质作用	沿倾斜和走向的滑动断裂，退化变质作用	大幅度缩短；板岩带内的低压变质作用；花岗岩系列的一部分	穹窿和裂谷作用
斑岩型 Cu、Au 矿化	斑岩型 Cu、Mo 矿化	矿化通常不强	云英岩型和脉型 W、Sn 矿化	铌铁矿、锡石和萤石

实验表明，花岗岩绝大多数是壳源的，且主要是下地壳部分熔融的产物。温度超过 650℃时含水的下地壳中石英和长石就发生熔融。熔融多数发生在角闪岩相条件下。黑云母和角闪石仍然是稳定的矿物相，产生的熔浆会在原地结晶，形成混合岩而不是花岗岩浆。在缺失流体的条件下，温度大于 850℃时才能产生大量共熔成分的花岗岩浆。

3.1.2　花岗岩同位素特征

陆壳的基础问题之一是硅铝层块体是来自地幔的岩浆源分离，还是较老的克拉通物质的再加工。Sr 同位素数据最早用于此问题的研究，地壳储库具有高 Rb／Sr 值，较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值而地幔在整个地质年代中具有相对于低 Rb／Sr 值。克拉通地壳碎片的最初 Sr 同位素组分计算指示它是地幔源区还是地壳源区。在亏损地幔中 Sr 的演化线为 0.69899±5“玄武岩无球粒陨石最佳初始值”（BABI）

到近代洋中脊玄武岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 组成的 0.702～0.704 范围所限定。可以通过与演化线相比较来评价其成因。

Faure（1977）综述花岗岩的锶同位素示踪研究。他指出：① 当花岗岩的 I_{Sr} 值位于代表上地幔 Sr 的演化区（$^{87}Sr/^{86}Sr$ 约 0.703～0.705）内，这种 Sr 直接或间接来源于上地幔，没有外来 Sr 的明显混染。② 当花岗岩的 I_{Sr} 值明显位于上地幔 Sr 的演化区域之上（地壳 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 约 0.71～0.73）时，可能有两种情况：其一是这种 Sr 全部来自富含放射成因 Sr 的硅铝质地壳；其二是这种 Sr 最初来源于上地幔，但随后受到富含放射成因 Sr 的外来物混染。总之，高的 I_{Sr} 值反映花岗岩形成过程中受到地壳的明显混染。

由于在变质作用和热液作用过程中，Rb－Sr 体系的抗扰动性差，常使初始同位素组成发生明显的变化。在这种情况下，Nd 同位素是一个特别有用的手段，由于 Sm／Nd 从地幔萃取时分馏，而在地壳间的过程中不分馏（Dickin，1997），是判断其物质来源，研究其成因的最有效的示踪剂，并具有强的抗干扰性。对前寒武纪花岗岩来说，钕同位素示踪更为重要。钕同位素示踪表明，岩石平均年龄愈老，其ε_{Nd}值愈负。Farmer 和 DePaolo（1983；1984）研究美国西部中生代和第三纪花岗岩的钕、锶同位素组成，发现由太平洋沿岸到内陆，ε_{Nd} 由约＋8 减少到约－20，表明幔源物质的贡献减少。

花岗岩的钕同位素组成可以为陆壳的增生、演化和划分地壳省提供重要信息。与沉积岩相比，花岗岩更能反映地壳深部岩石的组成特征。但是花岗岩的 Sm－Nd 体系要比沉积岩复杂得多。其关键问题是在花岗岩的形成过程中，包括部分熔融、分离结晶和混合作用，使体系内的 Sm／Nd 值可能发生变化。Jahn 等（1990）指出花岗岩的 t_{DM} 至少可能有六种不同的解释（图 3.69）：① 花岗岩是老陆壳物质重熔生成，重熔前后 Sm／Nd 值未发生变化。该花岗岩的 t_{DM} 代表此地壳的平均存留年龄；② 花岗岩是老陆壳物质重熔生成，但花岗岩形成过程中其 Sm／Nd 值发生改变。如果 Sm／Nd 降低，则其 t_{DM} 小于源区地壳平均年龄，反之则大于源区地壳平均年龄；③ 两个不同时代的地壳物质在熔融时发生了混合。如果这两个混合端员的钕含量相同，则该花岗岩的 t_{DM} 应代表参与混合的这两种地壳的平均存留年龄；④ 花岗岩浆形成过程中地壳与地幔源区发生混合。混合后岩浆又发生分离结晶作用。因此，这一模型包括了两个过程，即源混合过程和分离结晶过程，它们都引起 Sm／Nd 值变化；⑤ 花岗岩浆是由壳源岩浆和幔源岩浆混合而成。由于这两类岩浆的 Sm 和 Nd 含量不同，因此混合后的 Sm／Nd 值取决于它们各自贡献的 Sm、Nd 含量，而不取于它们各自岩浆的质量分数。因此，其 t_{DM} 不能直接代表这两种岩浆的平均地壳存留年龄；⑥ 幔源岩浆被陆壳物质混染而形成的花岗岩浆，既可能是一个简单的混合过程，也可能是一个复杂的同化混染与分离结晶相结合的过程——AFC 过程。实际上，仅在第一种情况下，T_{DM} 给出壳－幔分异时间；在第二种情况下，T_{2DM} 可以给出壳－幔分异时间。其他各种情况都给出平均地壳存留年龄。

图 3.69　　年青花岗岩模式年龄的六种可能解释（ Jahn 等，1990）

Pb 和 Nd 同位素系统都能对地壳演化提供有用的约束。然而，U-Pb 系统在地质历史中对开放系统是灵敏的。因此，用 Pb-Pb 数据研究古老混合事件，测定同位素比不能修正到唯一的初始比。代替的是，模式初始 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 值通常以投影 Pb-Pb 数据到等时线给出相应的混合事件年龄。这时可以使用 $^{143}Nd/^{144}Nd$。Davis 等（1996）比较加拿大新太古代花岗岩初始 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 和 $^{143}Nd/^{144}Nd$，找到两个较好的相关，支持在初生的（juvenile），即地幔派生的和老地壳端元之间的两组分混合模式，但 Pb 数据较少重复性。

Sigmarsson 等（1991）对冰岛熔岩钍同位素工作表明，冰岛裂谷带拉斑玄武岩处于部分熔融平衡线左侧，但 0.5Ma 以后，它们的过量 ^{230}Th 活度减少到久期平衡，使之下降到平衡线上不同的钍活度比范围（图 3.70）。冰岛地壳深熔（anatexis）产生长英质熔体将具有一个比源区的拉斑玄武岩岩浆直接分异更低的 $^{230}Th/^{232}Th$ 活度。例如，南冰岛 Hekla 火山的英安岩 $^{230}Th/^{232}Th$ 活度远低于

从同生镁铁质岩浆，与较老地壳熔融相吻合。这样，Hekla 流纹岩作为英安岩岩浆分馏的典型。钍同位素研究还表明地壳对基性岩浆的混染。主要火山中心地壳的氧同位素组成有大气水热对流，钍活度比也与$\delta^{18}O$ 相关。

图 3.70　冰岛 Hekla 火山 U－Th 图（Sigmarsson 等，1991）
显示长英质熔体产生过程中分馏结晶（FC）和地壳深熔（CA）

花岗岩$\delta^{18}O$ 变化于 6～15‰。其控制因素有源区组成、分离结晶、地壳混染和水－岩交换等。相对于地幔$\delta^{18}O$ 可以把花岗岩分为三类。高$\delta^{18}O$ 花岗岩：$\delta^{18}O$ 大于 10‰，其成因有源岩为富 ^{18}O 沉积岩和变质沉积岩、围岩混染、后期低温蚀变等；低$\delta^{18}O$ 花岗岩：低于 6‰，比较少见，其成因可能有低$\delta^{18}O$ 岩浆、低$\delta^{18}O$ 大气降水热液蚀变等；正常$\delta^{18}O$ 花岗岩：在 6～10‰，多数花岗岩属于此类。共生矿物$\delta^{18}O$ 值按下列平衡分馏顺序递增：磁铁矿＜黑云母＜角闪石＜白云母＜斜长石＜碱性长石＜石英。花岗岩中的$\delta^{34}S$＝－13.4～26.7‰。S 型花岗岩$\delta^{15}N$＝－4.9～10.3‰，I 型花岗岩$\delta^{15}N$＝－3.8～7.7‰。花岗岩中$\delta^{11}B$＝－30～0‰，多数为－15～－5‰。

3.1.3　不同时代的花岗岩类研究

Balashov 等（1982）根据锶、钕同位素研究，把前寒武纪花岗岩类分为两类：一类岩性以石英闪长岩、花岗闪长岩、英云闪长岩和斜长花岗岩等为主，其 Nd-Sr 同位素组成相似于大洋火山岩和海岛火山岩；在ε_{Nd}-ε_{Sr} 图上，位于地幔阵列内部，表明是由地幔物质衍生的；另一类花岗岩以黑云母花岗岩、二云母花岗岩为代表，它们具有较高的 I_{sr} 值和较低的ε_{Nd} 值，位于地幔阵列之外，表明是地壳物质重熔和深熔的产物。随后的研究表明，新元古代、中元古代、古元古代或太古宙的花岗岩类的ε_{Nd} 值变化均较为明显，基本上都是由地壳物质形成的，其源岩或是以新生地壳为主，或是以古老地壳为主，或是两者不同程度的混合。事实上，真正由上地幔来源岩浆形成的花岗岩类，即使在太古宙花岗岩类中也是少见的。

Depaolo（1981b）用 Sr、Nd 同位素研究 Sierra Nevada 和 Peninsular Ranges 岩基。给出ε_{Sr}-ε_{Nd} 图上双曲线阵列（图 3.71），从岛弧玄武岩区趋向前寒武纪地壳源区。Depaolo 认为 Peninsular Ranges 样品符合地幔 Sr-Nd 阵列，是无地壳污染的不均匀地幔的产物。而 Sierra Nevada 数据可能有岛弧岩浆的地壳污染。这一解释为锶和氧同位素数据所支持。在ε_{Sr}-$\delta^{18}O$ 图上 Sierra Nevada 和 Peninsular Ranges 花岗类岩石为双曲线形式（图 3.72），在幔源和古生代沉积物端元之间，为高$\delta^{18}O$ 沉积物地壳熔体和基性岩浆的简单混合。

图 3.71　花岗岩ε_{Sr}－ε_{Nd} 图（Depaolo，1981b）
a　Peninsular Ranges 岩基；b　Sierra Nevada 岩基；同时显示地壳储库组分和海水交代效应

图 3.72 给出三个重要的模式，它们导致垂直的变化，即 Sr 同位素增加而不伴随着$\delta^{18}O$ 的显著改变。这些模式是：① Sr 和 Nd 同位素的富集地幔源区，它沿着地幔阵列；② 消减带沉积物所污染的地幔源区。花岗岩锶含量较低，对消减沉积物或海水锶的污染更灵敏，而地幔中的氧含量与基性岩相同。另一方面，地幔比基性岩具有较低的 Sr / O 值，后者在此图上将产生一个斜率较陡的混合双曲线；③ 假设具有低$\delta^{18}O$ 的前寒武纪基底下地壳的污染。图 3.71 或图 3.72 都能区分 Peninsular Ranges 岩基是地幔导分异还是在地壳下部的年青基性岩浆岩再熔融。

图 3.72　Peninsular Range（黑园）和 Sierra Nevada（黑方块）岩基ε_{Sr}－$\delta^{18}O$ 图（Depaolo，1981 b）
相对于不同的可能岩浆和模式

McCulloch 和 Chappell（1982）对澳大利亚西南 Lachlan 造山带 Berridale 和 Kosciuko 岩基进行

研究，在$\varepsilon_{Nd}-\varepsilon_{Sr}$图（图 3.73）下右象限形成 I 型和 S 型两个重叠阵列。

图 3.73　澳大利亚东南 I 型（黑园）、S 型（十字形）花岗岩和地壳俘体（菱形）$\varepsilon_{Nd}-\varepsilon_{Sr}$图
（McCulloch 和 Chappell，1982）
在假定地壳和地幔端元组分之间一条最好的混合线

3.2　大陆玄武岩

与大洋玄武岩相比，大陆玄武岩具有更复杂的地球化学特征。这主要是由于大陆区有着不同年龄、不同成分、不同厚度的岩石圈，含有不均一的富集组分。大陆上地幔（$^{87}Sr/^{86}Sr=0.7035\sim0.7100$，$\varepsilon_{Nd}=+12\sim-7$）是唯一能够长期（＞1Ga）且大尺度（＞1km）保存富集组分的地质单元。因此，大陆玄武岩是成分相对均一的软流圈（$^{87}Sr/^{86}Sr=0.7022\sim0.7028$，$\varepsilon_{Nd}=+12\sim+8$）熔体和相对富集的上地幔的混合物，以及地幔羽（$^{87}Sr/^{86}Sr=0.7028\sim0.7070$，$\varepsilon_{Nd}=+12\sim-6$）和地壳物质的影响。

与大洋玄武岩相比，大陆玄武岩在岩石类型和地球化学组成上都更多样化。除了大洋中常见的拉斑玄武岩和碱性玄武岩外，大陆区还有强碱性的碧玄岩、霞石岩、黄长岩、以及金伯利岩和钾镁煌斑岩等。这充分说明大陆地幔源区的复杂性和部分熔融机制的差异。

3.2.1　大陆玄武岩的分类

大陆火山岩可用硅碱图进行分类。通常大陆岩浆中 Na_2O 含量高于 K_2O，但也有富钾和超钾镁铁质岩浆，例如，东非裂谷西支、美国 Leucite Hill 和 Smoky Butte 等地。某些地区的岩浆从基性到酸性呈较为完整的系列，而另一些则呈双峰式分布。一般说来，前者的形成与结晶分异、源区不均一、不同程度部分熔融甚至地壳混染有关，而后者的基性和酸性岩浆之间的成因联系就不太明显。

Wilson（1989）按岩浆产出的构造背景将大陆玄武岩划分为：大陆活动边缘玄武岩，大陆溢流玄武岩和裂谷系玄武岩。根据岩石的微量元素含量和配分，大陆玄武岩浆可分为三种类型。

（1）OIB 型：见于许多大陆裂谷。一般以碱性玄武岩为主，但也有过渡的拉斑玄武岩。图 3.74a 表示某些典型 OIB 型岩石的微量元素特征。同典型的 OIB 相比，大陆 OIB 型拉斑玄武岩相对富 Ba、Rb 和 Th 等高度不相容元素，但亏损 Ta 和 Nb。K 亏损可能是低程度部分熔融产物的特点，暗示地幔源区有残余的富钾角闪石和金云母。

（2）非 OIB 型（图 3.74b）：K、Sr、Ba 呈峰，而 Nb、Ta 呈低谷。玄武岩亏损 Nb、Ta 常暗示在地幔源有富 Ta、Nb 的残留矿物，或有地壳混染。Nb、Ta 亏损又是板块俯冲环境中岩浆的典型特征，因此另一种解释是受板块俯冲作用改造的上地幔参与岩浆形成。图 3.39 还给出碱性玄武岩和金伯利岩中橄榄岩俘体的 Sr-Nd 同位素组成。

图 3.74　大陆玄武岩微量元素蛛网分布图（徐义刚，1999）
a OIB 型；　b 非 OIB 型；c 富钾镁铁质岩
数据来源：Fraser 等，1985；　Wilson，1989；Zhi 等，1990；Thompson 等，1990；Gibson 等，1993；Rogers 等，1995；
原始地幔标准化数据引自 Sun 和 McDonough，1989

（3）富钾或超钾镁铁质岩浆：强烈富集高度不相容元素（如 Ba、Rb、Th、K）。某些超钾岩（例如 美国西部 Leucite Hills 和 Smoky Butte）亏损高场强元素（HFSE：Ti、Nb、Ta、Zr、Hf）和 Sr（图 3.74c）。与非 OIB 型岩浆和产于俯冲消减带的岩浆相似，这暗示它们与俯冲作用有关（Fitton 等，1991）；但其 LREE 富集程度（La / Yb）n＝ 13～80 和 LILE 和 LREE 的丰度很高。并非所有超钾岩都有“俯冲”印记。例如，东非裂谷西支的富钾和超钾镁铁质岩浆具有高 Sr 低 Nd 特征，认为源于富集地幔；不相容元素无俯冲特征，类似 OIB。此外，富钾镁铁质岩浆以负 Sr 异常而别于非 OIB 型岩浆。富钾岩大多不含斜长石斑晶，无负 Eu 异常，有负 Sr 异常。其 HREE 仅为球粒陨石 2～

5 倍，源区残留有的石榴子石。

3.2.2 大陆溢流玄武岩

大陆溢流玄武岩（CFB）是大陆岩浆活动的一个重要事件。其特征是多涉及大陆的破裂，约 2Ma 的极短侵入时间跨度（表 3.17），高产率（侵入速度 0.1～1.0km^3 / a），并同时伴随着全球气候变化和生物消亡。这被解释为地幔羽强烈作用于岩石圈的结果。

表 3.17 世界主要大陆溢流玄武岩省及其特征（White 和 McKenzie，1995）

岩浆岩省	主要年龄(Ma)	持续时间(Ma)	面积(×10^{3}km^2)	体积(×10^{3}km^3)
Columbia River	17.2～15.5	1.7(90%)	164	174
Coppermine River and Mackenzie	1267±2	<5	10	230
Deccan	66±1	～1(80%)	>1000	1000～2500
Keweenawan	1095±5	2～3	>350	1300
North Altantic Tertiary Province	57.5～54.5	～3	>1300	1800
Parana	137～127	～2	>1200	>1500
Siberian Traps	248±3	0.9±0.8(75%)	>2500	>2000

CFB 发育面积广，为裂隙或成群排列的中心式喷溢。每次喷溢厚 2～12m，多次堆积成巨厚熔岩，伴有岩墙群或层状侵入体。一般发育于地幔物质上涌的岩石圈拉张减薄地区。Yuen 和 Fleitout（1985）提出，现代大陆内火山活动区岩石圈减薄速度为 10km / Ma。CFB 以拉斑系列为主，有碱性玄武岩，偶见少于 10%的酸性喷出岩。后者通常位于火山岩系列的上部，构成玄武岩－流纹岩双峰式序列；并局限于大陆边缘，形成于主要裂谷事件前。

CFB 比 MORB 成分变化范围更宽。从拉斑质到中等碱度的玄武岩，以偏碱性的拉斑玄武岩为主。与 MORB 相比，K_2O 高，MgO 低。MgO 低表明在水饱和条件下，不能与二辉橄榄岩保持熔融平衡，不应是原始的高镁岩浆，更可能是经结晶分异的派生岩浆。

与 N 型 MORB 相比，CFB 的相容元素镍等含量很低，而不相容元素含量较高；与 P 型 MORB 和 OIB 相似。这说明 CFB 不是原始岩浆，有橄榄石结晶分馏，导致不相容元素富集，尤其是 K、Rb、Sr、Ba 和 Th。显然，这也可能来自地壳混染或富集地幔，或两者都有。

原 Gondwana 大陆的溢流玄武岩省给出它的地球化学特征。在南非和在南美 Parana 盆地确定两种类型 CFB：高 Ti（HPT）和低 Ti（LPT）溢流玄武岩省。前者分布于大陆北部，后者在大陆南部。钕同位素表明，HPT 可能是富集地幔产物，未受地壳混染；LPT 则有地壳物质加入。$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 与 SiO_2、$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 与 $^{206}Pb / ^{204}Pb$ 之间的相关也证实 LPT 玄武岩受地壳混染。

从热约束模式出发，McKenzie 和 Bickle（1988）提出溢流玄武岩省所必须的高熔融速度仅能由地幔羽熔融来满足。美国西北部有一个世界级的典型溢流玄武岩省。Sr 和 Nd 同位素图上该区玄武岩近于连续地进入富集象限（图 3.75）。Columbia River 玄武岩省是用地幔羽模式最难解释的。因为它处于消减带地域，阻碍地幔羽的发展；而 Yellowstone 地幔羽在晚第三纪穿过北美边缘。DePaolo（1983）认为该玄武岩省与地幔羽有关， Brandon 和 Goles（1988）微量元素测定支持这一模式。Carlson 和 Hart（1988）认为，“C1”是软流圈源区，“C3”是上地幔源区，两者简单混合。Brandon 和 Goles（1995）提出“C2”联系 Yellowstone 地幔羽，而与下地幔消减无关，并要求约 14Ma 时地幔羽在通过消减板片时破裂。Dodson 等（1996）从 Imnaha 玄武岩的橄榄石斑晶内给出比上地幔增大的原生氦特征。这使该玄武岩省进入地幔羽模式的范围。

图 3.75 美国西北部玄武岩 $^{143}Nd / ^{144}Nd$-$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 图（Carlson 和 Hart，1988）

黑方块：Grand Ronde；米字形：Imnaha；黑园：Picture Gorge；白方块：Wanapum；黑三角：Speens Mtn；白三角：Saddle Mtn；星形：HAOT；菱形：SROT。C1 至 C3 是可能的源

Ellam 等（1992）研究非洲南部 Karoo 玄武岩的 Nd 和 Os 同位素特征。Luttinen 等（1998）用 Nd，Sr 同位素和微量元素把 Karoo 玄武岩分为四个类型：CT1 为低初始ε_{Nd}，高初始ε_{Sr}，属于 LPT，可能源于太古宙上地幔；CT2 具有高初始ε_{Nd}，低初始ε_{Sr}，近于 MORB；CT3 为正初始ε_{Nd}，相对低初始ε_{Sr}，与亏损地幔有关，高 LIL 可能与中元古宙消减带有关；CT4 类似 OIB。

Johnston 和 Thorkelson（2000）以冰岛和 Yellowstone 热点为例，提出 CFB 喷溢是长时期发育的地幔羽之上的周期性岩浆作用。在冰岛和 Yellowstone 热点，连续 CFB 喷溢、大侵入体杂岩、局部上升、盆地形成、裂谷事件，以及线性火山链年龄分别为＞120Ma 和＞70Ma。岩浆间隔出现于当地幔羽上升为岩石圈所阻挡时，形成地幔羽的准岩石圈储室；或者是地幔羽为消减岩石圈所分散。随着地幔羽热侵蚀和岩石圈薄化，岩浆转移到较薄岩石圈下部，穿过消减板片或岩石圈窗口，导致 CFB 侵入。

3.2.3　大陆玄武岩浆的成因模式

近年，对玄武岩浆的形成及过程的认知颇有进展，特别是对上地幔、软流圈和地幔的热结构（图 3.58）的认识。徐义刚（1999）指出岩石圈拉张过程中控制岩浆性质和生成量的重要因素：对流地幔的潜能温度 t_P、岩石圈拉张程度β、岩石圈力学边界层（MBL）的初始厚度、岩石圈和软流圈的成分、岩石圈和软流圈在部分熔融中的行为、岩石圈拉张速率、熔浆萃取性质和效率、和源自软流圈的岩浆与岩石圈地幔和地壳的相互作用程度。

如前所述，大陆玄武岩系列的形成可能有来自下地幔（地幔羽－OIB）、软流圈（MORB 源和再循环物质）、岩石圈和地壳这四大端元的贡献。如何区别这些端元就成了大陆玄武岩研究的难题。近年大陆玄武岩研究集中于两个关键问题：一是大陆玄武岩的沾污究竟来自地壳，还是上地幔？二是上地幔能否形成大陆玄武岩岩浆。

3.2.3.1　壳源物质的混染问题

许多大陆岩浆岩具有富集的化学和同位素特征。关键是来自地幔还是地壳？以及混染程度？然而，地幔羽和上地幔源区的高度富集也能形成近似于地壳的同位素信息。所以，地幔和地壳源区不能用“同位素鉴别图”来区分。代替的是，通过观察岩浆混合或地壳同化过程的产物来识别。检验混染用两个方法：预测模式或反演模式。由于上地幔的成分极其不均一，从微量元素和同位素示踪都难以与地壳分开。因此，这成为大陆玄武岩研究中的焦点。

玄武岩遭受地壳混染的看法主要有：① 低ε_{Nd}值，以及锶同位素比和 1／Sr 呈正相关。例如，东非 Bufumbira、美国西部 Taos 高地、Amboy 和 Pisgah 火山等；② Hofmann 等（1986）发现 MORB 和 OIB 的 Nb／U 值较高且均一（37±10）；而陆壳的 Nb／U 值通常很低。同样，玄武岩中的高 La／Nb 和低 Zr／Ba 值一般也认为是软流圈与下地壳混合的结果；③ 美国西部具高锶、低钕同位素的玄武岩曾被认为是古老上地幔存在的证据。但构造研究表明该上地幔早被板块俯冲所剥光，是地壳混染的结果。幔源俘体研究表明太古宙克拉通之下的上地幔同位素组成极度不均一，－8 ＜ε_{Nd}＜＋14，属富集源区；而后太古宙上地幔多属大洋岩石圈，＋8＜ε_{Nd}＜＋12。这也说明，上地幔不一定是具 Ta 和 Nb 亏损特征和高锶、低钕同位素比值；④ 含和不含橄榄岩俘体玄武岩的特征不同。前者微量元素和同位素特征与 OIB 相似，来自软流圈，岩浆上升速度快，与地壳的反应小；而不含俘体玄武岩ε_{Nd}低，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 高，上升速度慢，同化地壳物质多。

支持大多数玄武岩未受地壳混染的主要看法有：① 大陆地壳基底与喷发玄武岩的性质有一定的相关性。在古老基底（前寒武纪）的玄武岩的ε_{Nd}（＜0＝低于在年轻基底出现的玄武岩的ε_{Nd}值（接近 OIB 和 MORB）。如果大陆的上地幔是富集玄武岩的源区，玄武岩性质和地壳年龄以及岩石圈厚度之间的相关性就能得到很好的解释。当然上述相关性也可能与地壳混染有关。Hildreth 和 Moorbath（1988）研究发现，厚岩石圈的同化混染将使岩浆更趋于安山岩。Rogers 等（1995）发现，美国西部硅含量最低的玄武岩出现在老基底的地区，这不是壳源混染；② 地壳物质的混染会导致岩浆成分发生相当大的变化，而不是成分相对均一的玄武岩；③ 大多数玄武岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 对 1／Sr 未出现较好的线性关系；④ 同化混染和结晶分异（AFC）模拟计算不能重塑富集玄武岩中的微量元素比值

和丰度。

3.2.3.2　上地幔－软流圈源区的地球化学区分

与 OIB 相似化学组成的岩浆可以解释为来自上地幔以下的源区，而且在上升至地表的过程中与岩石圈的反应可忽略不计。相反，所有偏离 OIB 的岩石就不仅源自软流圈，必定与岩石圈发生作用。当排除壳源物质混染的可能性后，上地幔就成为制约岩浆性质最重要的源。

上地幔对软流圈岩浆混染过程的良好的例证是 Gondwana（南非、南美和 Antarctica）中生代溢流玄武岩。Ellam 和 Cox（1991）对南非的 Karroo 省的 Nuanetsi 苦橄玄武岩研究，认为是苦橄岩岩浆被来自岩石圈钾镁煌斑岩源区的含钾镁铁质岩浆所混染。Parana 盆地 Nd 同位素对比表明 Sm / Nd 比的范围是确定的，而 Nd 同位素组成完全不同。这说明位于 HPT 和 LPT 省下面的上地幔具有不同的微量元素富集时期，可能反映晚元古宙地壳活动的地理范围。

某些富钾－超钾岩浆，例如，Leucite Hill 和 Smoky Butte 是大陆上地幔中富集组分的熔融产物。由此推测，交代的上地幔富集 Ba、Sr、K，而亏损 Nb。Ormerod 等（1988）研究美国西部大盆地（WGB）碱性玄武岩，发现 Zr / Ba＜0.2 的岩浆强烈亏损 HFSE，而 Zr / Ba＞0.2 的岩浆则更趋近于 OIB，可以用 Zr / Ba 作为岩石中俯冲组分多少的经验指示。如果考虑用 Ce / Y 代表轻 / 重稀土的富集程度，而高 K_2O / TiO_2 是富 H_2O 流体的典型特征。Rogers 等（1995）认为 WGB 西区某些岩浆有近代俯冲组分加入。

Asmeromt 和 Edwards（1995）用 ^{230}Th 比较 Mexico 盆岭省 Pincate 火山区年青（＜10ka）玄武岩与 Colorado 高原 San Francisco 火山区。两者有不同的 ^{230}Th 特征，反映不同深度的熔融。软流圈熔融的 MORB 岩浆（r＝1.2～1.35）有典型过量 ^{230}Th 活度，而岩石圈熔融具不过量 ^{230}Th 活度（r＝0.99～1.02）。前者为软流圈成因，后者是上地幔成因，尖晶石橄榄岩区的浅部熔融。

3.2.4　岩浆起源的深度

岩浆起源的深度是确定样品是岩石圈还是软流圈来源的最直接的手段。目前估计岩浆深度主要有两个方法。一是把样品的主量元素与地幔熔融实验结果进行对比；二是比较样品与大洋玄武岩的微量元素和同位素组成。前者是 20 多年来岩石学研究常用的方法，从岩石的硅饱和度（拉斑玄武岩和碱性玄武岩）来确定熔体与二辉橄榄岩平衡时的压力范围。据此，Delay 和 DePaolo（1992）推测美国 Las Vegas 地区新生代拉斑玄武岩和碱性玄武岩的深度分别为 33～50km 和 50～70km。此法的最大缺陷是，高温高压实验在静态条件下进行，不符合拉张环境中地幔部分熔融的特征。例如，岩石圈的减薄能导致软流圈发生减压熔融，而减压熔融形成的岩浆是熔融柱不同部位经多期熔融的产物。玄武岩的主量元素主要由熔融柱顶部的 P-T 条件所决定，而熔体的微量元素组分则由更深部位的小体积熔体所主宰。因此，根据静态相平衡数据获得的岩浆起源深度仅代表其最低值。这些计算结果得到某些同位素研究的支持。Salters 和 Hart（1989）铪同位素研究认为洋中脊部分熔融开始深度大于 80km。

McKenzie 和 O'Nions（1991）用微量元素和熔融方法反演镁铁质岩浆的微量元素组成，确定减压熔融的深度范围。Watson 和 McKenzie（1991）计算夏威夷 Kilaurea 拉斑玄武岩源深 80～135km，其熔融度 6～7%。这远低于以往静态实验岩石学的估计值（＞15%）。而且该结果是在存在地幔羽的情况下提出的，对远离地幔羽的拉张区岩浆，计算深度还要小得多（＜60km）。上述例子为无水条件的熔融，但大多数拉张区的岩浆富含挥发分。

3.2.5　上地幔玄武岩岩浆源

上地幔能否作为玄武岩浆源区是近年来争论最激烈的问题之一。许多大陆玄武岩，例如，美国西部、巴西 Parana 和大多数 CFB 显示大洋玄武岩所不具备的微量元素和同位素特征（图 3.39），暗示大陆玄武岩源区除 OIB 软流圈（地幔羽）之外，应有上地幔的参与，或是上地幔的部分熔融产物。

后一解释曾经遭到地球物理模拟和地球化学的反对。物理模拟表明，在上地幔和软流圈具有相同的熔融行为这一前提条件下，95%以上的熔融发生在软流圈，上地幔熔融形成岩浆的可能性很小。McKenzie 和 Bickle（1988）模拟预测，无论地幔羽存在与否，软流圈熔融的前提是岩石圈厚度必

须小于 65～80 km。这无法解释美国西部地区拉张早期，岩石圈厚度大于 100～150 km 时的岩浆活动；也不能解释美国盆岭省岩浆的时空演化，即早期量大且持续时间长，地球化学特征与 OIB 不同的上地幔来源岩浆，和后期的量少、与 OIB 相似的以软流圈来源为主的岩浆。

实际上在无水条件下橄榄岩熔融模拟总是低估实际的熔融深度和程度。幔源俘体中有含水矿物存在，地幔中水含量达 0.4%。在固体中水的行为类似于 K 或 U 等一些不相容元素，使上地幔逐步演化成高锶低钕的特征。

在含水的条件下，使固相线的温度大为降低。Gallagher 和 Hawkesworth（1992）假定上地幔是在“湿”条件下熔融，而软流圈则是在“干”条件下熔融，利用 McKenzie 和 Bickle（1988）模式计算含水上地幔的熔融行为表明，拉张早期部分熔融只发生在上地幔，随着拉张程度的增大，软流圈生成岩浆的贡献逐渐增大；当 MBL 厚度达 100 km， β因子大于 1.2～1.3，软流圈产生的熔浆量超过上地幔。随着岩石圈厚度的增加，仅β值同时增大，软流圈才会发生大规模的熔融。这一结果暗示，在拉张过程中岩浆源会由早期的上地幔逐步过渡到后期的软流圈。

但是，在含水条件下熔出的上地幔岩浆是有限的。原因是：① 上地幔上升轨迹基本上与水饱和状态下橄榄岩的固相线平行，使上升地幔不再处于熔融区；② 早期的熔融消耗大量的挥发分使上地幔回到干状态。鉴此，Leeman 和 Harry（1993）研究交代上地幔中镁铁质组分熔融的可能性。镁铁质组分主要以侵入岩、岩墙和淬火冷凝的粒间玻璃体等形式出现。它们是俯冲板块释放的流体和软流圈的低程度熔融产物，可以长期保存，具有高锶低钕比，任何热扰动会导致它们再熔融。某些富钾玄武岩的形成与其有关。这得到实验支持。Leeman 和 Harry（1993）、Harry 和 Leeman（1995）计算表明，岩石圈初始厚度 125 km 是造成上地幔下部发生熔融最合理的边界条件。

软流圈和上地幔的岩浆能否形成统一的成因岩石学模式呢？最简单的方法是岩浆源自软流圈－TBL，并在上升过程中与上地幔发生反应，或与上地幔中的小体积富集不相容元素的熔体混合。Kelemen 等（1990）模拟玄武岩岩浆和橄榄岩之间的反应，发现反应引起地幔岩中 HFSE 的亏损。研究表明，地幔岩中不相容元素除少量存储在颗粒边界，大部分存储在角闪石、云母、磷灰石和氧化物中。例如，REE、Sr 和 Th 在磷灰石中，Ba、Ta、Nb 则在角闪石或云母中，而氧化物是 HFSE 最主要的赋存介质。由于含水硅酸盐矿物的溶解速率要比氧化物高。这使软流圈－地幔羽岩浆在同交代上地幔反应时会富集 REE 和其他不相容元素，而相对亏损 HFSE。

可以看出，上地幔熔融行为的控制因素很多。其中岩石圈组成是决定岩浆性质多样化的重要因素。当岩浆来自软流圈的小程度部分熔融体的渗滤，其岩浆一般不会有 REE 和 HFSE 之间的分异；当它们与俯冲物质的再循环有关，则会产生重要的 REE／HFSE 分异。

3.2.6 大陆拉张区岩浆作用的动力学意义

把大陆玄武岩置于岩石圈演化的动力学体系中，能更深入揭示上地幔物理性质和化学组成在三维空间上的不均一性。美国西部科迪勒拉的岩浆作用是个典型的例证。它在中新世之前受法拉龙板块的俯冲消减的影响，岩浆主要为与俯冲作用有关的钙碱系列。中新世以后区域整体上升，进入拉张环境，岩浆类型也转为拉斑玄武岩、碱性玄武岩等典型的板内拉张环境下岩浆。需要指出的是，尽管该地区玄武岩是否遭受地壳混染仍有争论，大多数作者认为造成玄武岩亏损 Ta 和 Nb，富集放射性 Sr、Nd 同位素组成的根本原因是富集上地幔参与岩浆作用的结果。

至少有 3 个地幔端元参与新生代玄武质岩浆的形成：软流圈、板块俯冲过程富集的上地幔、源自软流圈的小体积熔体长期渗滤交代的上地幔。其中上地幔的富集主要与板块俯冲作用有关，Leucite Hill 的超钾岩也显示明显俯冲痕迹。此外，ε_{Nd} 和 La／Ba 之间的相关又说明富集作用与新生代俯冲无关，而形成于更老的俯冲作用。

WGB 的岩浆活动出现在俯冲带之上的拉张环境，岩浆活动从 20Ma 延续至今；其中有 10Ma 时间俯冲停止。俯冲作用结束的时间从南到北逐渐变晚。Ormerod 等（1988）发现 WGB 玄武岩由早期的上地幔来源逐渐演变为以软流圈为主，其转换的时间也是从南到北依次变晚，但后者要比前者晚 2～3 Ma。

软流圈形成岩浆可以通过被动的绝热上升，例如岩石圈减薄的情况下；也可以源于地幔羽上升。前者岩石圈厚度是岩浆组成的最重要控制因素。上地幔部分熔融时，尖晶石或石榴子石作为残余相会制约产生岩浆的 REE 组成。因为石榴子石富 HREE 贫 LREE，尖晶石中 REE 含量很少。Kerr（1994）研究苏格兰 Mull 岛玄武岩时发现随时代变新，岩浆逐渐亏损不相容元素。模拟计算表明，部分熔融先在石榴子石二辉橄榄岩稳定区进行；而后发生在浅部的尖晶石二辉橄榄岩稳定区，且熔融程度较大，熔融深度的变化由于岩石圈拉张减薄。据此可以利用熔融深度的变化反推β因子。上地幔尖晶石－石榴子石相转换带一般在 60～80km，熔融多发生在这一相转换带。当β＜1.5 时，熔融程度小，岩浆通常反映源区有残余石榴子石；而当β＞2 时，熔融程度大，源区大多残余尖晶石。根据拉张区岩浆的 REE 组成，能估计岩石圈拉张程度。

在拉张之前和拉张早期，主要是高压低程度熔融形成的碱性玄武岩和岩石圈中富集组分熔融形成的超钾岩浆；随着拉张的进行地温升高，导致地幔在浅部大程度熔融，使岩浆由碱性过渡到拉斑质玄武岩；之后，随着拉张的减弱，地温线下降，部分熔融的深度增加，熔融程度降低，岩浆的性质再次转变为碱性玄武岩。按照这个模式，拉张过程中岩石圈的减薄会使岩石圈－软流圈界面上升，同位素可以反演时间顺序上地幔和软流圈在岩浆活动中的相对贡献。例如，内华达州 Las Vegas 拉张早期碱性玄武岩源区主要是上地幔（高ε_{Nd}），随着拉张的进行软流圈组分（低ε_{Nd}）逐渐控制岩浆的性质；从而认为该地区岩石圈厚度由原先的 100 km 降至 50～60km。该方法在反演岩石圈减薄是非常有用的，但必须注意：首先，除了微量元素外，最好采用三种同位素体系：Sr-Nd-Pb。其次，此法只适用于碱性玄武岩。最后，无地幔羽参与。

前已述及，WGB 和内华达州 Las Vegas 的玄武岩浆由早期的上地幔来源为主，过渡到后期的软流圈来源为主。盆岭省的岩浆也有类似的特征。但哥伦比亚河的岩浆系列（CRBG）显示相反的演化特征，表明源区由软流圈逐步转变为上地幔。Bradshaw 等（1993）为给出软流圈和岩石圈发生初始熔融的条件，得到以下几点认识：① 含水上地幔发生熔融而软流圈不熔融只发生在拉张程度β较小、MBL 很厚的情况下，软流圈发生熔融而上地幔不熔融的前提是 MBL 很薄或者 t_p 较低（β足够大时）；② 当软流圈和岩石圈同时发生部分熔融时，上地幔总是在β较小时熔融；③ 当 MBL 厚度一定时，t_p 较低的软流圈就需在β很大时才能熔融。同样，当 t_p 一定时，MBL 越厚，软流圈发生熔融所需的β也越大。据此，美国西部的初始 MBL 厚度估计为 90～100km，在拉张程度很小时，只要 t_p 达 1230℃上地幔下部就发生熔融，而下伏软流圈只有当β很大时才熔融。这时早期岩浆是上地幔来源的。美国西部岩浆大多数是上地幔来源，构造研究表明β=2，这要求 t_p 约为 1300℃，说明岩浆形成与岩石圈拉张有关，而与地幔羽无关。CRBG 地区的β＜1，初始 MBL 厚度为 80 km，软流圈开始熔融而岩石圈不熔融的条件是 t_p 约为 1480℃。这一温度值意味着 CRBG 的形成是地幔羽作用的结果。

3.3 钾质、超钾质的基性和超基性岩

大陆板块内的钾质、超钾质的基性和超基性岩浆活动也是陆壳的典型特征。它们的 K_2O 含量明显高于 Na_2O。

钾质超基性岩以金伯利岩为代表，它富含挥发分 CO_2 和 H_2O，K_2O＜3%，Na_2O 含量很低，故 K_2O／Na_2O 值仍很高。它通常含上地幔和地壳的俘岩和金刚石俘晶。金伯利岩只出现于古老克拉通和元古宙造山带内，主要活动期为晚侏罗纪到白垩纪。一般把金伯利岩分为不含云母（玄武岩）和含云母的两类，或称为Ⅰ和Ⅱ型。

超钾质的基性和超基性的特点是 K_2O 和 MgO 均大于 3%。根据岩石化学和构造环境可分三类：① 克拉通边缘，即稳定造山带的钾镁煌斑岩，K_2O／Na_2O＞5，SiO_2 45～55%，以新生代最发育；② 大陆裂谷带的超钾质岩，包括白榴石岩、橄榄黄长石岩以及某些超基性煌斑岩；③ 活动造山带的超钾质岩，包括粗面岩武岩－粗面岩、白榴石硷玄岩－白榴石、含白榴石的黄长石岩、含钾霞石的白榴石岩、以及云煌岩等。

钾质和超钾质岩的化学特点是主元素含量变化大，挥发份 H_2O、F、Cl 和 CO_2 含量高，不相容

元素含量在大陆岩浆中最高，尤其是 K、Rb、Sr、REE、P 和 Zr。超钾质岩中第一类岩石 CaO、Al_2O_3 和 Na_2O 低，表明它来源于亏损地幔，后因交代作用富集 K_2O 和不相容元素；第二类岩石 Al_2O_3 和 Na_2O 低，但 CaO 高，说明它也来自亏损地幔，但亏损过程中单斜辉石未完全消失，或在交代中得到补充；第三类岩石 CaO、Al_2O_3 和 Na_2O 均高，表示来源为未亏损地幔。金伯利岩的平均成分处于第二类，与钾镁煌斑岩相比 SiO_2、TiO_2、碱较低，MgO 较高。其中含云母金伯利岩接近橄榄钾镁煌斑岩。

Ba／Nb 与 La／Nb 关系表明，不含云母金伯利岩与洋岛玄武岩一样来自软流圈地幔，含云母金伯利岩可能来自上地幔。从碱性玄武岩，经霞石岩和黄长石岩到金伯利岩和钾镁煌斑岩，轻稀土元素富集程度逐渐升高。金伯利岩和钾镁煌斑岩在稀土元素分布上类似，说明它们可能有相似的地幔来源。

第三类超钾质的 Th／Yb 对 Ta／Nb 与活动大陆边缘火山岩重叠，第二类落在板内玄武岩富集型地幔源范围内。Nb 含量低是所有与俯冲作用有关的火山岩的共同特点。第三类超钾质岩 Nb 小于 16×10^{-6}，第一类钾镁煌斑岩大于 80×10^{-6}。这说明第三类与曾被俯冲带改造过的地幔有关。

富钾岩浆的 Sr-Nd 同位素组成更为宽广，大大超过了 MORB－OIB 的范围（图 3.39）。在图 3.39 中，有两个不同的演化趋势。一是从 MORB－OIB 一直延伸到富集象限（$\varepsilon_{Nd}<1$，$^{87}Sr/^{86}Sr>0.7045$）。例如，澳洲西部含金刚石钾镁煌斑岩，暗示其地幔源区经历漫长的高 Rb／Sr 和 Nd／Sm 富集史。另一趋势则呈近垂直分布，例如， Leucite Hills、Smoky Butte、Elkhead Mountains，暗示地幔源区的富集过程造成了低 Rb／Sr 和低 Sm／Nd。不过，随着数据的不断积累，这两个演化趋势可能是连续变化的（图 3.39c）。富钾岩浆的低 Rb／Sr 和低 Sm／Nd 富集特征反映小体积硅酸岩熔体（Hawkesworth 等，1984； McKenzie，1989）或者富 REE、低 Rb、富 CO_2 流体在上地幔的迁移活动。

不含云母和含云母金伯利岩具有完全不同的 Nd-Sr 同位素特征。玄武岩质金伯利岩的同位素组分相对于整体地球处于亏损象限，而云母金伯利岩和钾镁煌斑岩在富集象限。不含云母金伯利岩和某些超钾质岩的 Nd-Sr 同位素与地球总体情况接近，源于软流圈地幔。含云母金伯利岩富轻稀土元素，低 Sm／Nd 值，它或源于岩石圈地幔，或源于陆壳。大部分钾镁煌斑岩和含云母金伯利岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$、Σ_{Nd} 分别比原始地幔高和低，暗示其源于上地幔。造山带中超钾质岩则受软流圈和上地幔的双重影响，俯冲带富 H_2O 流体可能是产生部分熔融的直接原因。第三类超钾质岩岩浆上升到高位岩浆室后，有显著的低压结晶分异和地壳混染，使其岩石成分极不均一。

同 MORB－OIB 相比，超钾岩浆的铅同位素的不均一性显然宽得多（图 3.40c）。在 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 对 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 图上，澳洲西部、Smoky Butte、Gaussberg 等地的煌斑岩位于等时线的左侧，明显不同于 OIB（图 3.40c），后者铅同位素特征说明在过去 2.5Ga 间 U／Pb 值增加，即铅不断丢失。超钾质岩的第一类和第三类岩石的铅同位素与大洋沉积物有类似之处，可能源于被俯冲带流体或俯冲带沉积物交代过的软流圈；第二类熔岩虽有类似特点，但 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 变化范围较宽，部分与洋中脊玄武岩重叠，为地壳混染征兆。超钾质岩和金伯利岩的铅同位素与陆壳下的上地幔俘体一致，可能来自上地幔。超钾质岩在 Σ_{Nd} 和 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 间有明显正相关，与 MORB 岩的 Nd-Pb 同位素明显不同，类似东非裂谷的俘岩。Nelson 等（1986）用两阶段演化来解释澳洲西部钾镁煌斑岩和含云母金伯利岩 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 与 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 独特关系，认为早期源区 U／Pb 值很高，而后一个较为年轻的事件导致 U／Pb 值的降低，并估计这一事件的最低年龄为 2.1Ga。在超钾岩中，Smoky Butte 煌斑岩具有最低的非放射性成因铅同位素组成，与下地壳的古老麻粒岩有些相似。其微量元素特征排除地壳污染的可能性，仍反映了地幔源区的性质。

Walker 等（1989）报道两类金伯利岩中高温和低温橄榄岩俘体 Re-Os 特征（图 3.76）。反映出两类金伯利岩近于平行斜率特征和云母金伯利岩可能受到地壳污染。

图 3.76　南非橄榄岩俘体 Re-Os 同位素分布图（Walker 等，1989）

白方块：高温橄榄岩；黑方块：低温橄榄岩；米字形：Ⅱ类云母金伯利岩

金伯利岩、钾镁煌斑岩和碳酸岩是高度不相容元素富集的岩浆，它们之间可能有成因联系。实验表明，高的不相容元素浓度的岩浆是在深地幔小于 1%的部分熔融的全部产物，并且 CO_2 在形成中起着重要的作用。但这样小比例的熔体，难以抽提形成岩浆。所以，一般倾向于它们源于被交代或富集地幔，其富挥发分特征来自通过地壳时的快速上升。

根据金刚石形成条件及地盾区地热梯度，估计产生金伯利岩最小深度为 200～250km。含金刚石的钾镁煌斑岩及第二、三类超钾质岩岩浆可能形成于 60～70km。实验表明，金伯利岩可能是金云母－磁铁矿石榴子石二辉橄榄岩在 4～6GPa，约 120～150km 深度，在含 H_2O 和 CO_2 情况下部分熔融而成。然后在极短时间内迅速上升到地表。某些贫 SiO_2 钾镁煌斑岩和第二类岩石可能是金云母单斜辉石岩在大于 20×10^8Pa，约 60km 深度下部分熔融所致。

超钾质岩产于不同的构造环境，地幔源岩可能是从石榴子石二辉橄榄岩到辉石岩的连续系列，但必须有不相容元素的富集。当岩浆活动与俯冲带有关时，富 H_2O 流体提供不相容元素，这对第一、三类超钾质岩成因可能有重要意义。发育于前寒武纪基底中的钾质与超钾质岩，其 Nd-Sr-Pb 同位素明显不同于大洋玄武岩，更类似于陆壳上地幔的超镁铁岩俘岩。它们主要形成于大陆岩石圈，下伏软流圈带来的硅酸盐熔体和含水流体可以部分改变其微量元素特征。

3.4　碳酸岩

碳酸岩（carbonatite）是含有大量碳酸盐矿物和少量硅酸盐矿物的一种特殊岩石。它的地球化学特征明显不同于任何沉积成因的灰岩和白云岩，常富含轻稀土、铌、磷、铁、钍等元素，构成具有重要经济价值的矿石。

碳酸岩是指含碳酸盐矿物含量大于 50%（体积百分数）、二氧化硅含量小于 10%（重量百分数）的岩浆岩。碳酸盐矿物主要有方解石、白云石、铁白云石等，偶尔也出现钠质碳酸盐。按主要元素化学成分，碳酸岩可以分为钙质－、镁质－、铁质－和碱质－碳酸岩四种化学类型。对于演化完整的单个碳酸岩杂岩体来说，碳酸岩浆演化序列通常是：C1（粗粒方解石碳酸岩）－C2（细粒方解石碳酸岩+白云石碳酸岩）－C3（铁质一碳酸岩）－C4（细脉／网脉状钙质一碳酸岩）；在碳酸岩浆分异演化序列的晚期阶段常常出现稀土、重晶石和萤石的成矿作用。这些岩石以富含 Sr、Ba 和 LREE，亏损 Rb、K 和 HREE 为基本特征。

碳酸岩通常含有高的 Sr、Ba、LREE、Nb、Th 和低的 Rb、K、HREE。某些具有低 Ti、Nb、P、Zr 和 U 的碳酸岩，可以用榍石、磷灰石、烧绿石和锆石等在岩浆房内的结晶分离作用进行解释。碳酸岩的 Zr／Nb、La／Nb、Ba／Nb、Be／Th、Rb／Nb、K／Nb、Th／Nb、Yh／La 和 Ba／La 值与洋岛玄武岩十分相似。

通常碳酸岩体的规模很小，多以次火山岩形式产出。其围岩中常发生霓长岩化。碳酸岩与贫橄榄石霞石岩和响岩，或它们构成的杂岩体中通常不含地幔橄榄岩俘体；而富含橄榄石的霞石岩却含有大量这种俘体。由此推断，前者岩浆在从上地幔上侵的过程中，曾发生分异作用；并使不相容元素的进一步富集。

世界上 400 多个碳酸岩体多产于大陆克拉通内；但是，在大西洋中部发现少数碳酸岩体穿过洋壳，见于有硅铝层的洋岛。大陆碳酸岩体多处于裂谷环境，与碱性岩，例如磷霞岩、霞石岩和霞石正长岩等构成环状杂岩体；也产于造山过程中派生的引张断裂带，但多不与碱性杂岩相共生。例如，巴基斯坦 Loe shilman。碳酸岩体产生于拉张环境，可能联系着地幔羽上涌。

最古老的碳酸岩见于东非克拉通，年龄为 2.7Ga，极为罕见。随着时代的变年青，碳酸岩出现的频率增大。已知的 400 余个碳酸岩体有近半数产于非洲，大多年龄小于 200 Ma，与东非裂谷有关。然而，未必前寒武纪碳酸岩很少，更可能是由于碳酸岩的稳定性较差，古老碳酸岩受到后期地质事件的改造而变得难以识别。

Nd-Sr-Pb 同位素地球化学和微量元素地球化学研究说明，大洋下或者大陆下碳酸岩的地幔物源

区都十分相似，与通常洋岛玄武岩（OIB）的软流圈源区基本一致，而陆壳对其地球化学特征的影响甚微。杨学明等（1998）给出某些典型碳酸岩体的 Sr、Nd 和 Pb 同位素成分，其年代跨度从元古代至近代：坦桑尼亚 Oldoinyo Lengai、南格陵兰 Igaliho、南非 Goudini。白云鄂博、Jacupiranga 和德国 Kaiserstuhi。这些产地的碳酸岩的初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值介于 0.77267～0.70686，初始 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值为 0.51116～0.51268，具有放射性成因的 Pb 同位素组成。它们显然不属于地壳源区。

碳酸岩$\delta^{13}C$ 值从－8‰到－2‰，而$\delta^{18}O$ 值则从 5‰到 26‰。由于碳酸岩可能有地壳物质混染或经受后期热液蚀变，Deines（1992）认为，只有其碳酸盐与硅酸盐矿物达到氧同位素平衡的碳酸岩才最有可能保存地幔碳的$\delta^{13}C$ 记录。在 1000℃时，地幔碳酸盐与硅酸盐之间的平衡$\delta^{18}O$ 分馏约为 0.2‰。根据$\delta^{13}O$ 数据，他挑出符合条件的碳同位素数据，其$\delta^{13}C$ 值为高斯分布，总平均值为－5.4‰，标准偏差为±0.2‰。碳酸岩的$\delta^{13}C$ 数值与金刚石的平均$\delta^{13}C$ 数值相一致。通常碳酸岩的$\delta^{18}O$ 和$\delta^{13}C$ 之间并不存在相关性，但在$\delta^{18}O$ 数值为 0.55～1.45‰范围内， $\delta^{13}C$ 的平均值从－0.55‰增至－0.25‰，存在着微弱的相关性。

碳酸岩在 $^{230}Th/^{226}Ra$ 对 $^{230}Th/^{238}U$ 的活度比图上显示一个对 OIB 负斜率的阵列。这是由于 $^{230}Th/^{238}U$ 系统的行为，意味着在 CO_2 富集条件下碳酸岩熔融 U 和 Th 体分配系数的逆转。

高温高压实验研究表明，尽管地幔二辉橄榄岩或者橄榄岩的小程度部分熔融作用，既可以生成富碱的碳酸盐熔体，也能够产生贫碱的碳酸盐熔体；但是仍比古老碳酸岩的碱质含量高。实验证实，原生碳酸盐熔体的 K／Na 值受控于地幔源区的 K／Na 值和残留矿物相组合。岩石学研究表明碳酸岩浆的形成压力 2～3GPa，相当于 70～110km 深度的上地幔或者软流圈。

碳酸岩熔体是引起地幔交代作用和成分不均一性的重要介质之一。碳酸岩熔体的粘度（1.5×10^{-2}～5×10^{-3}P. s）远低于硅酸盐熔体，且密度低（2.2），极易流动和活动，能够快速上升到达地壳上部或者喷出地表，富含不相容元素，其扩散速率很大，能够与地幔橄榄岩保持化学平衡。在其上升穿越相对较“冷”的岩石圈地幔时，可以与地幔二辉橄榄岩等进行反应，导致单斜辉石向斜方辉石转变，促使地幔交代作用的发生；在改变地幔矿物学特征和化学成分的同时，释放富含 CO_2 流体。高温高压实验研究表明，与碳酸岩熔体形成相关的部分熔融作用可以发生在软流圈或上地幔。

碳酸岩浆的成因有三种代表性成因理论：① 软流圈或者上地幔的部分熔融（1%）；② 霞石岩岩浆的分离结晶作用；③ 碳酸盐熔体与硅酸不饱和的硅酸盐熔体的液态不混溶作用，即溶离作用。然而，一个令人不解的问题是某些碳酸岩浆活动多次发生某个特定地区，时间跨度长达几亿至数十亿年，例如 Greenlan 和 Kapuskasing 构造带的碳酸岩。

Bell 等（1999）综述有关碳酸岩的成因讨论。主要争论围绕下列几个问题：① 碳酸岩母岩浆来自上地幔抑软流圈，还是两者的混合？② 碳酸岩熔体是直接源于地幔？或是含碳酸盐的硅酸盐熔体的分异产物？③ 碳酸岩如何通过地幔，怎样影响上地幔化学和矿物学？④ 与硅酸盐岩石的关系和空间联系？⑤ 碳酸岩的分异和演化？

碳酸岩与地幔羽的关系颇受注意。Gerlach 等（1988）等提出碳酸岩与涉及 HIMU 的地幔羽有关。Bell（1999）认为东非碳酸岩与 EM1 和 HIMU 有关。Simonetti 等（1998）对印度碳酸岩的 Nd、Pb 和 Sr 同位素研究，强烈支持与 Reunion 地幔羽相关，并涉及上地幔和 MORB。印度东北部 Shilong 高原碳酸岩，其年龄接近冈瓦纳古陆裂开时间联系着 Kerguelen-Heard 地幔羽。

4 大陆岩石圈的变质作用

变质作用通过研究变质体的物质组成、结构构造、原始物质状态、变质的物理化学条件，和热和力的时空演变过程，探讨其构造环境和演化，以及与大陆动力学的联系。近年，大陆岩石圈变质作用研究集中于 *p-T-t* 轨迹、高压变质岩和麻粒岩等问题。

4.1 双变质带到 *p-T-t* 轨迹

都城秋穗（Miyashiro，1961）双变质带以变质相系概念为标志，首次把板块俯冲与变质作用联系起来。20 世纪早期，变质岩是建立在相律基础上，讨论变质峰期的温度 *T* 和压力 *p*。这时，由于

对变质岩的多样性研究不够，难以认识温压条件和构造特征之间的空间联系（都城秋穗等，1986）。

基于日本的变质岩研究，Miyashiro（1961；1973）按照地热梯度把区域变质作用划分为三类。低地热梯度：≤10℃的高压型；中地热梯度：约 20～30℃的中压型；高地热梯度：≥40℃的高压型区域变质。按有关矿物稳定性的实验数据修正后，得到三类型的关系图（图 3.77）。高压型的特征是有蓝闪石和硬玉、中压型以蓝晶石和红柱石为特征，而低压型的特征是红柱石和夕线石的出现。

在日本、美国加利福尼亚和环太平洋区域，通常高压带和低压带是成双的，两者平行延伸。洋侧是高压带，陆侧是低压带。两带的部分地区可能是中压带。高压带代表古海沟，是在冷洋壳俯冲的低温条件下产生。低压带是洋壳插入岩石圈后，部分熔融形成花岗岩和火山岩派生的产物。

图 3.77　　不同地热梯度三类区域变质的压力-温度关系（都城秋穗等，1986）

变质相的概念以变质高峰的值来划分变质相，简单明瞭。但是，这把动态的变质作用，视为静态作用，简化为变质峰期。这样，只靠变质相的划分，就难以与构造环境演化的动力学过程相联系。对此，England 和 Richardson（1977）在研究剥蚀作用对不同变质岩环境下矿物相的影响中，提出 *p-T* 轨迹的概念。Thompson （1981）提出 *p-T-t* 轨迹的含义和获取方法。England 和 Thompson（1984）对大陆增厚研究中正式引入 *p-T-t* 轨迹这一术语。他们认为变质作用演化是与热动力学过程密切相关的动态过程，从热模拟曲线分析中可以得出造山环境中地热梯度随时间而变化，在同一时间不同构造部位上的岩石经受地热梯度不同。*p-T-t* 轨迹是特定构造部位岩石在一个独立的地壳演化动力学过程中的温度－压力随时间变化的记录。

p-T-t 轨迹研究通过对造山带中区域变质岩石形成的温度和压力随时间而变化的轨迹的了解，追踪该造山带中热传递和热演化的历史，解释造山带中更为本质的热流变化及其与大地构造环境的联系，企图把热力学、化学反应动力学和大陆动力学结合起来，深入探讨岩石圈的热流演化过程及其与构造环境联系的定量化解释，这对大陆动力学的机理研究有重要意义。

目前区域变质作用中 *p-T-t* 轨迹研究可分为两种：一是理论模式的模拟计算，又称正演模式；二是地质观察模式，又称反演模式。前者是以热流传递理论为指导而建立的模式，具有普遍意义；但由于本身条件限制，不能解释具体地质构造的特征。后者立足于具体地区变质岩中矿物组合的 *p-T-t* 轨迹中点的测定，并联系它们形成的地质背景，具有实际价值；但所得到资料比较零星，定量化程度较差，且由于地质控制因素复杂，地区各异，不可能建立一个具有深远理论意义的完整模式。在实际研究中两者应相互印证，以理论模式为指导，表明其 *p-T-t* 轨迹应与某种矿物共生组合相适应，并阐述可能发生的热流如何与构造历史相联系；同时又以实际观察模式所得的地质控制因素来修改和演化理论模式中的过于简化的边值条件。

正演理论模式的前提是立足于一个具有结晶基底的造山带，从下沉埋深到发生构造运动，最后直至上升和剥露。全过程可包括三方面的内容：

（1）结晶基底中的热流传递：热流传递来自于下面的大陆的结晶基底，它的热源主要来自上地幔和结晶基底中的短衰变期同位素。热量传递全部由热传导方程表示。

（2）造山带的热流传递：造山拗陷带中的热源可有多种，包括岩层本身所含的放射性热能、深熔产生的热能、变质反应去挥发组分的热能等。一般认为，以放射性热能为主。热流本身由单位体积中含整体放射性元素（以 U、Th、K 为主）的热流（*A*）所确定。放射性热流是一个由深度和时间变数所确定的函数。

（3）物质传递所产生的热流：这相当于对流所产生的热流传递，是由粘性流体或相当于粘性流体的固体上升而引起的。当它经过一定深度上升时，可出现热流传导，它服从于热传导方程。当岩石在晚期上升时，其行为与对流作用相似，可产生由物质传递而产生的热流。热流上升时，其量纲可用上升时的速度 *v*（z，*t*）代表，这一速度又称为减压速度或侵蚀速度。侵蚀开始后，受传导加热影响的埋深岩石仍可继续加温直至上升的冷却速度超过岩石内部的受热张弛影响的加温速度。二者

的关系可用 Peclet 系数表示。

根据热流传递的基本理论，在实际计算中，可用简化的一维无流体（包含深熔熔浆）参与的热传递方程，

$$dT/dt = k(d^2T/d^2z) + A/C_p\rho - v(dT/dz) \qquad (3.33)$$

温度随时间变化＝传导热传递十内部热传递－物质传递热传递

式中，T 为温度，t 为时间，z 为深度（向上为负号），k 为热扩散系数，A 为放射性热流，v 为减压速度（均匀常数），C_p 为热容，ρ为密度。

进行计算时，假设的造山带常为地壳加厚模式，由于不同方面的热传导的影响，最后形成了与变质作用整个过程有关的 *p-T-t* 轨迹。理论模式的进一步发展，可能模拟不同的构造作用，包括如拉伸、深熔、底侵以及被动大陆边缘等；对于一些重要因素，例如，熔融、主要变质反应、流体和部分热源的介入而引起的地热曲线形态改变，应在公式中适当加以修正。另外，早期前寒武纪时从热源的分布至热传递都有别于上述造山带模式，需要建立与之相应的理论模式。

地质观察模式（反演模式）是以不同时间的矿物共生组合为基础。一般可分为三个阶段。峰期前的进变质阶段，可以根据峰期前矿物的保存包体（protected inclusion）进行判定；峰期阶段的平衡矿物和峰期冷却阶段的退变质矿物，可以根据变质矿物的环带和流体包体，或者从地质温压计来计算。在平衡或局部平衡的范围内，结合地质温压计确定出来的 *p-T-t* 轨迹。目前变质反应研究范围扩大到反应内部的某些变化，包括固体溶液、阴离子的无序度、变质斑晶的环带结构以及一些动力学因素。这样，根据某些随着时间依次出现的变质反应的数据，以本区的地质控制为主要依据，配合同位素年龄数据与某些变形期次的联系，建立自然界中实际记录 *p-T-t* 轨迹的综合模式。

理想的反演模式是研究某一变质地区的受某一不同深度控制某一岩石类型的 *p-T-t* 轨迹，其数据的取自变质反应范围及其相关的岩石成因网络（petrogenic grid）、地质温压计、变斑晶的环带结构和上升晚期被捕获于某些矿物流体包体等。用 Gibbs 方法研究变斑晶的环带结构的 *p-T* 的演化范围具有重要地位。由于变质反应的速度和温度成指数下降关系，因此，在温度较高的变质反应过程中很难追溯其早期演化历史，后期变化保留也受到地质条件的限制。因此，一个变质地区的地质观察模式往往只保留部分 *p-T-t* 轨迹。虽然它的外延部分（extrapolation）可用假设的起始和边值条件通过理论模式来进行计算，但很多前提与理论模式不尽相符，不能保证外延的合理性。图 3.78 给出不同构造机制下的 Al_2SiO_5 三个多形相图上的 *p-T-t* 轨迹。在具体研究中，地质观察的 *p-T-t* 轨迹仍处于半定量阶段，缺乏完整而严格的常规程序。

图 3.78　Al_2SiO_5 三个多形相图上不同构造作用下的的 *p-T-t* 轨迹（Thompson 和 England，1984）

a 逆冲－侵蚀，b 均匀减薄－侵蚀；c 减薄－拉张；d 深熔和深成作用；e 大陆边缘；A：红柱石；K：蓝晶石；S：矽线石

对不同变质作用的研究表明，造山带变质作用 *p-T-t* 轨迹有顺时针和逆时针两种基本态势，以及陆一陆碰撞、岛弧和大陆拉张（裂谷）三种基本类型（张寿广，1998）。表 3.18 列出不同构造环境变质作用的 *p-T-t* 轨迹特征。其中碰撞造山作用中变质作用，未列入碰撞前的俯冲阶段出现的变质作用，也未能全面考虑不同空间位置的变质特征。例如，缝合带顶板和底板围岩的变质和变形特征，以及与仰冲强度和次数的联系。

表 3.18　不同构造环境变质作用 *p-T-t* 轨迹特征（卢良兆，1993）

变质时间	岛弧和陆缘造山带	陆－陆碰撞造山带	裂　谷	前寒武纪麻粒岩
峰 期	洋壳俯冲，上盘岩石重熔，侵入作用使地壳升温。	（1）洋壳消减,海盆封后，碰撞加厚。原海盆表壳岩进入中、下地壳。	软流圈顶面上升，地壳减薄，出现热穹窿。减压增温式或减压等温	

前	$+\Delta T>+\Delta p$，低压高温递进变质	增压为主，$+\Delta T<+\Delta p$；（2）表壳岩在深部短期滞留		
峰期	随幔源岩浆作用，地壳增厚，导致升压达 p、T 高峰	重力均衡作用，地壳上升遭受剥蚀，或地壳减薄，使压力降低，$+\Delta T>-\Delta p$ 达 T 峰期	热传导和重熔岩浆侵入导致升温。根据现代裂谷热流值估算深部达 700～800°C，出现低压高温变质	温度达 700～800°C,化学平衡比较完全，峰期前矿物很少保存
峰期后	地壳不出现大规模上升或减薄,降温为主。$-\Delta T>>-\Delta p$，过程近似于等压冷却（IBC）	（1）地壳快速减薄,压力下降，近似等温减压（ITD）；（2）地壳上升，减薄速度减慢，深部热流衰退，温度迅速下降，$-\Delta T>>-\Delta p$，低温退化变质	近似于等压冷却（IBC）	两种情况均可出现：（1）ITD 地壳减薄快于降温；（2）IBC：① 岩浆在陆壳或其下增聚；② 拉张环境岩浆增厚；③ 正常厚度拉张，无岩浆；④ 增厚地壳恢复正常厚度
p-T-t 轨迹	逆时针	顺时针。中压相为主，有中、高压相，高压低温相仅与重熔岩浆有关		多为逆时针，轨迹具多样性

古生代和元古代造山带更加复杂，虽然部分能勉强恢复为岛弧或科迪勒拉型造山带，但更多的由于找不到双变质带，而归属于陆－陆碰撞。早元古代和太古宙造山带的形成机制更是一个充满争议的领域。太古宙变质岩与其后地质时代的组合有相似之处，但也有明显差异。在原岩建造、地质构造、变质特征和地热状态等方面均有特色。例如，蓝闪片岩仅见于显生宙，大多出现于中、新生代。仅有中国新疆南阿克苏的蓝闪片岩，其上有震旦系复盖，而被认为是元古宙产物。挪威南部和苏格兰北部有新元古代榴辉岩的报导，但异议甚多。

4.2 超高压变质岩

超高压变质岩（UHPM）是 20 世纪 80 年代以来大陆动力学研究的最重要进展之一。超高压变质岩又称超深地壳变质岩。超高压变质岩的变质矿物共生组合达到地幔压力范围。其特点是含有柯石英和金刚石相矿物组合。柯石英是 Coes（1953）合成的 SiO_2 的一种高压多形矿物，其形成压力大于 2.4GPa。60～70 年代在陨石冲击坑和含金刚石金伯利岩中发现。1983 年美国地质学会上法国 Chopin 报告在意大利北部西阿尔卑斯 Dora Maira 地块变质岩中发现柯石英，从而使超高压变质岩及其地球动力学机制成为近年来板块运动、造山带、变质学研究的热点。

随后，Smith（1984）在挪威西部片麻岩区发现柯石英；Sobolev 和 Shatsky（1990）及 Xu 等（1992）分别在北哈萨克斯坦及大别山的片麻岩和榴辉岩中发现金刚石，从而提出陆壳俯冲深度可达 130 km 以上。世界上这类岩石已发现 11 处（图 3.79），它们均位于碰撞造山带。这说明大陆俯冲在陆一陆碰撞造山过程中是一个较普遍发生的地球动力学过程。

图 3.79　全球已识别的超高压地体分布（Lion 等， 1995）

有柯石英或金刚石产出的为确定的超高压地体，根据热化学计算推测的为猜想的超高压地体

目前世界超高压变质岩产区主要有七个：意大利的西阿尔卑斯山的 Dora Maira 地块和 Zermotl-Saas 带（早阿尔卑斯期）、中国大别山—苏鲁地块（印支期）、哈萨克斯坦北部 Kokchetav 地块（加里东期）、挪威西部 Selje 地区（加里东期）、德国东部 Erzgebirge 杂岩和 Munchberg 地块（海西期）、下奥地利 Bohemica 地块（海西期），以及吉尔吉斯北天山 Makble 杂岩和俄罗斯的南乌拉尔地区（加里东期）。之后，在非州马里北部 Trans-Saharan 地块（元古代）发现柯石英。

目前世界上主要超高压变质带的超高压变质事件年龄均是由 Sm-Nd 和锆石 U-Pb 法测定的（表 3.19）。Sm-Nd 法与锆石 U-Pb 方法所获得的年龄基本一致，具有很高的封闭温度，基本给出超高压变质岩的峰期变质时代。

超高压变质岩主要为榴辉岩，也有石榴子石橄榄岩，常遭受退变质。围岩为花岗片麻岩、泥质片岩、石英岩和大理岩。柯石英或金刚石常被包裹于石榴子石、绿辉石或锆石等矿物中。估算压力范围 2.6～4GPa，相当地下 80～120km，温度约 600～900°C。

超高压变质岩的演化阶段有：① 前榴辉岩相阶段：形成的矿物组合仅作为包体保存于高压变质岩矿物中，变质相多为蓝片岩相，说明其经历升压过程。② 榴辉岩相阶段：以石榴子石＋绿辉石为主，常见矿物有蓝晶石、多硅白云母、金红石、绿帘石等。柯石英和金刚石呈包体产出。此阶段有两个显著的特征，其一是柯石英、金刚石以及其它矿物组合表明其压力可达 3.0GPa 以上；其二是柯石英及其假像除见于石榴子石、绿辉石中外，还见于蓝晶石、黝帘石中，这表明超高压变质作用并非发生于无水环境，恰恰相反，水的活度是较大的。③ 退变质阶段：可细分为几个亚阶段，即麻粒岩相亚阶段、角闪岩相亚阶段，及绿片岩相亚阶段。近年，阿尔卑斯山橄榄岩中发现钙钛矿型结构的钛铁矿，大别山超高压变质岩橄榄石内有针状的钛铁矿出溶体和橄榄石，斜硅镁石中的磁铁矿页片，预示其可能压力处于 300～400km，更增加了解释的难度。

表 3.19　　世界主要超高压空质带超高压变质作用发生时代（李曙光，1999）

变质带名称	测定岩石	方法	年龄（Ma）
挪威加里东 造山带 西部片麻岩	榴辉岩 榴辉岩 高压麻粒岩	Sm-Nd Sm-Nd Sm-Nd	400±16 412±12 432±6
西阿尔卑斯 Dora Maira Massif	含柯石英，石榴子石 变泥质岩 石榴石英岩	锆石 U-Pb Sm-Nd 锆石离子探针 U-Pb	38.0±1.4 38.3±4.5 35.4±1.0
北哈萨克斯坦 Kokchtav massif	含金刚石 片麻岩	锆石离子探针 U-Pb Sm-Nd	530±7 533±20
大别－ 苏鲁地块	榴辉岩和 高压片麻岩	Sm-Nd 锆石 U-Pb	220～230 218～238

超高压变质岩产出的构造部位，均为聚合板块间的碰撞造山带，是经历多期变质，变形改造的古结晶地块。除西阿尔卑斯山外，都属前寒武纪结晶地块。高压变质时间多在显生宙，与板块俯冲碰撞的岩石系列共生。超高压变质岩的动力学机制争论很大。关键是如何俯冲到 80～120km 深度，之后又如何抬升？因为柯石英形成要求快速沉降的环境，而要保存下来又必须要快速抬升。主要看法有两种：外来说认为，局部岩石俯冲形成超高压变质岩后抬升；原位（in situ）说认为，均经历超高压变质，之后围岩退变质。应当指出的是，实验表明，在低于柯石英稳定域的条件下（压力 0.5～2.0 GPa，温度 450～900℃），高度应变的石英中也可生长出柯石英。因而，构造超压对超高压变质作用的贡献是一个值得注意的问题。

就大别山而言，详细地质研究均证明含柯石英榴辉岩透镜体与高压片麻岩、大理岩及硬玉石英岩共同组成超高压岩片或岩块。在同一超高压岩片内，各种岩石之间是“原地”关系，有相同的抬升、冷却历史，然而超高压岩片与外围的大面积花岗片麻岩则是“外来”关系，它们不仅是构造接触，而且没有任何证据表明花岗片麻岩经历过超高压变质作用。

关于超高压岩石的抬升出露机制有多种模式，但主要有两种观点：① 俯冲过程中陆壳内部的逆冲构造将超高压岩石推上来。Chemenda 等（1996）用实验模拟了这一过程。在陆壳俯冲到一定深度时，由于俯冲陆壳所受到的浮力增大，陆壳发生断裂，使已俯冲下去的陆壳在浮力作用下可沿下地壳塑性滑脱面上冲，使深部的超高压岩石碎块就可以被逆冲构造带上来，并挤入后来俯冲的陆壳中去。② 超高压岩石是在俯冲板块断离以后，受浮力作用，整个俯冲陆壳反弹回去而抬升的。Davies 和 Blanckenburg（1995）提出俯冲板块断离（break off）模式，即当俯冲陆壳所经受的浮力增大到一定程度，俯冲岩石圈板块会在某一部位被拉断，并使之在浮力作用下迅速抬升（。同年，Ernst 和 Liou（1995）也用这一模式来解释大别山超高压岩石的抬升机制。

李曙光（1999）基于测得的超高压岩石两次快速冷却曲线，提出两次抬升模式。认为陆壳俯冲过程中的逆冲构造是产生超高压岩石第一次快速抬升和冷却的主要机制。超高压岩石的峰期变质年龄为 226±3 Ma，超高压岩石首次快速抬升时间与围岩变质时代吻合，Sm-Nd 等时线年龄为 213±5 Ma，这次快速抬升可能使其上升到中地壳水平，温度 500℃，相当角闪岩相；第二次 195～170Ma 快速抬升到上地壳，相当低绿片岩相，*t*<300℃，可以用断离模型来解释。大别山陆壳俯冲的结束时代应在 200～195Ma。因此，该陆壳俯冲从开始到结束持续时间不超过 50 Ma。由于出露到地表的超高压变质岩在 210Ma 已折返至中地壳，故其在地幔中的滞留时间不超过 20 Ma。这与矿物氧同位素交换动力学研究结果一致。

超高压岩石冷却史研究均表明在峰期变质后，随即发生一次快速冷却。如 Li 等（1994）报道了苏北青龙山和胶南株边榴辉岩在 5～6Ma，温度下降 300℃，冷却速度高达 50～60℃／Ma。Chavagnac 和 Jahn（1996）测出大别山碧溪岭榴辉岩在 220～210Ma 间的快速冷却，冷却速度约 40℃／Ma。Gebauer 等（1997）对意大利西阿尔卑斯 Dora Maira 块体的超高压白片岩型石榴石英岩中锆石研究，表明在峰期变质后平均冷却速率为 85～100℃／Ma 的快速冷却。

此外，大别山－苏鲁含柯石英榴辉岩及超高压片麻岩中观察到的某些非常低的ε_{Nd}值（－19）和非常高的ε_{Nd}值（＋260～＋174），以及很高的初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值（0.71271±7），远超出上地幔的一般范围，它们反映的是俯冲陆壳原岩的同位素特征，上地幔对俯冲陆壳岩石同位素组成的影响很小。

4.3　榴辉岩

超高压变质作用的探讨推动了榴辉岩研究。一般认为，超高压变质作用属于榴辉岩变质相的范围。虽然早在 20 世纪 20 年代就确定榴辉岩为高压变质相。但当时认为榴辉岩总体属于地幔岩石，冷侵入达到地表，其形成与变质作用无关。50 年代以后才认识到榴辉岩既可直接来自地幔，也能是地壳岩石的变质产物，而后者占有重要地位。近年某些重要的榴辉岩区发现柯石英包体和一系列的超高压变质矿物，诸如，纤锰柱石（Mg-carpholite）、富镁硬绿泥石（Mg-chloritoid）等，这样，高压变质的榴辉岩相引起广泛的注意。

榴辉岩的主要矿物为镁铝石榴子石和含钠、铝较高的绿辉石或暗绿玉质辉石（chloromelanite pyroxene），两者经常大于 70％。一般认为斜长石在这一稳定区外出现。次要矿物主要为蓝晶石、石英、金红石等。含水矿物，诸如角闪石、多硅白云母、黝帘石、绿泥石等经常出现，属于退变质阶段产物。岩石组分基本属于镁铁质岩石。它们呈现不超过 1～2km^2 小透镜体，夹于变质岩或超基性岩中，或以俘体产于金伯利岩岩管中。对于含石榴子石和绿辉石的非镁铁质岩石，一般不称作榴辉岩。斜长石作为原生矿物出现的岩石，也不应称为榴辉岩。

80 年代以来，地中海 Alps 地区与榴辉岩相伴生的超高压变质岩系研究说明榴辉岩相区的特点。这一岩系中泥质、含铝高的铝土岩和石英岩出现由 Mg 纤锰柱石（Mg、Fe）$A1_2Si_2O_6(OH)_4$（Mg-carpholite）、硬绿泥石、滑石、多硅白云母、蓝晶石和镁铝石榴石所组成的递增变质带，此外，还有不常见矿物，例如硬水铝石、叶蜡石和铝绿泥石（Sudoite）$Mg_2Al_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ 等。

德国 Schreyer（1988）总结富镁铝泥质岩在 5kPa 和 1000C 条件下的变质特征。富镁铝泥质岩的组分相当于 K_2O，MgO，Al_2O_3，SiO_2，TiO_2，P_2O_5，H_2O，可用（MASH）或（KMASH）体系表示。研究表明，在超高压条件下，可以出现富镁纤锰柱石（Mg-carpholite）、镁硬绿泥石（Mg-choritioid）、镁十字石（Mg-staurolite）、紫硅镁铝石（yoderite）、铝绿纤石相（MgMgAl-pumpellyite）、Ellenbergerite（爱伦堡磷硅镁石）等。实验还表明，有一系列矿物组合在超高压条件下是稳定的，如镁绿泥石＋蓝晶石，白片岩组合滑石＋蓝晶石，滑石＋多硅白云母，滑石＋硬玉等。

实验得出，这些简单组分泥质岩的高压相矿物标志有：① 镁质硬绿泥石（25％～40％摩尔比）的大量出现；② 多硅白云母中 Si 的完全代替；③ 滑石组合的出现。从低温到高温的矿物组合依次如下：镁质纤锰柱石－富镁硬绿泥石（包括蓝晶石－硬绿泥石及石榴子石－硬绿泥石组合）－滑石－多硅白云母（包括滑石－多硅白云母±石榴子石，滑石－硬绿泥石，滑石－蓝晶石组合）－镁铝镁铝石榴石（包括石榴石－蓝晶石－多硅白云母）。

高温下（＞850℃）榴辉岩的实验中，出现石墨－金刚石和石英－柯石英相变。此外，若干斜长石消失的反应也可作为压力的下限，但通常不可靠，不宜采用。斜长石分解与榴辉岩相比在泥质岩中出现在较高的压力范围中，这与含水有关。Smith（1984）提出局部超构造压力 p_{ce} 的模式。他认为在斜长石分解区内，产生晶体间的有效压力可在 1.5～3GPa 范围，该区域中晶体有效压力参数被称为 p_{ce}。在一个区域内，可出现小而连续的压力梯度（约 1×10^5Pa / mm^2），因而出现了非均匀的等压区，在一定距离中，p_{ce} 可大于负荷压力，并形成相应的榴辉岩矿物共生组合。此外，他还认为应对过去的液体和构造超压力进行重新评价。

由于榴辉岩生成属于不含水反应，它的反应速度一般比正常去水反应要低。因此，常呈现不平衡状态，保留不同的矿物演化顺序，有不平衡到局部平衡域，某些矿物出现环带和反应结构，直至榴辉岩形成后的退化反应。

20 世纪 20 年代以来，出现多种榴辉岩分类，但是至今尚未形成统一的分类。常见的有三种类型：根据野外产状的分类；以石榴子石－钠质单斜辉石分配系数的分类；和以温度的分类。Carswell 等（1990）把榴辉岩温度与地质构造环境联系起来，分为：① 高温型（A 型）：＞900℃，上地幔形成的榴辉岩，属于外来型；② 中温型（B 型）：＞550℃，地壳加厚后的 A 型俯冲形成。中温型中的石榴子石橄榄岩与榴辉岩俘体组合，在热流近于 40mW / mm^2 时，可形成于下地壳和上地幔间，也可形成于非造山带中；③ 低温型（C 型）：＜550℃，常见于蓝闪石片岩带，属于 B 型俯冲，但与蓝闪石共生的榴辉岩并非都是低温型。

考虑榴辉岩的δ^{18}O 值和化学组成，可将榴辉岩分成两类：I 型（或 A 型）：榴辉岩的δ^{18}O 值大于地幔的δ^{18}O 值 5.7‰，粒状结构，层状构造，辉石具出溶特征、高的 K_2O 含量和轻稀土富集，偶见正的 Eu 异常。MacGregor 和 Manton（1986）认为是地壳堆积岩经变质作用形成。Ⅱ型（或 B 型）：榴辉岩δ^{18}O 值小于 5.7‰，片麻状结构，辉石的 K_2O 含量低、无出溶特征、轻稀土亏损，其中金云母含量和成分随榴辉岩δ^{18}O 值出现系统变化。Ⅱ型榴辉岩在化学成分、δ^{18}O 值和金云母含量等方面的系统变化可归因于海底玄武岩所经历的热液蚀变，以及后来形成榴辉岩的变质作用。考虑到δ^{18}O 值变化随深度从高（＋15‰）到低（＋2‰）不规则地下降，榴辉岩的δ^{18}O 变化更可能与板块俯冲作用，而不是海底蚀变有关。

榴辉岩母岩经受热液蚀变的证据是δ^{18}O 值与 ^{87}Sr / ^{86}Sr 值的负相关，δ^{18}O 值与 K_2O 含量和 Mg / Fe 值之间的相关（MacGregor 和 Manton，1986）。Jagoutz 等（1984）根据榴辉岩的稀土元素配分模式论证其母岩为洋壳。Caporuscio 等（1987）注意到δ^{18}O 值与 Al_2O_3 、MnO 和 FeO 含量之间的相关，认为大多数榴辉岩是高压下熔体－晶体分异起源，δ^{18}O 值变化仅表明其经历低温过程。

一般认为，榴辉岩的成因有两种：高压下从硅酸盐熔体中单斜辉石和石榴子石的岩浆分异（Kyser 等，1982）；或是古洋壳和玄武岩的变质作用。榴辉岩俘体形成于高压岩浆过程的证据有：① 实验表明，镁铁质岩浆的近固相线产物有辉石和石榴子石；② 某些榴辉岩的δ^{18}O 值为 5～7‰，与原始镁铁质岩浆δ^{18}O 值近似；③ 复合和单一类型榴辉岩的化学成分与由交代橄榄岩产生熔体高压分异的趋势相关。但榴辉岩相枕状玄武岩排除了高压分异作用作为形成榴辉岩的一个主要机制。榴辉岩形成环境争论颇多。除高温型（A 型）与高温麻粒岩型被认为属于上地幔的这一共识外，其它解释尚有较多的分歧。

放射性同位素变化表明，榴辉岩俘体在太古宙期间形成一个亏损储库，在进入金伯利岩之前受到了晚期流体的影响。榴辉岩的太古宙模式年龄和变化的δ^{18}O 值对大陆岩石圈的结构、组成和起源有很重要的意义。热液蚀变的洋壳被俯冲到大陆地壳下面的地幔中，转变成榴辉岩，在以后的几十亿年中经历加入、交代和熔融作用而得以保存。该过程在北美和非洲都已观察到，并且不限于太古宙，所产生榴辉岩超过 120 km 深度，含有金刚石和石墨。大陆岩石圈中这类岩石的保存清楚地表明，岩石圈地幔是极不均匀的和非对流的。

4.4 麻粒岩

另一个变质岩的热点是麻粒岩与麻粒岩俘体的关系。麻粒岩相属于高温高压区域变质作用产物。

麻粒岩相地质体及基性火山岩中的麻粒岩俘体是研究下地壳的“窗口”，是研究壳－幔相互作用、早期地壳形成与演化的关键样品。

麻粒岩相和高角闪岩相之间的界线，在基性岩中主要以紫苏辉石（或古铜辉石）的首次出现为标志；在泥质岩中以出现石榴子石（铁铝榴石－镁铝榴石）和钾长石（常为条纹长石）的组合为标志。麻粒岩相岩石中的变质矿物，一般不含水。但常有少量普通角闪石和黑云母等含水矿物共生。

麻粒岩相岩石组合可单独或与部分角闪岩相岩石共同组成麻粒岩相带或麻粒岩相－角闪岩相，这些相带大部分见于前寒武纪克拉通，呈面状分布，可能联系着克拉通化；有的则分布于古老克拉通之间或其边缘的造山带中并组成造山带的根部，个别的见于断裂带或韧性剪切带中。它们在南极洲、非洲、欧洲、前苏联、印度、澳大利亚、美国、加拿大、格陵兰、巴西等都有广泛分布。中国前寒武纪麻粒岩相带十分发育，主要有七个麻粒岩相带或麻粒岩相－角闪岩相带。麻粒岩相区通常有大量的英云闪长岩、奥长花岗岩和花岗闪长岩（TTG）系列岩石，包括紫苏花岗岩。

麻粒岩相变质作用的形成时代从中太古代一直延续至第三纪，但以前寒武纪为主。最早形成的麻粒岩相变质作用出现于中太古代(3.5～3.0Ga)，例如格陵兰西南部、南极东部 Enderbvland 的 Napier 杂岩、乌干达 Labwer Hills 等。澳大利亚 Frazer Ranges 和 Musgrave Ranges 等地的麻粒岩带均形成于元古宙。欧洲海西麻粒岩带，早期形成 0.42Ga，晚期形成于 0.3Ga。第三纪 Alpine 旋回的 Gruf 麻粒岩杂岩，其形成年龄为 3.8Ma。Harley（1989）统计了全球主要麻粒岩形成的地质时代，除中太古代以外，可分为五期：新太古代（2.4～2.8Ga）、中元古代（1.5～1.8Ga）、新元古代（0.9～1.2Ga）、元古宙末期（0.5～0.7Ga）和海西期（0.3Ga 左右）。

De Waard（1965）将麻粒岩相分为角闪石－斜方辉石－斜长石亚相和斜方辉石－斜长石亚相。继而，相应称为角闪麻粒岩亚相和辉石麻粒岩亚相。Winkler（1976）则将紫苏辉石带分为紫苏辉石－斜长石麻粒岩亚带和单斜辉石－铁铝榴石－石英麻粒岩亚带。Katz（1983）根据温压梯度，将麻粒岩相变质作用分为三种：深位高压型（约 20℃／km），浅位低压型（约 50℃／km）和过渡部位中压型（约 20～50℃／km）。Shemikin（1989）根据麻粒岩相岩石的形成时代和构造背景分为二种：大陆古陆核太古宙面状麻粒岩－紫苏花岗岩杂岩和太古宙以后线状活动带麻粒岩－紫苏花岗岩杂岩。李树勋等（1986）和沈其韩等（1992）将中国麻粒岩相变质作用划分为三种主要类型：面状高温区域变质作用麻粒岩相型；高中温区域变质作用闪岩相中局部麻粒岩相型；线状区域动力热流变质作用麻粒岩型。

麻粒岩相形成的温度下限通常定为 700℃，有些学者认为是 650℃，温度上限可达 950℃以上。低的温度可能反映前寒武纪地热梯度特征，较高的温度可能反映了岩浆作用或其他热因素的影响。麻粒岩相变质压力包括从 0.3GPa 到 1.8GPa 很大的范围，其中较高压力值多是从俘体中获得的。近来在欧洲海西造山带中发现压力值达 1.5GPa 的麻粒岩。麻粒岩稳定的上界研究实例较少。阿尔卑斯的 Ivrea 带可见到麻粒岩相和榴辉岩相的过渡带，此外在挪威的 Bergen Arc 地区，出露的麻粒岩相的变质压力达 1.5～1.7GPa，沿无水麻粒岩构造裂隙发生榴辉岩化，向下出现二辉橄榄岩，很可能代表下地壳与上地幔的过渡带。由角闪岩相过渡进入麻粒岩相，一种是由于压力增加，埋深加大造成的，也可能是等压增温过程的产物。但有些地区，角闪岩相进入麻粒岩相与压力、温度都无关，是由于 H_2O 活度降低的结果。

峰期变质阶段的 *p-T* 条件：Bohlen（1987）等认为，大多数麻粒岩相变质作用峰期变质温度为 800±100℃，压力为 0.8±0.2GPa。Harley（1989）统计世界 90 个麻粒岩的峰期变质温度和压力，提出两点结论：① 低压（＜0.6GPa）和高压（＞0.9GPa）麻粒岩的数目大致相等。个别情况下，两种类型可以在同一区域的不同部位出现；② 许多麻粒岩是在 700～800℃甚至 1000℃的温度下形成的。Vie1zeuf（1988）指出在 Sierras d′Aracena 的泥质岩中有堇青石＋斜方辉石共生组合，压力仅 0.3GPa。

Harley（1989）将峰期后的 *p-T-t* 轨迹分为近等温减压轨迹（ITD）和近等压冷却轨迹（IBC）两种。前一轨迹的特征是峰期后一段时间内明显减压（减 0.2～0.4GPa），但温度变化不大（下降 50～

100℃左右）；后一轨迹的特征是峰期后以温度降低为主，压力变化不大（一般降低 0.05～0.2 GPa）。

ITD 轨迹是麻粒岩相峰期变质时发生于地壳大幅度增厚环境下的特征，表现为顺时针 *p-T-t* 轨迹，多出现于陆壳碰撞造山带。Wernicke（1985）指出，在拉伸构造环境下，如有大量岩浆在地壳底部增生时，则在低角度地壳拉伸拆离带的下盘岩石中可出现 ITD 轨迹。Harley（1989）认为，许多麻粒岩中 ITD 轨迹的几何形态，反映峰期后地壳存在迅速的减薄过程。减薄不是剥蚀作用的结果，而与地壳的拉伸作用有关。他们还指出，某些麻粒岩地体，虽具有 ITD 轨迹，但峰期压力为 0.5GPa，减压幅度亦仅 0.1～0.2GPa，且全区以副片麻岩为主。表明这可能与正常厚度的地壳之下的岩浆底侵作用或沉积表壳岩的 A 型俯冲作用有关。

对于 IBC 轨迹，Hanley（1989）认为以下六种地质构造环境能引起热异常，并在末期出现 IBC 轨迹。① 岩浆以增生方式进入地壳底部，使下地壳广泛重熔，产生较大量的英云闪长质岩浆，后者上升带入的热量使中下地壳发生麻粒岩相变质。有人则认为英云闪长质岩浆熔出后的残留物就是基性麻粒岩和紫苏花岗岩；② 在正常厚度地壳拉伸的同时，岩浆在壳下增生。这见于岛弧或弧后盆地、板内裂谷带或拉张的活动大陆边缘环境；③ 正常厚度的地壳拉张作用、岩浆作用提供外部热源；④ 拉伸后的地壳经构造增厚恢复到正常厚度；⑤ 在碰撞增厚（例如喜马拉雅山）或大陆弧（盆岭区）位置加厚前的地壳松弛；⑥ 在碰撞增厚一倍的地壳中，其下部板块或地壳最下部物质在受剥蚀过程中的热松弛作用。

归纳起来，IBC 的麻粒岩相变质作用的大地构造模式主要有：岩浆增生，正常厚度地壳拉伸和增厚地壳拉伸三种。增厚拉伸模式可以把 ITD 麻粒岩与 IBC 麻粒岩联结起来，从而纳入统一模式。

利用麻粒岩 *p-T-t* 轨迹可以讨论其大地构造环境演化：

（1）大陆碰撞模式：Thompson 和 England（1984）首次提出，陆壳碰撞增厚时原始地温梯度受到很大扰动；当构造作用结束时陆壳必然隆起并经受侵蚀，此时受到扰动的地温梯度向稳定地温梯度演变使地壳加热，而侵蚀作用导致地壳下部的负荷压力下降。这形成顺时针演化的 *p-T-t* 轨迹。

（2）大陆弧模式：Bohlen（1987）认为麻粒岩变质作用形成于大陆弧环境，是大量镁铁质岩浆底侵并穿过地壳，造成异常热梯度的结果。其 *p-T-t* 轨迹为逆时针演化，与大陆碰撞模式不同。

（3）大陆拉张模式：Sandiford 和 Powell（1986）根据许多麻粒岩区发育变质高峰期特有的水平构造，提出某些麻粒岩在地壳拉伸环境下形成。其 *p-T-t* 轨迹表现为在拉张期恒压或降压升温到达麻粒岩相，在拉张结束后则发生恒压或增压冷却。

近年，对麻粒岩俘体和麻粒岩地质体这两类下地壳样品的研究表明，两者之间存在一系列重大差异（表 3.20）。Rudnick 和 Presper（1990）等统计得出，麻粒岩地质体中 51％属太古宙，32％属元古宙，其余 17％属显生宙；而麻粒岩俘体的产地中 34％位于显生宙，52％位于元古宙，仅 14％位于太古宙。在成分上，麻粒岩地质体以中性－长英质为主，SiO_2 主要介于 55～75％之间；而麻粒岩俘体则以镁铁质－超镁铁质为主，SiO_2 主要介于 40～55％之间。按照火成岩分类系统，镁铁质岩石 SiO_2 含量范围为 45～52％，中性岩石为 52～63％，长英质岩石为＞63％。麻粒岩地质体的最大形成压力几乎都稳定在 900±50MPa，而麻粒岩俘体大多形成在 1000～1500 MPa 条件下，相应深度前者为 25～35 km，后者为 35～50km。

表 3.20　　麻粒岩俘体和麻粒岩地质体差异（高山和刘勇胜，1999）

名称	麻粒岩地质体	麻粒岩俘体
时代	太古宙－元古宙	后太古宙
压力	700～1000 MPa	1000～1500 MPa
深度	25～35km	35～50km
岩性	中性和长英质为主	镁铁质－超镁铁质为主
SiO_2	55～75%	40～55%

上述两类下地壳样品差异的起因直接关系到人们对下地壳结构和组成的认识，关系到麻粒岩地

质体是否能代表下地壳？或它们只是陆－陆碰撞过程中暂时处于下地壳，随后快速返回地表的产物，因此不能代表下地壳。Harley（1989）对 *p*-T 轨迹的研究表明，大多数麻粒岩地质体经历了等温减压过程。这种过程被解释为地壳双倍加厚，使早先位于地表的岩石经过下地壳条件的埋深，随后又快速返回地表，故这类麻粒岩地质体不能真正代表下地壳，其成分以长英质为主。35％的麻粒岩地质体（例如，南极 Enderby Land，加拿大 Pikwitonei 和美国 Adirondacks）记录了等压冷却过程，它们可能曾在下地壳长期停留，年代学资料也证明了这一点，其成分以镁铁质岩石所占的比例明显较多，岩石类型呈双峰态分布。

对于麻粒岩俘体来说，其成分主要为镁铁质的，与宿主的玄武质火山岩相近。Rudnick 和 Fountain（1995）研究表明：如果它们是与宿主火山岩同成因的侵入岩，则麻粒岩俘体不能代表下地壳。而如果麻粒岩俘体是比宿主火山岩更早期的侵入下地壳玄武质岩浆产物，并在下地壳变质达到平衡，则麻粒岩俘体为代表下地壳的样品。大多数镁铁质麻粒岩俘体具有变质结构和变质矿物组合，排除了它们与宿主火山岩同成因的可能。麻粒岩俘体与宿主火山岩形成时代的对比研究证明，大多数情况下，麻粒岩俘体老于宿主火山岩，也说明麻粒岩俘体与宿主火山岩无关。

另一方面，麻粒岩俘体的成分以镁铁质为主亦可能表明，上升岩浆对下地壳的取样是选择性的，或玄武质岩浆已使早先长英质麻粒岩俘体熔融分解。如果这种情况属实，则长英质麻粒岩实际所占的比例就被低估。在上地幔俘体产出的许多地方无麻粒岩俘体出现，证明上升岩浆有选择性取样。美国盆岭省和中国华北克拉通的研究都证实存在着对镁铁质麻粒岩俘体的选择性取样，它们主要构成下地壳最底部至壳幔过渡带。

综合现有研究成果，麻粒岩地质体和麻粒岩俘体的成因机制可能有两种。其一是，两者分别代表下地壳不同深度，麻粒岩地质体可能代表下地壳的中上部，而麻粒岩俘体则可能代表下地壳底部和壳—幔过渡带。其二是，两者分别代表不同时代的下地壳。麻粒岩地质体的主体时代为太古宙和元古宙，而麻粒岩俘体则以显生宙和元古宙为主。并认为地壳成分和地壳生长机制是随时间演化的。镁铁质麻粒岩俘体被认为是玄武质岩浆底侵于壳幔边界的产物。由于俘体主要产于后太古宙，因此上述差异被认为反映底侵作用主要限于后太古宙，在太古宙不明显。下地壳的反射性也支持这一假设。下地壳反射面被认为主要由基性岩浆底侵物质引起。下地壳反射面主要发育在后太古宙分布区，在太古宙克拉通地区较少见。太古宙下地壳高速层的厚度明显小于元古宙地壳也说明这一点。当然，也可能是先前存在于太古宙下地壳的基性岩浆底侵物质已被拆沉掉。

5　大陆地壳的性质和增生演化

地球是太阳系中唯一已知经历演化的、具有长英质陆壳的行星。而其他星球，例如，月球的月壳主要是玄武岩。所以，早期陆壳的性质和增生演化联系着地球起源这一关键问题，是大陆动力学中的前沿问题之一。

5.1　现代陆壳的平均年龄

5.1.1　陆壳存留时间的厘定和下陆壳的年龄

平均陆壳存留时间的确定是讨论整个陆壳形成演化的重要参数。同位素年代学方法能确定特定物质从地幔分离出来的时间。但对于整个陆壳而言，它是不同时期物质的混合物。对此，也用同位素方法进行约束。

虽然，通过考虑陆壳物质总量，及其在单位时间内的增加量、陆壳中物质滞留时间、地壳物质再循环速度等参数，可以计算出目前陆壳的平均存留年龄大约在 2.5Ga 左右。但这与用其他方法确定的结果有一定差异，因此，Jacobsen（1988b）又提出直接用陆源碎屑沉积岩的模式年龄来确定陆壳的平均存留年龄。假定陆源碎屑沉积岩的沉积时代为 T_{START}，则被剥蚀物质的平均陆壳存留时间为：

$$\tau_{\mathrm{M}} = T_{\mathrm{DM}} - T_{\mathrm{START}} \qquad (3.34)$$

可以用海洋沉积物或海洋自生矿物来确定陆壳的平均年龄。对于自生海洋矿物，一般需要用两

阶段模式年龄来计算被剥蚀物质的平均陆壳存留时间：

$$T_{DM2} = T_{DM} - (T_{DM} - T_{START}) \frac{f_{cc} - f_{means}}{f_{cc} - f_{DM}} \qquad (3.35)$$

式中，f_{means} 为样品从沉积以后到现在的 Sm / Nd 分馏系数，f_{cc} 为样品从地幔分离出来以后到沉积时（$T_{DM} - T_{START}$）的 Sm / Nd 分馏系数，一般典型陆壳取 $f_{cc} = -4.5$，f_{DM} 为亏损地幔的 Sm / Nd 分馏系数，取 $f_{DM} = +0.08592$。

只有在地壳内不发生明显化学分异的同位素母体和子体才能用来计算地壳存留年龄。研究表明，不同时代的细粒碎屑沉积岩均具有非常类似的稀土分配模型，全球 450 个不同年龄沉积岩的统计结果表明，其 $^{147}Sm / ^{144}Nd$ 值变化范围有限，为 0.118±0.017，表明大多数沉积岩的沉积和成岩过程中稀土元素没有发生显著分异，可以用来估算其蚀源区的地壳平均存留年龄。但 Linn 等（1991；1992）等指出，在沉积和成岩过程中可能发生稀土元素的分异，例如重矿物的选择性富集就可能导致 Sm / Nd 值的显著改变。如果在计算钕同位素模式年龄时未予考虑，误差较大。因此应采用两阶段模式进行计算。

由于沉积岩的 $^{143}Nd / ^{144}Nd$ 和 $^{147}Sm / ^{144}Nd$ 值是由其源区各种不同时代地壳提供的 Sm、Nd 元素质量决定的。而源区的地壳平均存留年龄则是源区不同时代地壳的地壳存留年龄按其各自体积的加权平均结果。因此，只有在下列条件成立时，沉积岩模式年龄才能代表蚀源区地壳存留年龄：① 沉积岩所含各蚀源区地壳物质的质量比等于各蚀源区地壳的总质量比。该条件意味着不同源区应以相同的速率风化、剥蚀，搬运到盆地中沉积；② 沉积岩各蚀源区地壳物质的 Sm、Nd 含量大致相等。如果各蚀源区地壳均是长英质的，则这一条件一般可以满足。如果各源区地壳性质差别较大，则相同的物质量含有不同的 Sm、Nd 量。

实际上，上述两个条件并不总是得到满足的。在蚀源区同时存在年青造山带和古老的准平原时，将不满足条件①。因为风化作用包括化学风化和物理风化。化学风化主要取决于气候，而物理风化主要取决于高度。年青造山带的物理风化作用远高于准平原化的古老地盾。细粒碎屑岩，例如页岩、粉砂岩的物质主要来自物理风化。因此，年青造山带对这些沉积岩的贡献远远大于古老地盾。这样，沉积岩钕模式年龄要较蚀源区地壳平均存留年龄年轻。Allegre 和 Rousseau（1984）根据页岩钕模式年龄研究澳大利亚陆壳增生速率时，考虑剥蚀速率差异，提出一个半定量方法来估计蚀源区的地壳平均存留年龄。

不同类型风化产物的钕模式年龄存在一定的差异，但考虑到钕模式年龄本身的误差，人们仍近似地将各类沉积岩的钕模式年龄当作陆壳的平均年龄。大量沉积岩钕模式年龄的测定表明，尽管不同地区的结果有所差异，但共同的是：① 沉积岩的钕模式年龄大于其沉积年龄，年代较新的沉积岩表现尤其明显；而太古宙沉积岩的钕模式年龄与沉积年龄大体相等；② 现今大陆地壳的平均存留年龄大约为 1.7～2.3Ga，集中在 1.8Ga 左右。

近年来风成黄土和古土壤也成为确定陆壳的平均存留年龄的重要对象。研究结果显示其钕模式年龄主要分布在 1.7～1.9Ga，与用沉积物得出的结果非常一致。

上述陆壳平均存留年龄的确定都是以目前出露的地表岩石来进行的，这里隐含一个基本假设，即地表的岩石组成可以外推到陆壳深处，然而，越来越多的资料并不赞成这一点。

近年对法国中央地块海西造山带的研究揭示，该造山带的下陆壳具有与上陆壳不同的年龄。上陆壳钕模式年龄为 1.7～2.2Ga 的老元古代，而下陆壳麻粒岩俘体的变质年龄为 280～300Ma，与目前地表大量出现的花岗岩年龄基本相当；下陆壳变基性火成岩俘体的结晶年龄为 290～310Ma。锶、钕同位素研究发现，下陆壳的各种俘体在 $(^{143}Nd / ^{144}Nd)_i$-$(^{87}Sr / ^{86}Sr)_i$ 图上呈现出混合成因的双曲线形式，基性变火成岩俘体与变沉积岩构成混合的两个端元。该基性端元为来源于亏损地幔的玄武岩浆的结晶产物。尽管目前还不知道该地下陆壳中有多少物质是 300Ma 时从地幔进入陆壳的，但无疑下陆壳要比上陆壳年轻。同样的例证还见于意大利 Ivrea 带、澳大利亚 Queensland 地区、德

国 Eifel 地区、苏格兰 Midland Valley 以及蒙古的 Tariat 等地区。因此，目前确定的大陆地壳的平均年龄只代表表层陆壳。目前还不能确定整体陆壳的年龄。

可以看出，陆壳主要形成在前寒武纪，在晚于 1000Ma 新元古代－显生宙中，陆壳增长量可以忽略不计。但这一结论明显缺少亚洲大陆的资料。近年发现世界上最大的造山带——中亚造山带中的陆壳便是在小于 1000Ma，甚至小于 500Ma 内形成的，这表明新元古宙－显生宙也是陆壳生长的一个重要时期。

5.1.2　显生宙陆壳增长量与陆壳增生速度

陆壳增生速度是研究陆壳演化的重要参数，研究难度很大，目前主要是估计显生宙陆壳增长量。

5.1.2.1　新生陆壳量

新生陆壳主要通过下列方式产生：① 岛弧岩浆作用，通过消耗俯冲洋壳及其上的地幔楔产生陆壳物质；② 大陆和大洋的板块内岩浆增生，特别是洋内的海底高原，再以外来体的形式拼贴在大陆边缘上；③ 与沉积岩相伴的蛇绿岩；④ 陆壳的底侵作用。尽管不同研究者对上述各种情形下的陆壳增长速率的数值有不同认识，但普遍承认，聚合型板块边界是产生陆壳的最重要的场所。

吴福元（1999）给出中－新生代陆壳增生值 1.65km^3 / a，其中岛弧增生值 1.1km^3 / a。陆壳消亡值 0.59km^3 / a，陆壳增长速度估计 1.05km^3 / a。但对前寒武纪的陆壳增长率还远未达成共识。

5.1.2.2　陆壳消耗量

陆壳能否俯冲消亡是目前研究的热点。尽管已发现陆－陆碰撞使陆壳进入地幔深处产生超高压变质，但陆壳俯冲后是进入地幔再循环，还是返回陆壳并不清楚。近年对岛弧岩浆岩及与热点玄武质岩石的研究表明，陆壳确已进入地幔深处。除拆沉作用以外，陆壳消亡主要通过俯冲作用来实现，具体有：① 海洋中的大陆沉积物随俯冲洋壳进入地幔；② 俯冲带上的构造剥蚀作用使上覆板块边缘的陆壳物质进入地幔；③ 海水的热液蚀变使俯冲洋壳带走原本属于陆壳的物质，特别是钾。但不同研究者估计值各异，且未考虑拆沉作用而使结果偏低。

5.1.2.3　陆壳净增长量

吴福元（1999）给出各研究者对显生宙陆壳净生长率的估计，其数值相差很大。大体可分为两个思路：一是陆壳基本没有增生，或者说，陆壳添加量与其消亡量基本相等；二是认为陆壳一经形成，由于它的低密度而免遭俯冲，陆壳永远是增加的，估计值为 0.3～3 km^3 / a。然而，对前寒武纪陆壳生长速度的估计还有很大的推测性。除 Hurley 和 Rand（1969）的模式外，多数人认为显生宙甚至晚前寒武纪以来，陆壳没有发生显著的增生。

5.1.2.4　陆壳累积增长曲线及其确定

陆壳累积增长曲线是指在特定时刻陆壳物质所占现今陆壳物质的比例。由于对陆壳物质的年龄及其质量变化了解不够，而目前的陆壳是增添与消亡的净结果，必须依赖地球化学或其它方面的模式来讨论。

图 3.80 给出有代表性的陆壳累积增长曲线。这是在显生宙陆壳净生长率的基础上通过一定模式建立的。按其陆壳增生的速率可分为两类，即陆壳生长的稳态模式（Steady-state model）和增生模式（Growth medel）。两者都认为显生宙，特别是 250 Ma 以来的增生甚少。

图 3.80　陆壳累积增长曲线（吴福元，1999）

图中曲线：F：Fyfe，1978；A：Armstrong，1981；B：Brown，1979；RS：Reymer 和 Schubert，1984；DW：Dewey 和 Windley，1981；ON：O'Nions 等，1979；AL：Allegre，1982；MT：McLennan 和 Taylor, 1982；ND：Nelson 和 DePaolo，1985；PA：Patchett 和 Arndt，1986；VJ：Veizer 和 Jansen，1979；HR：Hurley 和 Rand，1969

在吴福元（1999）介绍的增生曲线中，Brown（1979）是以花岗质岩基的研究为基础，推测成分较大。Reymer 和 Schubert（1984）是以显生宙陆壳增生速度为基础的质量模式，缺乏对前寒武纪陆壳增生的约束。其他曲线基本都是以年代学研究的资料为基础，其中 Hurley 和 Rand（1969）依

据基底岩石的 K-Ar 年代学数据，Veizer and Jansen（1979）依据 Rb-Sr 年代学结果。由于 K-Ar 和 Rb-Sr 体系的同位素封闭温度较低，易于发生重新定位（resetting）。因此，以钕和铪同位素为基础的 Nelson 和 DePaolo（1985）和 Patchett 和 Arndt（1986）的模式可能较正确地反映陆壳的形成时间；但由于壳内分异作用的影响，致使上部陆壳岩石的 Sm / Nd 值减小，因而以地表岩石钕模式年龄为基础而确立的陆壳形成时间可能仍较真实年龄值偏小.。而 McLennan 和 Taylor（1982）的模式则考虑较多的因素，目前影响较大，原作者后来又对该模式进行了修改，使之更趋完善.。

5.1.2.5　地质历史上陆壳生长率的变化

在不同地质时期，陆壳形成量并不相同。目前可以鉴定出 3.8～3.5Ga，2.9～2.7Ga，2.0～l.7Ga，1.3～1.1（1.0）Ga 和 0.5～0.3Ga 等几个峰值.，且总体上从太古宙至今，陆壳增生的速率不断减小。研究显示，新太古代、老元古代、新元古代－显生宙的陆壳增生率分别为 3 km^3 / a、1.5 km^3 / a 和 1.1km^3 / a.。

钕模式年龄的大小和变化范围反映了不同大陆地壳增长的历史。Allegre 等（ 1984）根据不同时代沉积岩钕模式年龄的变化，对比冈瓦纳大陆和北大西洋陆块，即相当于劳亚大陆的北美和欧洲的大陆增长历史，发现冈瓦纳大陆增长时间较长，从 4Ga 到显生宙，且速率均匀；而北大西洋陆块增长时间较短，主要在 3.8～2.5Ga。中国的二阶段钕模式年龄分布的统计分布也表明华夏古陆具有相对较长时间的增长，3.2～1.2Ga；而华北古陆具有较短的大陆增长时间，仅 3.7～2.5Ga。扬子陆块的则更年轻，主要在 2.0～1.2Ga 之间。然而，对于板块而言大陆并非总是增生的。板块不是刚性体，其边界是有变化的。Gordon（1998）讨论这个问题。

5.1.3　陆壳的物质来源的讨论——盒子模式

陆壳是从地幔中分异出来的。但地幔在多大程度上参与陆壳的形成是个重要问题。20 世纪 60 年代开始用盒子模式（Box model）对此进行讨论。在 60～70 年代，盒子模式的主要研究对象是锶、铅同位素。由于它们在后期地质事件中较易发生变化，现在更多地考虑 Nd、Os、Hf 以及稀有气体的同位素，从而发展成为多参数的综合研究手段。

盒子模式的基本思想是把地球分为不同的地球化学储库（resevoir），每个储库作为一个盒子。与大陆形成有关的盒子主要有陆壳、地幔（上地幔和下地幔），其中有一部分地幔由于陆壳的析出而亏损。亏损地幔的质量分数可用下式表达：

$$X_d = X_c \frac{C_c(R_d - R_c)}{C_p(R_d - R_p)} - X_c \qquad (3.36)$$

式中角标 d，C，P 分别代表亏损地幔、陆壳和未经亏损的原始地幔，R 为同位素比值（如 $^{143}Nd / ^{144}Nd$）或元素含量比值，C 为该元素的含量

目前具代表性的盒子模式如图 3.81 所示，其中 1a 和 1b 为 O'Nions 等（1979）用数值法对若干元素的研究结果，模式中假设现今的陆壳厚度为 50km。研究表明，上半部地幔的亏损可以产生目前大洋中脊玄武岩（MORB）所具有的地球化学特点，该模型较为简单。Jacobsen 和 Wasserburg（1979）的模式与 la 和 1b 不同，它考虑的是陆壳不断地以两种方式从地幔析出：其一是上地幔亏损程度不变，体积逐渐增加（2a），其二是亏损地幔体积不变，但亏损程度随时间渐增（2b）。通过分析，Jacobsen 和 Wasserburg（1979）认为模式 2a 可能更符合实际，在这种情况下，亏损地幔约占整个地幔的 33 %，即大约以 670km 不连续面为界，其上为经历陆壳分异的亏损地幔。但是，DePaolo（1980）用长寿命的钕、锶同位素的研究却支持 2b 模型。

图 3.81　壳－幔地球化学演化的盒子模型（Dickin，1997）

在上述考虑的前提中，认为下地幔未受任何变化，但上、下地幔之间不可能没有化学交换；而亏损地幔体积是否保持不变也需证实。因此，Allegre 等（1983a；b）、Jacobsen（1988）、Allegre 和

Lewin（1989）提出包括地壳、上地幔和下地幔的三盒子模式，并用更多的同位素体系和不同的对流状态讨论这个问题。McCulloch 和 Bennett（1994）根据地球上陆壳岩石在 3.6Ga，2.7Ga 和 1.8Ga 时间上的集中分布及较高的ε_{Nd} 值，提出了亏损地幔渐进增长、体积逐渐增大的演化模式，用 Sr、Nd、Os、Hf 等同位素和有关的微量元素比对该模型进行限定。

尽管不同研究者得出的结果有所差异，但上述研究的总体显示，陆壳主要是通过消耗地幔上层形成亏损地幔而产生的，下地幔也参与陆壳形成的变化。一些洋岛玄武岩、大陆溢流玄武岩可能就是以地幔羽的形式来源于未亏损或亏损程度较弱的下地幔。

5.2 大陆地壳的增生机制和壳幔相互作用

大陆地壳的增生是壳幔相互作用中最引人注目的课题。现代世界大陆主体有 70%以上的面积由太古宙及其改造的岩区所组成。在近 3Ga 历史中，历经剥蚀却始终保持的大陆。从重力均衡考虑，陆壳必须获得新的浮力来抵消地表剥蚀，必须有新的花岗岩类物质补充。

5.2.1 大陆地壳的增生方式

大陆地壳的增生方式紧密联系着全球的构造演化。从板块构造出发，主要有两种方式：其一发生在聚合型板块边界，洋壳的俯冲产生岛弧或安第斯型的岩浆作用，使陆壳增生；同时，洋底高原和洋内岛弧拼贴在大陆边缘。这种方式习惯称之为陆壳的水平增生。主动大陆边缘的岩浆作用，即陆壳增生的安山岩模式是显生宙水平增生的最主要机制。陆壳增生的第二种方式发生在大陆板内，主要是由地幔羽、拉张和底侵引起的大范围岩浆活动。由于这种增生是以地幔物质垂向进入陆壳为主，因而也被称之为陆壳的垂直增生。

在地质历史中，陆壳增生的主要方式可能是变化的。在太古宙或后太古宙的某些时间段内，板内增生或许是陆壳增生的主要方式；但在太古宙以后，聚合型主动大陆边缘的岩浆作用与块体拼贴将是陆壳生长的重要机制。即使在特定的时刻，陆壳的演化也是极为复杂的。如在造山带，早期陆壳以水平增生为主，而晚期则是垂向增生占主导地位。

5.2.1.1 安山岩模式

陆壳增生的安山岩模式（Andesite model）主要是指洋壳在俯冲过程中，由于温度、压力条件的变化发生脱水以至熔融，或者这些富水的流体进入上部仰冲板块的地幔楔，使其熔融。俯冲洋壳和其上的地幔楔是主动大陆边缘岩浆岩的主要源区。实验岩石学和地球化学研究对其过程已有较为全面的了解。

这种主动大陆边缘产生的岩浆岩与陆壳的平均成分之间仍有差别。洋内岛弧的平均成分是玄武质而非安山质；在大陆弧环境中，尽管安山岩较多，但这明显是先存陆壳混染的影响，初始岩浆仍是玄武质的，与洋内岛弧的情况一致。即使是岛弧安山岩，它与陆壳相比，仍具有较低的 Cr、Ni 含量及 Sr／Nd、Th／U 值和较高的含镁指数。因此，如果这是陆壳增生的主要机制的话，这种岩浆岩在形成后肯定还要发生一系列的变化，使某些组分再循环返回地幔，才能呈现目前所见的陆壳的基本组成。

安山岩模式是以显生宙的地质作用为主要依据。在地球形成的早期，是否存在类似于现代的板块构造体制是目前正在讨论的问题。在太古宙地区，占优势的岩石是英云闪长岩－奥长花岗岩－花岗闪长岩（TTG）。它与安第斯型的大型岩基成分有明显差别。TTG 杂岩的地球化学特点要求它的源区在熔融过程中必须有石榴子石作为残留相存在，或者岩浆在结晶过程中有石榴子石的分离。

5.2.1.2 海洋高原增生模式

Schubert 和 Sandwell（1989）提出海洋高原增生模式，即洋壳为热点物质侵入所加厚时，其中的一部分能提供地壳增生物质。Nur 和 Ben-Avraham（1982）讨论海底由火山活动形成大范围异常厚而浅的地壳所复盖时，称之为“海底高原”。例如西太平洋联系着早白垩纪超地幔羽的 Ontong-Java 高原。Kroner（1985）等注意到海底高原作为地壳原岩的一个组成，虽然他们未确定其在陆壳增生中的份额。Coffin 和 Eldholm（1993；1994）评估联系着海底高原的地球物理证据，提出“大岩浆岩省”（LIP）。Abouchami 和 Boher（1990）等介绍西非 2.1Ga 的 Birimian 地块，一个原始陆壳的非

常大碎块上的野外和地球化学证据，认为它是增生海洋高原的残留，并经历造山作用分异。Richards 等（1991）等提供的进一步证据表明，海洋高原能作为大陆原岩。Galer 和 Goldstein（1991）提出非板块增生模式中，太古宙海底高原模式是一个基本内容。

Albarede（1998）讨论陆壳的增生机制，讨论形成陆壳、幕式和地壳增长动力学。他提出海底高原模式内地壳从基性岩浆形成，而不必来自中性岩浆，例如安山岩。另外，地壳增长是幕式的，而消减带产生岩浆是连续过程。他强调海底高原模式的优越性，认为快速侵入于海底的地幔羽玄武岩的堆叠产生海洋高原，基于地幔羽和高原的压力，在高原内部形成长英质岩浆地壳物质，在地壳物质达到浮力阈值后，这高原再增生到大陆上。随后可能为薄而热的年青岩石圈板块的重力不稳定所消减侵蚀。然而，海底高原模式尚缺乏构造和钙碱性岩浆作用的清晰过程。

5.2.1.3　松弛板块负荷

松弛（loose）板块负荷是板块处于一种特殊的地球热力学状态。当板块相对于深的地幔羽参考系统基本不移动时，正如现今热点所形成的系统，热点岩浆的长期积累将产生一个达到浮力阈值的厚地壳。例如，南极板块移动的绝对速度非常小，在最后 40Ma 期间 Kerguelen／Broken Ridge 地幔羽产生厚达 20km 以上的高原，这可能提供地壳物质。在玄武岩俘体中发现有形成深度大于 1GPa 辉长岩质的花岗岩样品，强烈支持玄武岩的积累能形成加厚地壳和最后形成浮力大陆。实际上当板块相对于板块运动机制松弛时，板块的绝对速度是小的。例如，欧洲、非洲和南极都属于松弛板块。其中南极板块除了南 Snadwich 海沟外，被洋中脊镶边，因此移动很小。虽然松弛（loose）板块负荷模式由于它的简单而保持吸引力；但是对于松弛板块形成陆壳的数量，松弛时间间隔，及其地球物理机制仍必须继续研究。

5.2.1.4　岩浆底侵作用

底侵作用（underplating），也常译为底辟作用，板内垫托等。底侵作用的概念在 20 世纪 70 年代就已出现， 80 年代以后对其内涵予以限定，即岩浆底侵作用是指幔源岩浆垫托在下陆壳底部的地壳增生过程，不包括某些学者（Klemperer，1989）倡导的构造底侵作用（Tectonic underplating）。近年的下陆壳剖面、反射地震和同位素示踪为底侵作用的存在提供可靠的证据：① 意大利 Ivrea 带研究表明，下陆壳底部有后期底侵作用。② 下陆壳俘体研究发现，其化学成分具有双峰式的特点：其富硅端元（SiO_2＝62～67％）为古老的大陆地壳物质，而基性端元（SiO_2＝47～52％）则相当于玄武岩浆结晶产物。同位素研究显示，这种基性物质是陆壳形成后由地幔添加到下陆壳的。③ 折射地震显示，大陆下陆壳具有纵波速度的双峰式分布特征。其低速部分为 6.7～6.8km／s，较高速部分为 7.0～7.2km／s，甚至与地幔构成波速上的渐变关系。结合反射地震结果推断，较高速物质为后期层状基性侵入体。

目前不清楚底侵作用使陆壳增厚的规模。在稳定的克拉通或地台区，底侵作用相对规模较小；而在拉张性活动带，规模应较大。 Downes 等（1990）估计底侵作用可使陆壳增厚 6km，Rudnick（1990b）对澳大利亚昆士兰地区研究表明，底侵作用可使陆壳增厚 8km，相当于整个陆壳厚度的 20％。Klemperer（1989）提出如果在显生宙陆壳的四分之一地区下部下陆壳发生底侵作用，则可产生 1km^3／a 增生速率。看来，目前确定的陆壳生长量太低，同时对整个陆壳的年龄估计偏高。同位素定年结果显示，底侵作用主要发生在显生宙期间，相对而言，稳定克拉通区底侵作用相对较弱（Durrheim 和 Mooney，1991；1994）。但这不能构成年代越新、底侵作用越强的推论，因为下述的拆沉作用可能已将早期底侵的物质拆沉返回地幔。

岩浆底侵作用的主要缺点是它不能产生原始花岗质地壳，至少在太古宙。

5.2.1.5　拆沉作用

拆沉作用（delamination）是造成下地壳及陆壳整体成分演化和壳－幔物质交换的重要机制。拆沉作用是高密度的岩石圈地幔或大陆下地壳与上部拆离，并沉入下伏软流圈或地幔的作用。重力不稳定性是拆沉作用的驱动力。被拆沉的下地壳物质无论是榴辉岩或底侵作用产物还是部分熔融产生的残余体，它们在成分上都是偏基性的。因此，拆沉作用将导致下地壳和地壳整体成分向长英质方

向演化，这是拆沉作用对大陆地壳演化最重要的作用。早期原始地壳主要是玄武质的，但现今大陆地壳总体成分却是中性的。拆沉作用被认为是造成这一现象的主要机制。

当榴辉岩或镁铁质麻粒岩构成的下地壳拆沉后，不仅造成陆壳总体成分向长英质方向演化，而且亦向负 Eu 异常和 Sr／Nd 降低方向演化。Eu 异常（Eu／Eu*）是示踪地壳演化和壳一幔交换作用的重要探针，可以作为判断下地壳拆沉作用的依据。幔源岩石通常无 Eu 异常；由地幔形成的新地壳也没有 Eu 异常。花岗岩浆活动引起的壳内分异作用，使上地壳和由上地壳风化、剥蚀而成的碎屑沉积岩具明显负 Eu 异常，而残余的下地壳具正 Eu 异常。底侵作用产生的下地壳亦具明显的正 Eu 异常，一般认为，产于玄武质火山岩中的镁铁质麻粒岩为底侵作用的产物，全球镁铁质麻粒岩俘体的平均 Eu／Eu*为 1.18；而大陆上地壳 Eu／Eu^*为 0.65～0.75。Gao 等（1998b）根据前人已发表的大别－苏鲁榴辉岩稀土元素含量获得的平均 Eu／Eu^*为 1.17，结合其它证据暗示该造山带下地壳曾发生过拆沉作用。

Meissner 和 Mooney（1998）综述拆沉构造的基本特征，强调下地壳弱化的重要作用。他们提出在大陆受到挤压和拉张作用时，会出现拆沉、逸出（escape）和地壳上升三个板块内的作用。拆沉构造的驱动力是在某些地区下地壳和上地幔相对于热的，运动着的软流圈的负浮力。当存在负浮力时，又在密度较大的上地幔与较轻的上、中地壳之间出现适当的去耦带的情况下，拆沉作用开始。他们基于地热和岩石圈组分模式计算得到的岩石圈粘度－深度曲线，估算出有三个潜在的去耦带：① 长英质上地壳底部；② 下地壳内部；③ 低于莫霍面数十公里。一般确认拆沉构造存在的依据是在拉张地壳之下缺失高速（＞6.8km／s）下地壳，这时去耦处于下地壳顶部。此外，地壳低粘度带是横向地壳流的通道，使之出现地壳逸出，形成广阔高原上升，例如喜马拉雅造山带。地壳上升主要联系着成熟（完全或近于完全）的拆沉作用和厚的低粘度下地壳。成熟的拆沉作用指形成地壳上升和岩石圈沉入软流圈。拆沉、逸出和地壳上升三种作用均出现于板块内，并与下地壳弱化有关。

无论是底侵作用还是拆沉作用，它都将地球深部的热量带至陆壳底部。拆沉作用情况下，软流圈将直接与陆壳接触，陆壳势必发生一系列的变质与岩浆作用过程。因此，底侵作用、壳内分异和拆沉作用可同时发生，大陆不断生长分异、趋于成熟而克拉通化，这可能是大陆内部陆壳演化的重要方式。

5.2.2 壳－幔相互作用

壳幔相互作用联系着地幔和地壳的化学结构，是地球动力学研究的前沿。壳幔相互作用包括地壳和地幔岩浆作用、交代作用和构造作用，涉及壳幔之间的物质交换、热交换和应力再分配。目前基本是研究地壳和地幔物质再循环，探讨地壳和地幔成分和演化。其中主要是洋壳形成和消减、陆壳增生和碰撞造山作用，特别是玄武岩和花岗岩形成前后的壳幔相互作用。地幔对流可能是壳幔相互作用的主要推动力。通过研究壳－幔物质交换机制和质量迁移量有助于回答下列基本问题（Rudnick，1995）：地幔如何通过部分熔融作用形成地壳？地壳物质如何再循环返回地幔？地壳形成和演化机制在地质历史上是否发生过明显变化？

在地球历史中地幔的部分熔融是造成地幔分异的重要过程。它形成洋壳和陆壳，使壳－幔产生物质上的双向交换。洋壳可以再循环返回地幔，平均年龄为 100Ma；陆壳平均年龄 2000Ma，约为地球年龄的一半。同时，大陆与大洋的壳幔相互作用也存在着实质性差异。大陆壳－幔边界可能是半开放的。

5.2.2.1 大洋的壳幔相互作用中陆壳物质的返回地幔

近年来的研究将大洋玄武岩分为不同的地球化学类型，主要有 DMM、HIMU、EM1 和 EM2 型等。其中某些洋岛玄武岩的特点是富集不相容元素，地球化学研究表明，这些组分可能与陆壳物质的再循环有关。

传统的板块构造理论认为，洋壳和岩石圈的产生，以及洋壳俯冲和岩石圈物质返回地幔构成了一个大规模的地球化学活动，这也是地球上的主要分异过程。洋壳形成时与海水及其衍生的热液流体发生反应，改变其化学成分，使之富集不相容元素。在洋壳俯冲进入地幔时，不仅带入伴生沉积

物，也把陆壳带入地幔，随后去挥发分反应使流体运移到其上的岩石圈和软流圈中，在地幔楔中生成岩浆和出现物质运移。洋岛玄武岩（OIB）的化学不均一性很可能反映该再循环过程。EM2 型 OIB 较低的 Nb／U 值可能反映其岩浆源区有陆壳物质的加入，这与该型具有较高的 Rb／Sr 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值相吻合。复合的 MORB－OIB 储库产生比平均陆壳年轻的同位素模式年龄，指示由地幔对流和海底扩张引发的连续再混合和再分异。对洋中脊玄武岩地幔和上部陆壳的 Th-U-Pb 同位素演化研究表明，铀经过热液蚀变洋壳俯冲回到上地幔。

Ben Othman 等（1989）对现代海相沉积物（包括锰结核、生物成因软泥、深海和半深海粘土）的研究发现，沉积物的 Sr、Nd 同位素比和 Sr／Nd 值可以是俯冲沉积物与亏损地幔（或俯冲的洋壳）的混合。岛弧火山岩源区俯冲沉积物的存在导致其 Cs／Rb 和 Pb／Ce 值常高于大洋玄武岩。

对与俯冲的洋壳相伴的变质岩的地球化学研究表明，许多富集在岛弧岩浆中的元素（例如，Cs、Rb、B、As、Sb、Pb、W 和 U）在岩浆岩和沉积物质中递进亏损。说明它们遵循一个递进的俯冲地热梯度。此外，铅同位素比可以指示岛弧熔岩中沉积物的存在。沉积物不仅 Pb 丰度显著高于地幔，且其 $^{238}U/^{204}Pb$ 值较低，导致相对较低的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值。导致含沉积物的岛弧火山岩要比大洋玄武岩具有较陡的 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 相关线斜率。

McLennan（1988）认为，陆壳物质俯冲再循环主要在三个级序的时间尺度上进行：其一是短时间内（＜10Ma）的与岛弧有关的岩浆形成过程中的陆壳物质再循环，其次是与洋岛玄武岩或大陆溢流玄武岩相关的陆壳物质再循环（＜2.5Ga），第三是陆壳物质进入地幔以后，便与地幔发生混合，从而参与地幔内部的地球化学演化。

5.2.2.2　大陆壳幔相互作用的特征

近年人们越来越多地发现来源于地幔的大陆板内岩浆岩中陆壳组分的存在，南非地幔来源金伯利岩的金刚石中发现十字石包体是陆壳物质循环进入地幔的有力地质证据。Pilot 等（1998）对中大西洋钻孔中辉长岩内锆石用 U／Pb 法和离子探针得到 330 和 1600Ma 年龄，认为在大西洋张开时，地壳物质或拆沉大陆岩石圈沉入小的环流胞，之后运移到洋中脊。一些侵入的镁铁－超镁铁质岩石尽管具有幔源岩石的主要元素特征，但微量元素和同位素组成却与大陆岩石一致。我国大别地区广泛分布的所谓造山后镁铁－超镁铁质岩石的研究也显示，地幔岩浆源区的强烈富集，是老陆壳俯冲混染的结果。

更重要的是，大陆板块内存在着岩浆底侵作用和拆沉作用。这是大陆岩石圈的特色。过去人们认为陆源洋壳沉积物俯冲作用是大陆地壳再循环的唯一机制。初看起来，拆沉作用造成的地壳再循环量难以与沉积物俯冲作用相比较，因为目前全球俯冲带长度达 44000km，而下地壳拆沉作用被认为目前主要发生在安第斯山脉、青藏高原和阿尔卑斯山脉。然而每次拆沉事件涉及的物质量却是很大的。例如，全球每百万年如果在 25000km^2 区域范围内有 20km 下地壳被拆沉，则造成的地壳再循环量与按现今全球沉积物俯冲量（0.7km^3／a）计算出的相同时间内地壳再循环量相当。拆沉过程在地质历史某一时期，如超大陆聚合期，可能比现今更重要。人们已在某些地幔俘体中发现下地壳，而不是俯冲沉积物的元素和同位素特征，例如显示出低的ε_{Nd} 和低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值。某些洋岛玄武岩呈现出类似特征，此外还具有高的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 和低的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值。这些都是构成下地壳古老亏损麻粒岩的特征。因此，下地壳的拆沉作用应是与俯冲作用同等重要的地壳再循环过程。

5.3　大陆地壳的形成和演化

陆壳形成时间研究主要涉及全球陆壳的总体形成时代、早期陆壳形成的时间和性质，以及陆壳的生长是连续的还是幕式的等重大问题。

陆壳的形成时间是指物质从地幔分离出来的时间。初期主要采用 K-Ar、Rb-Sr 和 U-Pb 法定年，但前两种同位素体系的封闭温度较低，抗后期干扰能力较差，常低估陆壳的形成时间。常用的是 Sm-Nd 法和锆石 U-Pb 法。两者都能对地壳演化提供有用的约束。而 Re-Os，Lu-Hf 等方法效果虽较好，但数据较少。

关于陆壳形成问题一直缺乏统一的认识。多数学者认为现今陆壳形成于地球演化的早期。近年

研究发现，新元古代和显生宙也是陆壳形成的重要时期；同时，地幔物质的垂向增生也是陆壳生长的重要机制，显示陆壳形成与演化的复杂性。

5.3.1 冥古宙的大陆

冥古宙（Hadean）指 4.56～4.0Ga 期间，是以黄泉之国冥王（Hades）命名。与月球和其它类地行星相反，地球中至今未发现冥古宙岩石记录，未发现月球上广布的玄武岩。月球在 4.6～4.4Ga 月壳与月幔分离，大量陨石撞击诱发玄武岩喷发一直延续到 3Ga 前。月壳岩石组成以富含斜长石辉长岩和斜长岩为主，而相当于地球花岗岩的部分仅占 1～2%。在 4.6～4.4Ga 间月球熔融深度达到约 1000km，形成岩浆海。随后冷却形成约 60km 富含斜长石的月壳岩石圈；但未形成海洋。预测地球当时也应形成岩石圈，然而，是否形成海洋尚不清楚。

地球不同于月球，可能在冷却时就未形成斜长岩。月球岩浆海及其火山活动在极低氧逸度和水压条件下进行。地球则不同，紧接冥古宙的太古宙火山活动，岩浆是在相当高的氧逸度和高水压条件下形成。在无水的岩浆海中斜长岩上浮，而有少量水的岩浆海中斜长岩下沉。可能地球上岩浆海固结时，地壳以科马提岩－玄武质岩为主，经分异局部形成花岗质原始地壳。

西澳 Yilgarm 克拉通北部变石英岩中的碎屑锆石离子探针分析得出结晶年龄是 4276±6Ma，是最早地壳的证据，并说明 3.8Ga 前或更早地球表面已出现海洋。这些地壳可能被以后的陨石轰击所破坏。在该地 Wilde 等（2001）选出的锆石离子探针分析给出 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 4404±8Ma；$\delta^{18}O$ 值为 5.0～7.4，与花岗质岩石熔体生长出石英$\delta^{18}O$ 值的 8.5～9.5 值一致。在加拿大 Slave 省 3.96Ga 英云闪长岩片麻岩，美国 Montana 的 Wyoming 省变沉积岩找到 3.96Ga 碎屑锆石，以及西格陵兰和欧洲 Baltic 地盾 Labrador 的 3.8Ga 到 3.9Ga 的英云闪长岩片麻岩的发现，表明大陆地壳碎片的存在。Amelin（1999）在原来测得 4.28Ga 的 Jack 山变砾岩（Compston 和 Pidgeon，1986）中选出以 U-Pb 法达 4.14Ga 的 37 颗锆石测定铪同位素，其中九个具有亏损地幔特征，大多数样品得出近于陨石的组成，证明它是由原始地幔分异而来。另外，半数以上样品明显由较老地壳重熔形成，指出地壳保存和随后再加工是从最早期的重要过程。

5.3.2 太古宙的陆－海－大气演化

出露和埋藏太古宙地壳估计占现代大陆面积的 7%以上。地球化学和同位素模拟提出现代大陆中的约 40%体积形成于 3.8Ga 前，约 50%形成于 2.5Ga。

太古宙地块主要存在于：北美苏必利尔（Superior）克拉通、Slave 克拉通和美国 Wyoming 克拉通、西格陵兰 Gobthab、非洲 Kaapvaal 克拉通东部，包括 Barberton 绿岩带、和津巴布韦（Zimbabwe）克拉通，以前称 Rhodesian 克拉通、西澳 Pilbara 克拉通和 Yigam 克拉通、欧洲东波罗地海地盾、俄罗斯（Aldan、Anabar 地盾）、南极 Enderby、巴西东部、圭亚那、印度 Dharwar 和我国华北克拉通等地。其中，非洲南部 Kaapvaal 和 Zimbabwe 克拉通，由 TTG 片麻岩和花岗绿岩区组成的早于 3 Ga 前的基底，及其上覆的不变质弱变形始于 3 Ga 的沉积建造，三者构成典型的克拉通陆壳。

太古宙岩石的特征是具有相似岩石组合和结构，如果不考虑沉积盖层，基本是两类岩石组合：占优势的以 TTG 为主的高级变质岩和以绿岩带为特征的中、低级变质岩。前者是灰色条带状片麻岩，大多达角闪岩到麻粒岩相。其前身多为富钠质花岗岩类的英云闪长岩（tonalite）－奥长花岗岩（trondhjemite）－花岗闪长岩（granodiorite）组合（TTG）。例如，西格陵兰、加拿大 Labrador、美国 Wyoming、芬兰、西澳、印度南部、南非 Swaziland。锆石年龄表明至少绿岩带的一部分比片麻岩年轻（Kroner 和 Layer，1992）。太古宙麻粒岩形成于较宽的温度（750～890℃）和压力（0.6～1.2GPa）范围内，有些具有近等温降压 *p-T-t* 轨迹（南印度、苏格兰、Aldan 地盾和非洲南部 Limpopo 带），另一些为近等压降温的轨迹（西格陵兰和南极）。降压片麻岩形成于碰撞加厚的地壳中，伴随着钙碱性英云闪长岩的加入，等温过程是地壳在中等或微弱拉张期间由构造剥离引起的地壳快速减薄作用所形成（1～2mm／a）。等压降温麻粒岩形成于碰撞后较快速伸展减薄（5～10mm／a）的加厚地壳中。

绿岩带主要分布于片麻岩穹窿或花岗质岩体之间，多与上述片麻岩构造接触，主要由不同比例

的基性火山岩、凝灰岩，和包括硬砂岩、页岩、碳酸盐岩、燧石、石英岩和条带状铁建造的变沉积岩所组成。火山岩常是双峰式系列，由富镁基性岩到超基性岩，诸如，科马提岩和科马提质玄武岩和少数长英质岩石，一般是安山岩到流纹岩组成。科马提岩反映上地幔大程度部分熔融移出，和当时地幔比现代高 200～400℃。大多数绿岩带火山岩亏损稀土、Nb、Ta 和 Ti，这是源于消减带火山岩的特征，类似现代不成熟到成熟岛弧。绿岩带一般遭受低级变质，较高级变质也有出现。大多数绿岩带有强烈水平缩短和逆冲。绿岩带与相邻片麻岩之间的关系常因构造运动干扰而变得模糊。绿岩带的原始沉积环境很复杂，包括洋壳、海底高原、洋中脊、弧前盆地、边缘盆地、岛弧、活动大陆边缘、大陆台地和大陆裂谷。某些地区的绿岩带为更晚的层状和岩基状 TTG 组分的富钾花岗岩和伟晶岩所侵入。太古宙绿岩带多具顺时针的 *p-T-t* 轨迹。重要的绿岩带有南非 Barberton 地区 Swaziland 超群、津巴布韦 Sebakwian 群、加拿大 Abitibi 带和 Yellowknife 带、印度 Dharwar 超群、澳大利 Pilbara 和 Yigam、俄罗斯科拉半岛和乌克兰东部、美国 Wyoming、以及中国华北绿岩带等。典型地区是北美 Superior，变质程度低于绿片岩相。

关于花岗片麻岩区和花岗绿岩区孰老孰新曾经引起很大的争论。最典型的叠加多期变形的绿岩带，例如，南非 Barberton 带、津巴布韦 Belinwe 带年龄都在 3.2～3.3Ga 以上，与相邻花岗片麻岩区年龄相近。然而，考虑西澳绿岩带、北美 Superior 的 Abitibi 绿岩带都以近千公里长度切穿花岗片麻岩基底的事实，且年龄都在 2.7～2.8Ga 之间，可以认为主要绿岩带是不整合于花岗片麻岩基底之上。但也发现两者之间常为水平拼贴。南非 Swaziland 超群绿岩带，原来认为不整合沉积于老片麻岩之上，Sm-Nd 测年发现前者年龄为 3530±50Ma，比后者更老。

20 世纪 60 年代以来，形成高级变质岩中的构造－岩性单元研究方法，把韧性剪切置换流劈理构造作为认识的主要线索，用构造－岩浆热事件进行事件序列的划分。这样，从过去比较简单的构造形式，即由褶皱叠加的穹窿和盆地相间的构造形式，认识到存在复杂的构造形式，包括：近水平的逆冲推覆、褶皱和同构造花岗岩侵入作用、深部岩浆底侵作用导致的巨型片麻岩穹窿、韧性变形带组成的巨型线性构造带、和不同地块拼贴而成的线性直立构造带。世界古陆块内多以线性构造为主，不呈环状陆核增生特征。据此认为陆壳形成方式主要不是陆核增生，均匀扩大，而是非均匀增生，断块拼贴而成。

通过地质研究，结合年龄测定，说明至少在 3.0～3.5Ga 前已形成典型的克拉通陆壳。虽然早于 3.5Ga 地壳仅占据太古宙克拉通的少量面积，Nd 同位素结果表明，在 3.5Ga 时大陆岩石圈已有相当大的厚度。最早的 3.96Ga 幔源岩石证实，当时地幔中的 Nd 已有明显亏损，可能是大体积地壳形成的结果。

另外，早期太古宙岩石的负 Eu 异常也支持上述观点。幔源成因原始（primitive）熔体形成的岩石通常显示一个对陨石标准化后的平滑 REE 图式，而来自地壳内熔融产生的中性到酸性岩石则出现典型的负 Eu 异常。这是由于相当数量的 Eu 被保存在源区残留物中的斜长石内。Taylor 和 McLennan（1985）曾根据来自绿岩带的沉积岩不具有负 Eu 异常，认为太古宙地壳岩浆分异较少。然而，Reimer 等（1985）在早太古宙碎屑变沉积岩和 3.5Ga 以前花岗质岩石中发现明显负 Eu 异常，意味着它们来自分异地壳。由于地壳再熔融大多是在厚地壳中进行，可以认为当时地壳至少在局部可能与目前地壳的厚度相近。另外，有关地壳形成、同位素平衡、相对高度和热产生的模式同样预测最早期大陆地壳厚度接近目前约 30 km 的平均值。

厚地壳的存在为广泛的早太古宙高级变质岩组合所证实。从这些岩石记录得到下地壳条件和温压数据建议温度梯度为 10～14℃／km，类似于现在克拉通陆壳。如果早太古宙地幔温度比目前高 200～400℃，这样低的温度梯度仅可能由于作为隔热层的地壳更厚，热传输是由传导进行，而不是以对流方式进行。厚达 150～200km 岩石圈根的存在也为早太古宙金刚石在此深度结晶的温压计所支持，并且暗示上覆大陆物质在水平方向至少有数百公里。

晚太古宙地球中的总热值约为现在的 3～5 倍。这可能导致太古宙地幔有较高的温度，随之也导致熔融深度和体积的增大和较厚的陆壳岩石圈（150～200 km）、较厚的洋壳（20～50 km），以及 2～

3 倍于现在的海底扩张速度。太古宙岩石圈在化学成分上高度亏损，并且上浮俯冲作用比现在更为普遍。与现代相比，板块在具有较高的热流和较低粘度的软流圈将有助于海洋板块运移和快速俯冲。但是，Kroner 和 Layer（1992）给出在 3.5Ga 到 2.4Ga 板块运动正常最小平均速度仅约 17 mm / a，说明太古宙板块运动速度不快于以后的地质时代。

由于从地幔中形成地壳导致 Sm 和 Nd 分异，使地壳富集 Nd，具有较低的 Sm / Nd 值；而地幔亏损，具有高的 Sm / Nd 值，随时间进展ε_{Nd}正值增大。Bowring 和 Housh（1995）研究发现，加拿大 Acasta 地区 4.0Ga 片麻岩和花岗岩的ε_{Nd}值范围达＋3.5～－4；3.6Ga 时ε_{Nd}值范围达＋3.6～－7。在这些岩石的源区存在着强烈的化学不均一性。在ε_{Nd}值对年龄图上，月海玄武岩的ε_{Nd}值演化线几乎把地球太古宙岩石的ε_{Nd}点全部包容在内。利用微量元素也可以判别地壳形成问题。例如，石陨石分析得出在陆壳未形成时地幔中的 Nb / U 值为 30，而现代地幔 Nb / U 值为 47，陆壳 Nb / U 值为 10。Sylvester 等（1997）给出西澳 2.7Ga 玄武岩 Nb / U 值为 47，说明该时陆壳已经形成。

各大陆的形成时代不尽相同。北美、西澳大利亚、南非以及北大西洋周边的克拉通研究程度较高，认为是长期演化形成。主体形成于元古宙，甚至发生在新太古宙和老元古宙晚期。澳大利亚最老陆壳可能在 4200Ma 前就已出现；各类岩石的钕同位素模式年龄有四个峰值：3600、2600、2200 和 1800Ma，其中以 2200Ma 峰值最为明显。据此，McCulloch（1987）认为老元古宙是该区陆壳形成的最重要时期。推测现今澳大利亚陆壳的 1 / 3 以上是在老元古宙形成的，当时陆壳增长率约为 $10km^3$ / a，大致相当于现今陆壳增长率的 10 倍。Arndt 和 Goldstein（1987）认为上述 2200Ma 年龄可能是混合年龄，真实的陆壳可能形成于新太古宙和老元古宙晚期。北美克拉通也显示类似的特点，加拿大地盾的主体陆壳在太古宙形成，在中、新元古宙有陆壳增生。其他大陆的研究结果也都表明，太古宙（2800～2500Ma）和老元古宙晚期（2000～1800Ma）是陆壳增生的最重要时期。目前虽对总体陆壳的形成时代尚未达成共识，但有一点是公认的， 即陆壳的增生不是连续的，而具有幕式增生的特点。例如 2400～2000Ma 就是全球陆壳生长的“沉静”期，只在西非和中国华北地块的部分地区有确凿证据表明存在该期的陆壳增生。

太古宙克拉通化的过程主要有两种看法：一是形成于裂谷环境的绿岩带沉积于由底侵而变形的陆壳之上。例如，印度 Dharwar 和 Zimbabwe。另一种看法是水平增生模式，涉及残留洋壳或岛弧物质的绿岩带在消减增生过程中与大陆碎片合并。例如，Superior、Kaapvaal 和 Yilgarn。Dirks 和 Jelsma（1998）认为 Zimbabwe 是两阶段的复杂水平增生。Kusky（1998）认为 Zimbabwe 克拉通中 Tokwe 地块组成于 3.5～2.95Ga 片麻岩和可能是最老绿岩带的复杂构造，周围分别为太古宙不同时期火山岩、浅海台地沉积、绿岩带沉积，后又经历复杂的构造－岩浆作用在约 2.6Ga 克拉通化。

新太古代花岗岩类在澳大利亚西部分布较广。Norseman 花岗岩（2.69～2.66Ga）的ε_{Nd}值虽较高（1.4～－1.5），但含有古（3.2～3.1Ga）锆石。锆石是老基底岩石，例如英云闪长岩经深熔作用形成。Murchison 省花岗岩（2.92～2.63Ga）ε_{Nd}值为 0.2～－4.5。Watkins 等（1991）根据地球化学和同位素资料，认为这些花岗岩类都来自地壳岩石。其中ε_{Nd}值较高的重结晶二长花岗岩（0.2～－0.8）和花岗岩（岩系Ⅰ）（－0.1～－0.9）来源于镁铁质地壳岩石，而ε_{Nd}值（－4.2～－4.5）低的花岗岩（岩系Ⅱ）源于古老硅铝质地壳的部分熔融。Peck 等（2000）测定加拿大 Superior 克拉通（3.0～2.7Ga）和 Grenville 地块（1.3～1.0Ga）的$\delta^{18}O$值，前者值低和范围小（5.7±0.6‰），后者高而变化大（8.2±1.7‰），这反映地壳的演化和成熟。

太古宙是否形成板块及其特征是近年关注的目标。看来，刚性克拉通区在 3Ga 前就已出现，其规模可能具有次洲际尺度。例如，南部非洲的克拉通上覆有不变质弱变形始于 3Ga 龄值的沉积盖层，至今保存完好。太古宙绿岩带大多不整合于早期陆壳花岗片麻岩基底之上，例如, Swaziland 绿岩带，津巴布韦 Belingwe 绿岩带，其年龄都在 3.2～3.3Ga 以上。世界各克拉通区出露的规模巨大的麻粒岩相带，形成于距今 2.5Ga 前后，是碰撞成因，可视为大陆地壳演化重要的划时代标志。古陆区内未变质未变形的古老辉绿岩类岩墙群，年龄达 2.5～2.4Ga，例如，北美 Superior 太古宙地盾区的 Matachewan 岩墙群；而格陵兰 Ameralik 岩墙群年龄可达 3Ga，这证明古陆壳已相当刚性稳定。南

极 Napier 岩体在 2.7～3.0Ga 的造山运动中形成深达 60～70km 地壳。

Wooden 等（1988）对美国怀俄明州 2.8Ga 的安山质岩石测试表明，Nb 初始值弱亏损，高场强度元素 Nb、Ti、Zr 亏损，而富集 Pb。说明有少量地壳物质混入地幔，这只能是板块俯冲结果，表明 2.8Ga 前已有洋壳俯冲作用。当时陆壳可与现今陆壳区板块类比，可以用板块构造理论来认识早期古陆块的运动模式。

最古老沉积岩见于格陵兰西南部 Isua 地区，约 3.8Ga。3.8Ga 沉积岩中的碳同位素表明存在生命活动。这也说明海水中可能有更多的溶解氧。条带状含铁建造最老年龄达 3.7Ga，推断海洋已经形成。克拉通最老的石英岩－泥质岩－碳酸盐组合见于南非 Limpopo 带 3.3Ga 的片麻岩中。Collerson 和 Kamber（1999）对亏损地幔 Th-U-Nb 同位素研究，限定 3.8Ga 时 Nb / Th 值增加涉及含水岩石圈出现。据石英－磷酸盐矿物之间的氧同位素温度计，太古宙海水温度高达 80℃以上。$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 值小，仅为 0.701 以下，溶解氧含量低，CO_2 逸度高。但碳酸盐在沉积岩中所占比例小，这可能与海水中 Ca 活度和 pH 值有关。3.5～2.0Ga 前海洋 SO_4^{2-}的$\delta^{34}S$ 值为 2～10‰，之后上升，在 10～30‰之间变动。

目前对地球太古宙大气状态尚不清楚。当时太阳照射到地球上的能量仅为现在的 70～85%。所以估计 2.0Ga 前地球上的水应处于冰点之下，但地球冰期不老于 2.45Ga。从温室气体简化考虑，4.5Ga 时大气中的 CO_2 浓度是目前的 300 倍。在太古宙和元古宙中 CO_2 浓度不断下降。他们观察到老于 1.5G 海洋沉积序列中随年龄增大非生物碳酸盐胶结物增多，这意味着早期海洋碳酸钙过饱和；这不可能由于缺少碳酸盐骨架生物作用，因为碳酸盐骨架生物首次出现于 535Ma。3.5Ga 的石膏沉积证明当时大气温度在 58℃以上，CO_2 逸度可能降到几个大气压。

太古宙大气中的氧浓度很低，仅有当今的 10～25%。太古宙氧形成于两个机制：CO_2 和 H_2O 的光分解反应和生物作用，估计约为$(1.0～1.4)\times10^{-6}$Pa。在 3.3Ga 前 Aldan 地盾和 3.5Ga 前的 Barberton 绿岩带上存在红色风化层。另外，太古宙晚期枕状熔岩边缘的火山玻璃中含有认为是海底风化形成的针铁矿和赤铁矿。Buick 等（1995）在 3.5Ga 的古不整合面发现古土壤。这是浮现在海洋上的陆地首次报道，并给出 3.5Ga 的地球大气状况。硅酸盐在土壤中的风化为碳酸雨和生物产生的碳酸和有机酸所驱动，其净效应是从大气中移出 CO_2，并形成碳酸钙。由于高水平 CO_2 的温室效应，土壤风化反应对大气温度是一个负反馈机制，可以稳定地质年代上的全球温度。

大气中稀有气体浓度比宇宙元素丰度低得多，仅为 10^{-7}～10^{-11}。说明地球大气发生很大变化：有突然变化和缓慢变化两个模式。最可能的是生物参与机制。Dutkiewicz 等（1998）报道澳大利亚西北部 Pilbara 克拉通和南非 Kaapvaal 克拉通约 3.0 Ga 太古宇砂岩的流体包裹体中保存的石油。

一般认为，陆壳是从地幔逐渐分异形成。最早期陆壳应具有与原始地幔相近的特点。近年研究表明，问题并非如此。Jacobsen 和 Dymek（1988）报道，格陵兰 Isua 的 3.8Ga 的沉积变质岩中有过量的 ^{142}Nd。^{142}Nd 是目前已经灭绝 ^{146}Sm 的衰变产物。^{142}Nd 异常的存在表明其源区应在 4.3 Ga 前已经发生 Nd 的亏损。Bennett 等（1993）通过对西格陵兰南部古老的变闪长岩、英云闪长岩及其中镁铁质俘体的研究发现，这些 3.76～387Ga 的岩石大多具有ε_{Nd}（t）为正值的特点，ε_{Nd}（t）≈4，表明它们来源于一种轻稀土元素（LREE）强烈亏损的地幔源区。这说明在 3.8Ga 以前地球上就已存在强烈亏损的地幔（图 3.82）。然而同一地区 3.7～3.73Ga 的英云闪长岩并不都具有如此高的ε_{Nd}（t）值。另外，西澳大利亚、南非等地 3.45Ga 的科马提岩和世界各地广泛分布的 2.7Ga 的绿岩带岩石也不是这种强烈亏损地幔来源的。看来，这种强烈亏损的地幔只存在于 3.8Ga 以前。

强烈亏损地幔的出现无疑暗示地球在早期有过强烈的陆壳形成。但是为什么在 3.8Ga 以后这种强烈亏损地幔不再出现？是否在 3.8Ga 以后存在有弱亏损地幔或 LREE 富集的大陆地壳物质的混合。然而，Vervoort 等（1996）对上述异常高ε_{Nd}（t）的存在提出质疑。认为是后期变质作用所造成。因此，应加强其它同位素的联合研究给出答案。

图 3.82　地幔钕同位素演化（Bennet 等， 1993）

3.8Ga 以前出现强烈亏损地幔；3.73Ga 至大古宙为过渡性地幔演化，反映可能存在亏损与非亏损或富集储库的混合；太古宙至今地幔表现为线性演化

5.3.3 元古宙陆－海－大气演化

元古宙在地壳增长和构造演化方面有几个重要的特点：① 几次重要的超级大陆形成－裂解旋回，最早的超级大陆可能形成于晚太古代末一老元古代初（2.6～2.4Ga），② 元古宙中期可以称为裂谷时期。在世界各地形成以北美和欧洲地区为代表的裂谷；③ 约 2.0Ga 蛇绿岩的确定，表明与现代板块构造相似的碰撞和增生造山带已经形成，而且近年在显生宙造山带中发现的某些构造，例如伸展剪切带也在元古宙造山带中找到。

5.3.3.1 元古宙超级大陆

根据目前的研究资料，元古宙在以下四个时期可能存在超级大陆。

（1）2.6～2.4Ga 的超级大陆

2.6～2.4Ga 广泛的壳内重熔和高钾花岗岩的形成使全球范围内发生克拉通化，但却无任何造山运动的记录，暗示这个时期可能存在超级大陆。另一方面，全球范围内在 2.4～2.0Ga 期间出现大量的基性岩脉群，类似于显生宙基性岩脉群，指示大陆的早期裂解。晚太古代的“Kenorland”大陆包括 Superior 省和 Wyoming 省，在 2.45Ga 张裂形成盆地，并在 2.15Ga“Kenorland”大陆裂解。

1.9～1.8Ga 花岗岩类在全球分布很广。钕、锶同位素研究表明，它们主要是地壳成因，但不同地区的情况有所差异。例如，加拿大 North Bay 深成岩体为过铝质花岗岩类，是不同比例的老元古代新生地壳和太古宙地壳混合源区部分熔融的产物。瑞典－卡累利阿地区花岗岩类ε_{Nd}值为 3.5～－0.5，T_{DM}为 2.2～1.9Ga，主要是 1.9Ga 前形成的新生地壳再循环产物，太古宙地壳的贡献很小。在巴西 Bahia 地区和中国浙西南地区，太古宙地壳是 1.9～1.8Ga 花岗岩的主要源区。

（2）1.6～1.4Ga 的超级大陆

在 1.5Ga 前后，全球范围内普遍缺失重大地质活动。Gower 等（1990），Windley（1993）推测可能存在一个超级大陆。Hoffman（1989）提出在 1.98～1.65Ga 期间，北美大陆通过一系列碰撞造山和岛弧增生而形成，如 1.9～1.8Ga 的 Yavapai-Central、Plains-Penokean 和 Svecofennian 带岛弧的形成；1.85～1.81Ga 在 Svecofennian 带的逆冲增生楔经原地重熔形成花岗岩；在逆冲增厚地壳深部脱水重熔形成的 1.8Ga 花岗岩和地幔楔重熔形成的煌斑岩；热界面层的对流迁移和地壳减压重熔导致在岩石圈张裂拆沉的最后阶段形成 1.7～1.55Ga 的环斑花岗岩和辉长岩，最终在 1.5Ga 形成一个超级大陆。在波罗的地盾也有此期的造山带。

中元古代超级大陆的形成和裂解与非造山岩浆活动有非常密切的关系。早期的非造山岩浆活动，特别是 1.76～1.55Ga 环斑花岗岩的形成是老元古代晚期造山带演化及地壳增厚的产物，这个阶段的非造山岩浆活动伴随着超级大陆的形成，而超级大陆的裂解则伴随着第二阶段（1.5～1.27Ga）的非造山岩浆活动，包括流纹岩、花岗岩和斜长岩。

（3）Grenville 期造山带（1.3～1.0Ga）和 Rodinia 超级大陆（1.05～0.9Ga）

在 1.3～1.0Ga 全球范围发生大规模的碰撞造山运动，统称为 Grenville 期造山带，总长约 13000km。我国南方称晋宁运动。它以北美的 Grenville 造山带为代表，长约 4000km，也是其中研究程度最高的。Grenville 造山带由具有不同构造一热历史的地体碰撞横向增生形成；前存古大洋通过俯冲而关闭。德克萨斯州中部 Grenville 造山带 Llano Uplift 地区的蛇绿岩（Garrison，1981）为其中的仰冲洋壳碎片。

近年来通过对全球 1.3～1.0Ga 的 Grenville 期造山带的分布、新元古代裂谷系和盆地演化、生物区系和沉积地层以及古地磁研究，有关学者提出存在一个新元古代超级大陆——Rodinia 大陆或古 Pangaea 的设想。比较重要的是 Hoffman（1991）和 Dalziel（1992）提出的模型。Piper（2000）依据古地磁数据进一步讨论其拼合问题，特别是对于非洲、南美、阿拉伯、澳大利亚和东 Antarctica。

加拿大格林维尔省 1.16Ga 晚构造花岗岩类的ε_{Nd}值为 3.4～1.4，I_{sr}值为 0.7011～0.7053。在ε_{Nd}-I_{sr}

图上数据点位于由该区玄武质地壳和古老变质沉积岩（片麻岩，T_{DM}＝1.79Ga）构成的二元混合曲线上。Marcantonio 等（1990）认为，这些晚构造花岗岩源于由新生地壳和古老地壳组成的混合源区。此花岗岩具有高的 $\delta^{18}O$ 值（9.4～15.7‰），表明在花岗岩类形成过程中曾受到大理岩来源富 ^{18}O 流体的强烈影响。

美国得克萨斯州 Liano 地区 1.06Ga 花岗岩类的ε_{Nd}值（5.0～2.6）和 T_{DM} 年龄（1.47～1.27 Ga）与该地区片麻岩（ε_{Nd}值为 3.8～1.3Ga，T_{DM} 年龄为 1.65～1.53Ga）及片岩（ε_{Nd} 为 4.1～0.9Ga，T_{DM} 年龄为 1.65～1.41Ga）的值十分相近。这些花岗岩类可能是由与地表片麻岩与片岩相当的，T_{DM} 约 1.6～1.4Ga 的地壳物质形成的。

（4）泛非造山带（0.75～0.6Ga）和元古宙末超级大陆（约 650～600Ma）

0.9～0.8Ga Rodinia 超级大陆开始裂解，约 0.7Ga 时完全破裂，使东冈瓦纳大陆（包括南极洲、澳大利亚和印度）与劳伦（Laurentia）大陆分离。通过莫桑比克洋关闭和一系列碰撞造山，分离出来的东冈瓦纳大陆与西冈瓦纳大陆（南美、非洲和中东等陆块）拼合，形成统一的大冈瓦纳（Greater Gondwana）大陆。东、西冈瓦纳大陆拼合的造山带被称为泛非造山带（Pan-African Orogens），包括 Arabian-Nubian 地盾区岛弧增生带、Mozambique 造山带、Trans-Saharan 造山带和 Damara 造山带等。泛非造山带的各个造山带的时代也确有差异，时间跨越较大（0.9～0.55Ga），但主要集中在 0.75～0.6Ga。随后，在古生代冈瓦纳与劳伦大陆连成一体形成 Pangea 超级大陆。

据 Harris 等（1984）研究，北非和东北非地区花岗岩类（0.9～0.6Ga）ε_{Nd} 值（7.5～－9.9）和 I_{sr} 值（0.7026～0.7072）变化较大，其中在地壳增生较明显的阿拉伯半岛区域内，花岗岩类具有高的 ε_{Nd} 值（7.5～2.3），低的 I_{sr} 值（0.7026～0.7031）和相似于泛非事件的钕模式年龄（1.18～0.94Ga），因而它们是由新生地壳形成的，倾向于代表地壳形成事件。非洲东南部 Namaqua-Natal 带偏碱性花岗岩类（1.09～0.89Ga）的ε_{Nd}值为 3.3～－1.6，T_{DM} 年龄群集中于 1.4Ga 左右，它们也主要由新生地壳形成。但在有古老地壳分布的肯尼亚西北部和苏丹中部地区，花岗岩类具有低的ε_{Nd}值（－6.4～－10.3）、较高的 I_{Sr} 值（0.7068～0.7072）和古老的 T_{DM} 年龄（2.26～1.82Ga），反映它们是先存古老地壳再循环的产物。

Rogers（1996）提出 3.0Ga 以来大陆的分合历史（图 3.83）。

图 3.83　　主要板块变化史（Rogers，1996）

Ur：3.0Ga 时的统一大陆；Baltica：Scandinavia，Spitsbergen，俄罗斯和乌克兰；

Laurentia：北美，格陵兰和 Scotland

5.3.3.2　　元古宙蛇绿岩

在全球范围内发现元古宙各个时期的蛇绿岩：

（1）老元古代蛇绿岩，包括加拿大 Cape Smith 构造带中的 1.998Ga 的 Purtuniq 蛇绿岩、Svecofennian 造山带中的 1.96Ga 的 Jormua 蛇绿岩、美国 Penokean 构造带 Niagara 缝合带中 1.85Ga 的蛇绿岩和亚里桑纳 Yavapai 构造带中 1.73Ga 的 Payson 蛇绿岩。

（2）中元古代蛇绿岩，包括德克萨斯州中部 Grenville 造山带中 Llano Uplift 地区 1.2Ga 的蛇绿岩。

（3）新元古代蛇绿岩，绝大多数出露在泛非造山带中阿拉伯－努比亚低度变质的岛弧增生带（887～650Ma）和莫桑比克高级变质造山带（786～585Ma）。在扬子块体南缘的赣东北－皖南和桂北龙胜地区也出露新元古代早期（约 1.0Ga）的蛇绿岩。

5.3.3.3　　元古宙地壳演化

从太古宙到元古宙地球演化经历了一个地球历史上最重要转折，占目前大陆地壳 70～80％的物质在太古宙形成，和太古宙地壳的演化是以快速增长为特征，而元古宙以来，地壳则以再循环－缓慢增生的方式演化。这个转折表现在：① 沉积岩，特别是页岩和碳酸盐岩化学和同位素组成的突变

（图 3.84），反映陆壳从较为基性的成分向花岗质成分演化。后太古宙沉积岩富 Si、K，贫 Na、Ca、Mg，而 Cr、Ni 含量显著降低。$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值显著增高，从太古宙的典型地幔值变化到元古宙的富放射成因 Sr（图 3.84b）。这是随着地球冷却地幔热流呈指数衰减、大陆增长和更多富放射成因 Sr 的陆源物质向大洋输送的结果。后太古宙泥质沉积岩来源于风化的分异型花岗岩，具有较高的 LREE／HREE 值和高的ΣHREE 含量，而太古宙绿岩带的泥质沉积岩由于主要来源于未分异型花岗岩和岛弧基性－酸性火山岩，它们的 LREE／HREE（类似还有 Th／Sc、La／Sc）值和ΣHREE（Th、U）含量明显较低（图 3.84d～f）。此外，太古宙沉积岩一般没有 Eu 负异常，而后太古宙沉积岩则普遍有 Eu 负异常（图 3.84c）；② 沉积岩的 Sm－Nd 同位素组成表明（图 3.85），太古宙沉积岩主要来自同时期的岩浆岩源区，例如洋底、大洋岛弧和海山等。因此，其沉积地层时代和钕模式年龄相差很小。在约 2.5±0.3Ga 已形成近似于现代规模的沉积岩物质。相比而言，后太古宙沉积岩的再循环物质比率高达约 90％；③ 沉积物旋回频率增多；④ 裂谷和克拉通数量增多；⑤ 科马提岩减少。

图 3.84　沉积岩化学元素和同位素组成随时间的演化（Veizer，1988）

a 沉积岩和基底的 K_2O/Na_2O 值随时间的演化；b 沉积岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值随时间的演化；c 沉积岩的 Eu 异常随时间的演化；d 沉积岩的 La／Yb 值随时间的演化；e 沉积岩的ΣLREE／ΣREE 值随时间的演化；f 沉积岩的ΣREE 随时间的演化

Stein 和 Hofmann（1994）提出，地壳增长呈幂式特征。 Condie（1998）认为，存在 2.7、1.9 和 1.2Ga 时大陆地壳和超大陆的幂式增长（表 3.21），这也反映在地壳中锆石 U-Pb 年龄的分布上。他们都把幂式地壳增长归因于超地幔羽事件。

表 3.21　超事件循环中的事件时间（Condie，1998）

	超大陆和初期地壳形成	地盾和地幔上升	超大陆破裂	循环持续时间
新太古宙	3.0～2.5Ga（500Ma）	2.6～2.2Ga（400Ma）	2.2～2.0Ga（200Ma）	
老元古宙	2.15～1.65Ga（500Ma）	1.75～1.5Ga（250Ma）	1.5～1.3Ga（200Ma）	850±50Ma
Rodinia	1.32～1.0Ga（320Ma）	1.1～0.7Ga（400Ma）	700～530Ma（170Ma）	790±30Ma
Gondwana	650～550Ma（100Ma）	600～160Ma（440Ma）	160～0Ma（160+Ma）	650+Ma
Pangea	450～250Ma（200Ma）	350～160Ma（190Ma）	160～0Ma（160+Ma）	450+Ma

元古宙初期发生全球规模的富钾花岗岩浆活动。它在许多岛弧、微大陆碰撞组成克拉通的运动末期形成，可称之为碰撞期后花岗岩。在元古宙末期形成冈瓦纳大陆的泛非运动和形成联合大陆的海西运动也有出现，是形成超大陆的特征岩石。在大陆分裂初期也有显现，是该时期的特征，反映地幔上升底侵作用，呈现壳源的酸性、碱性岩和幔源基性岩的双峰式特征。

图 3.85　各个时代沉积岩的Δ演化趋势（Veizer 和 Jansen，1985）

Δ＝钕模式年龄－沉积年龄

a　不同再循环比例下计算出的Δ与沉积年龄的理论曲线；b　各个时代沉积岩钕同位素的实测资料

在 2.2～1.9Ga 之间地球海洋和大气中的游离氧浓度有一个重大变化。沉积物化学和铁、铀沉积循环反映沉积环境从缺氧转变为氧化条件。例如，铁建造和红土的历史分布。氧化事件可能由大气中氧的增加，或是由于在 2.3Ga 到 2.0Ga 之间有机物沉积大量增加所引发。Sumner 和 Grotzinger（1996）提出太古宙钙质碳酸盐沉积，即纤维状方解石和再生纤维状文石在海底的厚层沉积，是由于海水中缺少 Fe^{2+}作为方解石和文石生长的强抑制剂，使海水中碳酸钙严重过饱和所致。一般认为，氧化事件导致约 1.8Ga 条带状铁矿建造的最后一次大量沉积。Karhu 和 Holland（1996）研究碳酸盐沉积物，发现在 2.22Ga 到 2.06Ga 之间有一个非常大的$\delta^{13}C$ 正偏移。偏移可能联系着异常高的氧产

生速度。估计偏移时总过量氧为目前大气氧 12～22 倍。Rye 和 Holland（1998）提出 2.2～2.0Ga 大气 P_{O2} 从约 0.0001 突然上升到≥0.03。Collerson 和 Kamber（1999）对亏损地幔 Th-U-Nb 同位素研究表明，近于 2.0Ga 全球大气和水圈氧化。Canfield（1998）认为大洋的缺氧底部水可能持续到条带状铁矿建造沉积之后；是硫化物，而不是氧对深海水中的铁移出负责。硫同位素支持这一假说，它表明约 2.3Ga 海洋硫酸盐浓度开始增加，这导致硫酸盐还原产生硫化物的速度增加，约 1.8Ga 硫化物形成达到足够把海洋中的铁沉积。约 2.3Ga 时海洋 SO_4^{2-} 浓度达 90×10^{-6}。Grotzinger 和 Kasting（1993）注意到在 1.5G 以前一般蒸发层序中无硫酸钙沉积；在 2.2Ga 之前硫酸钙缺乏可能联系着缺氧状态。

Kuo 等（1993）根据 2200～2700Ma 古土壤中缺乏菱铁矿，认为当时大气游离氧低于目前大气的 1／10。Holland 和 Beukes（1990）基于古土壤研究，提出 2200±300 Ma 大气游离氧开始增加。

Krupp（1991）通过对加纳的条带状铁建造、含黄铁矿、铀、金的石英砾岩、和含金砾岩的化学平衡研究，给出约 2.35Ga 时大气自由氧 $P_{O2}<<10^{-5}$Pa，$P_{CO2}\leqq10^{5}$Pa，海洋 $P_{H2S}10^{-2.5}$～10^{-4}Pa，和 P_{H2} 为 10^{-4}～10^{-25} Pa。高 CO_2 分压形成 pH≧3.9 的酸雨，并为 pH＝6.5～7 的海水所缓冲。在 2.35～2.1Ga 出现从黄铁矿转变含铁氧化物，这说明光合成氧开始超过氧消耗速度。Canfield 和 Teske（1996）研究非光合成硫化物氧化细菌的演化，提出在 1.05～0.64Ga 硫同位素有一个大的偏移，可能是大气氧浓度上升到大于目前水平 5～18％所造成。

最老的冰期在 2.45Ga。这与该时期 CO_2 浓度突然下降有关。地球最大的冰期在元古宙末期，0.9～0.6Ga 时前冰川漫延到赤道。大气转变到富氧，CO_2 浓度降到最低。出现著名的埃迪卡拉动物群。

Lecuyer 等（1996）测定加拿大老元古界 Chukotal 群中水热交代层中的基性－超基性岩样品，全岩δD 值－53～－40‰，符合现代变火山岩和显生宙蛇绿岩。通过水岩交换模式计算得出老元古宙海水的δD 值 0±20‰。这意味着老元古宙海水δD 值与现代相近。

5.3.4 显生宙陆－海－大气演化

5.3.4.1 古生代

新元古界晚期 Rodinia 超大陆分裂。首先，750～725Ma 时东冈瓦纳（Gondwana），包括澳大利亚、南极、印度等分出，古太平洋开启。在 750～600Ma 期间 Baltica（包括 Scandinavia，Spitsbergen，俄罗斯和乌克兰）和 Laurentia（包括北美、格陵兰和 Scotland）两个大陆曾有一段共同的漂移史。它们顺时针旋转，向南极漂移时经历 Varanger 冰期。在此期间 Siberia 和西 Gondwana（包括西非和南美）逐渐与 Baltica 和 Laurentia 大陆分离。

Baltica 和 Laurentia 初始裂谷化的标志是 650 Ma 挪威西南幔源的 Egersund 拉斑玄武岩岩墙。约 600 Ma 时 Baltica 和 Laurentia 两个大陆分裂，通过反对称裂谷化和相对 180°旋转形成 Iapetus 海。这时它们都处于南极附近。随后，Laurentia、Baltica、Siberia 和西 Gondwana 开始加速，达 20cm／a。Laurentia 大陆趋向赤道，并在古生代一直停留在低纬度。Baltica 大陆除了晚 Vendian 期短暂处于低纬度之外，多位于南半球中至高纬度，直到早奥陶纪靠近冈瓦纳大陆。

东 Gondwana 大陆自 1300 Ma 形成以来变化不大，750 Ma 以后从北半球向南漂移。在 680～480Ma 期间西 Gondwana 部分陆续并入，形成 Gondwana 大陆。约 550 Ma Gondwana 大陆南缘已达南极，之后长期滞留。

奥陶纪 Baltica 大陆旋转和北移，在晚奥陶纪 Caradoc 期靠近 Laurentia 大陆。随后，在志留纪，约 425Ma Baltica 和 Laurentia 通过早加里东碰撞造山带形成欧美大陆（Euramerica），即 Laurasia 大陆（Torsvik 等，1996）。约 300Ma 石炭纪末二叠纪初 Laurasia 与 Gondwana 沿北美东缘和非洲东北缘碰撞，形成海西－南阿帕拉契亚造山带，产生 Pangea 泛大陆。

古生代的大洋有古大西洋，古太平洋和特提斯海。古太平洋一直延续至今。古大西洋在志留纪萎缩，到泥盆纪闭合，形成加里东－阿帕拉契亚造山带。特提斯海处于 Laurasia 与 Gondwana 古陆之间，沿赤道横跨经度 300°。古生代大洋的环流比现代大洋简单得多。在南、北半球分别有巨大而单一的环流。在低纬度由信风的驱动，赤道环流流经赤道全长的 85％。泛大洋西缘较暖，东缘较冷，

赤道与两极之间南北向的温度梯度反而不及东西向的梯度，经向环流较为微弱。晚石炭纪开始，全球进入海退阶段，二叠纪晚期下降到显生宙最低点，以后又逐渐上升。海相沉积的分布范围大体上从早二叠世的 40％下降到二叠纪末的 10％，到三叠纪早期又恢复到 35％。如果以现在的基准线推测，二叠纪末的海退，使海平面至少降低 200m。与此同时，海洋化学环境变化极大。从二叠纪早期到末期 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值由较高降到显生宙最低，铈异常值和硫同位素则由显生宙低谷上升为显生宙高峰。$\delta^{13}C$ 自茅口统不断降低，二叠纪末达到最低点。另外，二叠纪和三叠纪聚集约占总量 1／3 的蒸发岩。Algeo 和 Seslavinsky（1995）综述古生代以来大陆海底和海平面的变化。

Graham 等（1995）讨论晚古生代大气化学和生物组成，提出大气中氧减少联系着 CO_2 增加。与目前大气中的 21％相比，晚古生代氧浓度最高达 35％，之后降到 15％。Mora 等（1996）通过晚古生代土壤中的碳酸盐和有机质中$\delta^{13}C$ 研究表明，在石炭－二叠纪大气 CO_2 最低点相应于冰期。

非洲撒哈拉地区奥陶纪有冰碛物呈现，当时该区位于南极附近。之后，冈瓦纳古陆的不同板块处于南极地区都有冰川活动记录。晚石炭纪开始，冈瓦纳古陆的冰川活动不断增强，早二叠世达到冰盖覆盖整个冈瓦纳古陆，到早二叠世气候快速回暖。至晚二叠纪又变得异常干燥，反映地球历史上一次从冰室效应到温室效应的转化。冰盖范围最大时约与更新世冰期相当，冰川活动延续近 70Ma，其边缘延伸至南纬 40°。另一方面，指示干燥气候的红层和蒸发岩在二叠纪中、晚期广泛形成。三叠纪膏盐沉积更为广泛。

古生代的古生物界有两件重要事件。一是寒武纪初的生物大爆发。二是古生代末的生物集群绝灭与复苏。根据显生宙约 4000 科 8000 属海生运动物统计分析表明，二叠纪末的集群灭绝是显生宙灭绝率最高的事件。但是，集群灭绝时间和原因均无定论。杨遵仪等（1991）认为 90％的种属在长兴期末约 5000a 内消亡，有的学者认为在茅口期至长兴期末的 8Ma 内逐步消亡。有人认为，实际过程至少包括两幕：与茅口期末浅海暴露相应的前乐平统事件，以及与残留陆棚海被淹没对应的后乐平统事件，灭绝高峰落在乐平世末。灭绝原因说法极多。其中最引人注目的是海洋缺氧事件。在二叠纪－三叠纪界线附近地层中碳、氧、硫同位素急剧减少，表明大海退使陆棚大面积暴露，沉积物中有机质被氧化，$\delta^{13}C$ 降低，大气中 CO_2 增加，气温升高，海水中含氧量减少。其后，三叠纪的生物复苏造就出与古生代迥然有别的中、新生代海洋动物体系，而对其形成和发展至今鲜为人知。

5.3.4.2　中生代至第三纪

中生代以来，Pangea 大陆逐步裂解使全球海陆环境和气候经历深刻的变化。这是人类了解最多的海陆演化的格架。

Pangea 大陆经历二叠纪和三叠纪的短暂稳定之后，从 Gondwana 大陆北部分出的 Cimmerian 古陆与 Laurasia 大陆碰撞，使古特提斯海在晚三叠世至中侏罗世期间封闭，阿尔卑斯造山带活动揭幕。随后，作为古特提斯消减带的弧后盆地的新特提斯于中侏罗纪首先于西地中海张开，中、晚白垩纪东地中海形成。之后，随着非洲板块和阿拉伯板块运动，新特提斯海北侧上升造山，海面不断南移，至渐新世时西地中海洋壳均已消亡，特提斯板块的残留仅见于东地中海、里海和黑海局部地区。

侏罗纪北美板块东缘开裂形成狭窄而闭塞的浅海，有蒸发岩沉积。这是北大西洋的雏型。晚侏罗世北大西洋与特提斯洋、太平洋之间的水道逐渐形成；白垩纪的北大西洋洋盆，东通特提斯洋，西南连太平洋，从而使横贯特提斯海道，自东向西环绕全球的赤道环流得以形成。并出现广泛分布的特提斯型海洋生物群。

约 180Ma 是一个重要的构造活动时间，南美板块初始裂开，形成南大西洋；但海底扩张较晚，约始于早白垩世。白垩纪南大西洋北端仍然封闭，南面敞开，海水从南面侵进。北面海盆纬度较低，早白垩世晚阿普第期蒸发岩厚逾 2000m；南面海盆未能形成蒸发岩，却在缺氧环境下沉积黑色页岩。与之相应，北大西洋在白垩纪中期也广泛出现黑色沉积物。

随着大西洋展宽和加深，110～90Ma 前南、北大西洋之间开始连通，但仅为表层水的交流。此时的大西洋，已成为南北向延伸的洋盆，它的东、西两侧分别与特提斯洋、太平洋相连。可能由于南、北大西洋的连通结束其停滞缺氧状态，北大西洋黑色页岩渐被杂色粘土和红粘土所更替。直到

70～80Ma 前南、北大西洋之间开始出现深水交流。晚白垩世以来大西洋宽已达数千公里，洋底深度超过 5km。洋底沉积间断相当常见，较为畅通的环流使之具有较高的生物生产率。中生代末，大西洋北端依然闭锁着。总之，中生代以来，大西洋从一狭窄的纬向海洋逐渐发展成宽广的经向大洋。至新生代进一步成为唯一贯通南北极的大洋。

晚三叠世至早侏罗世，西冈瓦纳（包括南美洲和非洲）与东冈瓦纳（包括南极洲、澳大利亚和印度等）破裂，并沿平行于目前非洲东岸的转换断层发生错动。白垩纪初印度裂离，印度洋出现。这一事件可能与南大西洋的打开同时发生。印度洋的早期扩张沿大致平行于印度东缘的洋中脊。随着印度向西北方向漂移，早白垩世在印度和澳大利亚－南极洲之间形成狭窄的洋盆，中有细粒陆源沉积物，处于缺氧环境。约 9Ma 前印度洋的洋中脊轴调整为近东西向，印度转而向北漂移。随着印度北移，南面的印度洋扩张展宽，北面的特提斯洋沿亚洲南缘逐渐收缩关闭。早期的印度洋水深较浅，位于 CCD 之上，碳酸盐沉积分布甚广。在印度洋形成过程中，一些陆块离开南极洲向北漂移。这使原先宽广的特提斯洋逐渐关闭，赤道环流被分隔受阻；另外使孤立的南极洲及环绕南极洲的南大洋得以形成，为环南极洋流的最终形成奠定了基础。

始新世初（53Ma 前）澳大利亚与南极洲分裂，向北漂移，其间又形成印度洋中脊东南支。在 80～45Ma 印度板块与亚洲板块自西而东逐步碰撞，发展形成巍峨的喜马拉雅山。

太平洋是由古大洋演化而来。太平洋最老的侏罗纪和白垩纪洋底在西北部。根据海底磁异常的展布，太平洋有四个古板块：太平洋板块、库拉板块、法拉隆板块和菲尼克斯板块。中生代以来，库拉板块向北俯冲于日本、千岛、阿留申海沟之下，形成日本等等岛弧；法拉隆板块俯冲到北美板块之下，在 180～80Ma 形成科迪勒拉造山带；菲尼克斯板块逐渐消减于南美洲西缘之下，形成安第斯造山带。与这三个板块的消减同时，原处于南半球的太平洋板块的不断增大，向北推移。

太平洋是世界第一大洋，其环流格局未发生重大变化。晚中生代太平洋的表层环流特点可能与现今类似。当时北半球有两大环流：反气旋亚热带环流和气旋亚极地环流。在南半球也有这两大环流。中生代晚期，赤道太平洋和大西洋经中美海道相通，又由于澳大利亚尚处南方，向西的赤道环流可从太平洋进入印度洋北部（Kennett，1982）。随着大西洋的扩张，北美大陆向亚洲推进，至晚白垩世，北冰洋与太平洋之间的交流受阻中止。自此以后，太平洋寒冷的底层水主要来自南部。晚白垩世至古新世（80～60Ma 前），洛德豪隆起与澳大利亚分裂，塔斯曼海张开。此后，西太平洋一系列边缘海相继扩张形成。

一般认为，白垩纪具有温暖而均一的气候。西北太平洋从热带深海岩芯中浮游有孔虫给出表层水温在 27～32℃±2.5℃之间，与现代相似或更热。结合珊瑚和箭石等方面的研究，白垩纪气温估计最冷值，赤道表层海水温度类似于今日；两极表层海水的年平均温度接近 0℃；最暖值状况时，赤道表层海水比现代暖 3～5℃，约达 32℃；两极海水温度约为 15℃；在这两种情况下，全球平均表层水温分别比现代高 6℃和 14℃。Herman 和 Spicer（1996）通过古植物研究，给出北极温度高于 0℃。关于白垩纪温暖气候的原因，假说众多。主要从下列因素考虑：太阳辐射量、大气圈的成分和地幔羽造成等。但尚无定论。在三叠－白垩纪界限上大气 CO_2 分压可能增加三倍。这或是由于陨石撞击，或是来自增强的火山活动。Andrews 等（1995）对晚白垩纪印度古土壤的碳同位素测定，当时大气中 CO_2 体积为 1300×10^{-6}，这相对于早白垩纪低得多。

白垩纪期间地史上最大的海侵。当时海平面可能比现代高 350m，足以淹没现代陆地面积的 35％。白垩纪高纬与低纬海区之间，以及海洋表层与深层之间温度梯度较小，大洋环流较弱甚至停滞，导致中白垩纪陆坡和一些半封闭海盆中的大洋缺氧事件（oceanic anoxic events，简称 OAE）。

白垩纪的全球大气和大洋环流转变成截然不同的晚第三纪环境，两者形成鲜明对比。白垩纪期间温度高、缺乏冰盖，温度梯度小；大洋环流较弱，无寒冷底层水，可能有暖咸底层水，表层洋流以纬向为主，即流经特提斯洋的赤道环流，海水缺氧。晚第三纪温度低，有冰盖，温度梯度大，大洋环流较强，出现寒冷底层水，表层洋流以经向为主，纬向的特提斯洋关闭，而贯通北冰洋和南大洋的大西洋展宽，海水高氧。早第三纪为其间的过渡阶段，介于二者之间。

古新世的大洋环流特点类似于白垩纪。特提斯海道有沿赤道自东向西的全球性环流。但随着非洲，印度的北移，特提斯海道逐渐缩窄，至始新世印度以北水道进一步受阻，主流转移向印度以西。大西洋与印度洋之间，除可经过特提斯洋相通外，在非洲以南也有洋间环流。古新世－始新世北大西洋与北冰洋之间已有小量表层水流通，较暖海水也可经拉布拉多海道进入北冰洋，至于太平洋北端，晚白垩纪形成北冰洋－太平洋之间的隔离状态一直延续下来。

古新世期间，南极洲还与澳大利亚相连，处于极地，但无冰盖。当时即使冰川已经出现，也是局限于沿岸高地，难以到达海面。早始新世（约 53Ma 前），澳大利亚开始脱离南极洲向北漂移，其间的新生海洋逐渐展宽，环南洋的南大洋逐渐形成。

早第三纪的古新世和始新世大体上保持着中生代暖热大洋的特征，极地与赤道之间的温度梯度较小。但其间有暖期和冷期的交替。例如，古新世中期（61～58Ma）变冷事件、古新世末增温事件（LPTM）、始新世早－中期（53～49Ma 前）的新生代的最暖时期、和始新世末期（38Ma 前）急剧变冷。始新世末期水底栖有孔虫的氧同位素表明，底层水温骤降 4～5℃。

在 38Ma 时南印度洋和太平洋之间的塔斯马尼亚海道第一次出现表层水交流。随之，冷水从东、西南极之间的狭窄水道穿过。注入罗斯海的冷水触发了冰冻作用，形成海冰。盐度较高的冷水下沉，又形成了寒冷的底层水。这使南极洲周围海面发生大规模冰冻，出现由冰筏载来沉积物（IRD）。同时，寒冷的高盐度海水下沉，占据了大洋深层，南极底层水开始形成。温盐环流开始出现。富氧的寒冷底层水和垂直环流的形成，改变除了中生代期间典型的底层水停滞、富 CO_2 的状态，各大洋 CCD 均随之急剧降低。另外，渐新世早期（35 Ma 前）法罗海盆扩张，导致强大的北冰洋和北大西洋深层水经挪威－格陵兰海长驱南下，纵贯整个大西洋，然后上升，加入环南极洋流中，引发大量蒸发，为南极冰盖的形成提供必须的水气，导致大规模冰盖的生成。

始新统与渐新统界面附近发现铱异常，沉积物中微玻璃陨石分布甚广。表明有一次天体撞击事件。渐新世期间，随着澳大利亚继续向北漂移，晚渐新世早期南塔斯曼隆起与南极洲分离，以及渐新世末（23～24 Ma 前）南美洲与南极洲之间的德雷克海峡深层流通道的打通，南大洋最终连通，环南极洋流形成。随着环南洋流的形成，寒冷的南极－亚南极水团与温暖的亚热带水团相互分隔，南极大陆与热源相对隔绝，极地与赤道之间的温度梯度增大，也使渐新世气候进一步变冷。氧同位素资料表明，渐新世期间南极已有冰川出现，但未形成冰盖。花粉谱指示尚有低分异度的灌木和树林，一直到中新世期间才消失。早渐新世亚南极表层水温下降至 7℃左右，与现今亚南极表层水温类似。

早中新世晚期（约 18Ma 前），欧亚板块、非洲板块和阿拉伯板块碰撞使东特提斯海道关闭，导致 30°N 附近特提斯海成为蒸发盐盆地，它提供的热盐水注入北大西洋。随着澳大利亚进一步向北漂移，澳大利亚与印度尼西亚之间的特提斯海道收缩，赤道太平洋与赤道印度洋之间的深水交流中止，赤道环流趋于消失。

全球大洋环境逐渐过渡成为晚第三纪－现代型式。南大洋呈现三种沉积物更迭，最南是冰筏碎屑沉积物；向北是硅质沉积物；更北为碳酸盐沉积物。这三列沉积物一直延续至今，但其宽度和分布范围时有变化。

中新世期间，海陆的分布已与现代十分相似。中新世期间，环南极洋流稳固确立，赤道环流趋于消亡。这使高、低纬之间的温度梯度显著增大，表层水温度差可达 15℃左右，热带海洋表层水与底层水的温差也增大至 15℃左右。温度梯度增大导致大洋环流强化。至晚第三纪，世界大洋中开始出现自热带至极地的浮游生物纬度分带，生物分异度在热带与极地之间差异显著，与水团有关的生物地理分省已大体形成，确立现代海洋中水团分布的基本格局。

中新世中、晚期气候显著变冷。中新世中期（14Ma 前），东南极大陆冰盖形成。这是全球气候发展中的又一划时代事件。浮游和底栖有孔虫 $\delta^{18}O$ 值的骤增标明这一事件。至晚中新世，南极底层水温度已接近冰点。东南极冰盖扩展至东南极大陆海岸，其规模已与目前相近，并一直延续至今。中新世末推测南极冰盖有所扩展，形成西南极冰盖，并扩延至南美洲南部。这可能联系着中新世末

海退。海退造成日本海与太平洋隔绝，转变为淡水湖；地中海与大西洋隔绝，沉积厚达 2～3km 蒸发岩。但是，Krijgsman 等（1999）反对这个解释。另外，深海钻探资料表明，中新世末期与上新世初期地层中底栖有孔虫的 $\delta^{18}O$ 值显示出高频率的波动，其幅度在 0.5‰左右。推断可能已有冰期一间冰期旋回出现。

中新世末期和始新世末期事件是新生代期间两个重大的环境剧变事件，同时又都属于海退和某些动物群绝灭时期。前者属于“构造型海平面退落”；后者属于“冰川型海平面退落”。对此，Morner（1984）提出”海退－干旱－植被变化－动物群绝灭的模式。

上新世早、中期气候转暖。上新世晚期气候又转冷，重大事件有：北半球冰盖形成、古地磁中松山期与高斯期的分界、以及冰期－间冰期气候旋回出现，为为古环境剧变时期（表 3.22）。

表 3．22　　北大西洋在距今年 0.80～2.4Ma 前后的古海洋学变化（同济大学海洋地质系，1989）

时期	0.80～2.4Ma 以前	0.80～2.4Ma 以来
北大西洋深层水温度	6℃（？）	2℃（？），南北温差 2℃
底层水温变化幅度	小	1～3℃
北大西洋深层水环流	弱	？大为加强（在间冰期）
$\delta^{13}C$	较低	较高（＋0.6‰　）
含 O_2 量	－	＋
北欧冰川	3.2 Ma 前甚小	显著加强（2.35、1.95 Ma 前）
北海浮冰	无	冰期时有
冰期、间冰期海面升降幅度	约 30m（唯墨西拿期可能达 70m）	＞100m
最高海平面	可达＋50m	接近于现代（？＋6m）

北半球冰盖可能主要形成于 2.4～2.5Ma 前，约比南极冰盖晚 10Ma。之前，约 7Ma 前格陵兰冰盖形成。北极冰盖形成可能与中美洲水道的最终关闭有关。随着巴拿马地峡的形成（3.1～3.5Ma 前）把大西洋与太平洋隔开；加勒比海一带暖水向西的通路被切断；只能折转向北，致使北去的墨西哥湾流显著增强，温暖的湾流给高纬度区带来大量降水，从而促进了北半球冰盖的发育（Kennett，1982）。还有些学者认为北半球冰盖的形成与晚新生代强烈的造山运动有关。北半球冰盖（主要指北美：斯堪的纳维亚冰盖）形成意味着大冰期的开始，典型的冰期－间冰期气候旋回出现、这是新生代气候演变中的划时代事件。

Emiliani 根据底栖有孔虫中 $\delta^{18}O$ 含量的增加，首先提出白垩纪以后气候总体变冷的趋势。新生代变冷基本特点是：① 在温度下降的总趋势上叠加几次急剧的气候波动。氧同位素资料表明，始新世中期、始新世－渐新世 、中中新世一晚上新世是几次重要的急速变冷期。相应地，在渐新世初南极附近出现海冰和寒冷的底层水，在中中新世（14Ma 前）形成南极冰盖，在晚上新世（2.5 Ma 前）出现北半球冰盖。变冷期之间尚有几次变暖时期：② 新生代的变冷主要反映在高纬地区，低纬区变冷并不明显。③ 深层水明显变冷，表层水则不甚显著。

新生代的古海洋变冷过程有三个诱导因素：一是环南极洋流的形成和发展。二是赤道环流的衰减。三是渐新世最早期冷水圈环流（寒冷底层水）的形成与发展。

1981 年经国际地质科学联合会（IUGS）正式通过，意大利南部卡拉布里亚 Vrica 剖面被定为上新统－更新统界线的标准剖面。根据一些微体化石的初次出现和末次出现，并将该剖面整合覆于腐殖质 e 层（标准层）之上的海相粘土层的底界当作更新统的下界。利用古地磁测年等资料，一些学者得出第四纪下限为 1.64Ma 前（比奥杜威亚时顶面稍晚）。但从气候剧变和北半球冰盖的形成出发，国内外有些学者倾向于将大约 2.4～2.5Ma 前作为第四纪的下限。在 2.5Ma 前，出现急剧的大幅度变冷，从而转入第四纪。

海陆演化反映出一个物理、化学、地质和生物作用相互制约的统一体系的运作。除了太阳辐射之外，板块构造运动有重要的作用。板块构造运动控制洋盆开启、海陆分布、洋盆形态，控制海洋环流和气候变迁的关键。可以说，板块构造为重建古海洋环境提供基本的框架。

5.3.5 陆壳的演化

陆壳的演化给出地球的历史变化，其主要特征是：

（1）冥古宙未发现玄武岩地壳和太古宙初大量花岗质岩石出现的事实，说明地球上存在着玄武岩快速消亡和转化为花岗质物质的机制。地球高 CO_2 和富水形成的酸雨环境是区别其它类地行星的条件，冥古宙高热能是不同于以后各时期的特征。可能海底高原模式和松弛板块负荷模式对形成陆壳有重要的作用，高速风化也有重要意义。

（2）太古宙陆壳的 TTG 岩浆岩的出现，体现从冥古宙应出现的富斜长石的辉长岩和斜长岩，至 TTG 杂岩，到元古宙富钾花岗岩的 Ca-Na-K 的演变，结合太古宙科马提岩的出现，反映地壳温度的不断下降。

（3）占目前大陆地壳 70～80％的物质在太古宙形成。陆壳已经拼贴形成刚性大陆板块，其下地壳由角闪岩和麻粒岩相岩石组成。太古宙以后直到现代陆壳的多种变化，只不过是太古宙陆壳中较大碎片的反复离合增减。

（4）“分久必合，合久必分”成为元古宙以来陆壳多次变化的规律。这是地球深部热力学和动力学运动的结果。充分体现地球科学的规律中偶然性和必然性的共同运作。与生物学一样，具体事件是偶然的，而其基本历史进程是必然的。

（5）显生宙以来的海陆变迁控制着大洋环流和大气演变，说明板块构造对海陆、大气、生物圈的基本约束作用。

（6）地球早期大气应接近类地行星，具有数百倍于目前的 CO_2 浓度，极低的氧逸度。生物作用造成地球独具一格的大气。约 2.2Ga 大气氧含量突增。地球的几次冰期都联系着 CO_2 浓度的降低。

（7）生物对于地球、海陆、地壳的调控、反馈作用具有惊人的意义。生物对化学元素的利用也改变地球的面貌和生物自身。

想象力比知识更重要，因为知识是有限的，而想象力概括着世界上的一切，推动着进步，并且是知识进化的源泉。严格地说，想象力是科学研究中的实在因素。　　－－爱因斯坦

第四章　　地幔和地核

地球圈层划分是地球动力学研究的基础。地球圈层划分依据 Dziewonski 和 Anderson（1981）的模型（PREM）及其改进模型。此模型是一个平均圈层模型。更深入的地球深部结构研究需要使用地震波的三维速度结构。

Dziewonski 等（1977）在类似 PREM 模型的基础上，首次用体波反演地幔三维速度结构，初步揭示地幔速度结构与全球板块构造的关系。目前，人们利用地震体波、面波及自由振荡的观测数据，反演地幔的弹性或非弹性三维速度结构。地幔三维速度模型可以得出地幔和地核各向异性的三维变化、界面的特性和起伏变化，反演或约束地球内部物质组成和地球动力学问题。尽管目前地震波对地球内部成像分辨率尚较低，但已揭示出许多有意义的特征，对研究全球板块构造、地幔对流、热点及地幔羽等地球深部动力学过程有重大意义。

地幔三维速度成像表明，横向不均匀性最显著区域是地幔上部 300km 及地幔最下部 200km，分别相应为岩石圈—软流圈体系和地幔基底 D”层（图 4.1）。地幔上部速度异常主要反映板块边界及大陆地幔根，400km 以下速度异常主要反映地幔对流状态。

图 4.1　　地幔的基本特征（Forte 等，1995）

a 剪切波速相对微扰 rms 振幅。虚线表示 SH8／U4L8 模式的 rms 振幅，长虚线和实线分别表示与大陆－大洋函数相关和不相关的（$\delta v_S / v_S$）$_{co}$ 和（$\delta v_S / v_S$）$_{th}$ 模式不均匀性的 rms 振幅，点线表示联系着零平均地盾函数的（$\delta v_S / v_S$）$_{Sh}$ 模式；b 地幔相对粘度的径向剖面，参照粘度η_0未由重力数据所约束；c 在利用粘度剖面的粘度流模式下以非静水压的重力数据倒数确定的密度微扰与地震波速比（$\delta \ln_P / \delta \ln v_S$）。虚线表示全部考虑 SH8／U4L8 模式不均匀性的推测比值，长虚线和实线分别表示（$\delta v_S / v_S$）$_{co}$ 和（$\delta v_S / v_S$）$_{th}$ 模式不均匀性的推测比值，点线表示（$\delta v_S / v_S$）$_{Sh}$ 模式地震波不均匀性推测比值；d 作为深度函数的热 Q_{adv} 的全垂直对流。实线是根据 c 图中的长虚线和实线分别转换为密度不均匀性（$\delta v_S / v_S$）$_{co}$ 和（$\delta v_S / v_S$）$_{th}$ 模式上的不均匀性所得到的预测值，虚线是根据 c 图中的实线作为热来处理 SH8／U4L8 模式的不均匀性时得到的预测值。对流热流是反比于参照粘度η_0。这里利用的$\eta_0 = 10^{21}$Pa·s。垂直线表示在地球表面观察到的总热流。单位为 10^{12}W

第一节　　地幔

地幔是处于莫霍面与古登堡面之间的层圈。分为上地幔、过渡带和下地幔（图 2.8）。地幔的基本特征见图 4.2。大陆和大洋之下的地幔特征显著不同。

图 4.2　　上地幔结构示意图（美国地球深部合作研究委员会，1992）

Dziewonski 和 Woodhouse（1987）用 tss－ts 差分走时和 tscs－ts 差分走时数据进行联合反演，得到新的 SH8／U4L8 地幔三维速度模型的 v_S 扰动图（图 4.3）。图中 100km 深度与板块构造特征相

吻合，海洋中脊为低速异常，东太平洋海岭特别明显，大陆地区 v_S 为高速异常。350km 深度速度异常显示出大洋与大陆的差异，太平洋及印度洋海盆为低速异常，大陆为高速异常。在 600km 深度，西太平洋及南美洲显示高速异常。这些地区均为板块主要的俯冲带，它可能反映了冷且硬的下沉物质在这一带的积累。在 850km 深度，其速度分布特征相对于上地幔有很大变化。位于北美及南美洲的高速异常一直持续到 1400km 深度。1400～1900km 深度主要呈现为环太平洋地区的高速异常，尽管这些异常变化幅度均较小。在 2400～2850km 深度，仍可分为两组异常：高速异常出现在欧亚大陆东部至澳大利亚，以及南美、北美洲西缘；低速异常主要分布于太平洋中南部及非洲西部。Ritsema 等（1998）得出南非之下有一个低剪切速度异常，从核幔边界向上，其波速比 PREM 低 3%。Breger 和 Romanowicz（1998）给出中太平洋下地幔底部有一个－4%的低 S 波速宽带，相应于地幔羽。在此带以东有＋5%的高 S 波速区，显示出强烈的不均匀性。

图 4.3　　地幔三维速度模型 SH8／U4L8 的 vS 速度扰动图（朱介寿，1996）

1　　上地幔

莫霍面是地震波波速上的一个重要的不连续界面。莫霍面之下是上地幔，其顶部的固体部分也称岩石圈地幔。大陆下的 v_P 和 v_S 大约是 6.2km／s 和 3.6 km／s，在莫霍面之上分别达 7.0km／s 和 3.8km／s；到莫霍面附近突增到 8.1km／s 和 4.7km／s。不同地区波速不同。加拿大地盾区岩石圈地幔为 8.1～8.5km／s，大洋盆地为 7.9～8.5km／s。阿尔卑斯山可达 8.15km／s 和 4.8km／s。岩石圈地幔的厚度变化很大，洋中脊和某些裂谷之下，甚至不出现岩石圈地幔。大洋盆地下面厚约 25km，前寒武纪地盾区达 150km，一般大陆则介于两者之间。

洋壳下的上地幔，有蛇绿岩系的构造橄榄岩露头可供研究。虽然，构造橄榄岩是否为上地幔物质，未获学者一致同意。但大多数学者倾向于这一认知。相比之下，至今尚未见有陆壳之下的上地幔露头。所以，我们对大陆上地幔认识，只能基于下列观察和实验：

（1）通过幔源岩浆岩，例如，金伯利岩、钾镁煌斑岩、碱性玄武岩和幔源镁铁质岩等所带上来的地幔岩俘体研究，了解上地幔的岩石类型、化学组成、矿物和结构。地幔岩俘体以橄榄岩类和榴辉岩类为主，以尖晶石相的橄榄岩为常见组分，也有少量的榴辉岩。

（2）地球物理方法，特别是地震法测定结果，以及由此推算出来的 Poisson 比、密度、各向异性等。图 2.9 给出地震波速随深度的变化图，及所显示低速的软流圈。

（3）高温高压实验研究矿物和岩石的相变、熔融和状态方程，以及与幔源俘岩、地球物理数据和太阳系内不同行星、卫星和陨石的对比。

根据上述考虑，从地震波速和地质、实验所提供的物理、化学限制条件出发，上地幔的主要矿物只能是橄榄石、辉石、石榴子石，或者还有角闪石。显然，包括这些矿物组合的岩石只能是橄榄岩和榴辉岩。

由于橄榄岩和榴辉岩的 v_P 均在 8.0～8.5km／s 范围；在金伯利岩和钾镁煌斑岩俘体中均被发现。上地幔中两者究竟以谁为主，在 20 世纪 20 年代和 50 年代曾有两次激烈争论。争论涉及上地幔中 v_P 的各向异性特征、Poisson 比、密度，以及幔源岩浆岩俘体比例等。在争论的基础上，Ringwood（1975）提出，上地幔主要由橄榄岩组成，榴辉岩以局部分凝物广泛产出，所占比例很少。这为更精确的地震法和密度，以及高压实验所证实。

考虑到上地幔顶部难熔橄榄岩是熔出玄武岩的残留物。Ringwood（1975）提出玄武岩岩浆来自原始的地幔岩（Poyrolite），并根据阿尔卑斯超镁铁岩、碱性玄武岩中超镁铁岩俘体、代表部分熔融岩浆产物的科马提岩和大洋拉斑玄武岩，得出地幔岩成分由 57%的橄榄石，17%的斜方辉石；12%的单斜辉石和 14%的石榴子石组成。长期地幔岩被视为由近似的原始的方辉橄榄岩和纯橄岩组成；而软流圈主要由弱或几乎未分异的 Pyrolite 组成。 另一种假设的地幔岩（Piclogite）由 16%橄榄石，

6%斜方辉石，33%单斜辉石，45%的石榴子石组成。这是从过渡带的地震数据推算出来的。并认为这种假设的 plclogite 的生成可能与消减的古洋壳的底侵作用有关。

基于上述考虑提出地幔岩石有闪岩（橄榄石＋角闪石）、斜长石地幔岩（橄榄石＋贫铝辉石＋斜长石）、辉石地幔岩（橄榄石＋铝辉石±尖晶石）和石榴子石地幔岩（橄榄石＋贫铝辉石＋富镁铝石榴子石）。地幔岩的温压范围见图 4.4。图中 Al_2O_3 前的百分数是指在石榴子石地幔岩区内与石榴子石平衡斜方辉石中的 Al_2O_3 含量；点线为含有 0.1%水的地幔岩固相线。

对于地幔中的含水矿物，Meade 和 Jeanloz（1990）提出 Ca（OH）$_2$ 在升压下非晶质化。而 Mg（OH）$_2$，Johnson 和 Walker（1993）测出在 15GPa 脱水。至于 Al（OH）$_3$，Huang 等（1996）发现其低波数区（200～1200cm^{-1}）随升压波数增加，高波数区（3000～3700cm^{-1}）随升压波数减少；约 3GPa 出现相变。Suzuki 等（2000a）在 21GPa 和 1000℃合成出δ-AlOOH 新的含水高压相。蛇纹石在 12GPa 和 600～800℃脱水，形成下述的 A、B、D 和 E 相。绿泥石，特别是其富镁端元也有类似行为。此外，硅镁石族矿物，特别是粒硅镁石和斜硅镁石都含水是消减带和地幔楔中水的宿主。

20 世纪 80 年代中期以来，发现地幔许多名义上无水的矿物，实际上都含有水分或羟基，含量可从百万分之几到千分之几（以 H_2O 的重量百分数表示），构成地幔中最大的水储库。这将明显影响地幔物质的物理性质，诸如流变、熔融和相变等，并有可能是地幔交代流体的源区。一般石榴子石中含 OH 多＜200×10^{-5}，最高＜400×10^{-6}。橄榄石中多数＜100×10^{-6}，斜方辉石中多数＜400×10^{-5}，而单斜辉石中所含 OH 多＞n×100×10^{-6}，最高可达 2700×10^{-6} 以上。天然或合成的镁铝榴石在 1000℃，5.0GPa 最大含水量为 1000×10^{-6}；并正如其它无水矿物一样常随压力升高而增加。对β和γ相橄榄石、辉石、斯石英等都进行了测定。近来，对柯石英中羟基进行研究，令人惊奇地是天然柯石英中未发现羟基。Mosenfelder（2000）发现合成柯石英羟基含量随压力升高而增大。Koch-Muller 等（2001）在高压合成柯石英的傅立叶红外光谱定量分析中得到羟基含量为 190000±30000／mol_{H2O}• cm。

在 MgO-SiO_2-H_2O 体系中发现许多含水矿物相，它们被命名为 A、B、C、D、E、F、G 相和超水 B 相。Ringwood 和 Major（1967）发现 A、B 和 C 相。Horiuchi 等（1979），Finger 等（1991）分别报道 A 和 B 相的结构。Yamamoto and Akimoto（1974 ）发现 D 相，Liu（1987）和 Li 和 Jeanloz（1991）给出 X 光衍射图，Yang 等（1997）报道 20GPa 和 1200℃合成的 D 相，Frost 和 Fei（1998）给出 D 相的相图关系，Kuroda 和 Irifune（1998）报道蛇纹石反应产物中有 D 相，Frost 和 Fei（1998）在 30GPa 和室温合成 D 相。然而，Ohtani 等（2000）认为 D 相与 F 相一样都是 G 相。Kanzaki（1991）发现 E 和 F 相。 Ohtani 等（1997）报道 22GPa 和 1050℃合成的 G 相，含水 14.5±2.0%，属三方对称，由六配位硅的八面体组成的 S 层和 MgO_6 八面体的 M 层组成，类似于斯石英结构。Gasparik（1990）发现高压超水相 B；Pacalo 和 Parise（1992）确定其空间群为 Pnnm；Kanzaki（1993）提出超水相 B 即原来的 C 相。Kudoh 等（1994）报道 Kanzaki（1991）合成超水相 B 的空间群为 P21nm，不同于 Pacalo 和 Parise（1992）给出的空间群。对此，Buruley 和 Navrotsky（1996）认为是二个相。Shieh 等（2000）在高压下原位测定 B、D 和 G 相的 X 光衍射，认为都是地幔的稳定相。与这一体系相近的含水相硬柱石（lawsonite）$CaAl_2Si_2O_7.H_2O$ 在 20GPa 室温下合成（Scott 和 Williams，1999）。Knittle 等（2001）在 21GPa 和室温下测定石膏的红外光谱和喇曼光谱。

上地幔具有较高的粘滞度，使其独立于下伏软流圈中的对流系统之外。大洋岩石圈主要是在洋底扩张过程中形成的，其同位素组成与 MORB 具有亲和性；大洋岩石圈因俯冲作用而不可能存在很长时间（＜0.2Ga），所以，大洋上地幔中不可能形成同位素异常。大陆上地幔的形成时代老，又受到了来自深部或俯冲板块释放的熔体／流体的不断改造，这不仅改变大陆上地幔矿物和成分，而且形成与下伏软流圈截然不同的同位素组成。（郑永飞，1999a）给出大陆岩石圈地幔、软流圈、地壳与消减组分之间的稳定同位素组成关系图（图 4.4）。

图 4.4　大陆岩石圈地幔、软流圈、地壳与消减组分之间的稳定同位素组成关系模式图

（郑永飞，1999a）

假定大洋软流圈平均$\delta^{18}O$=＋5.7‰，δD＝－80‰，$\delta^{34}S$=0‰；对流和不均一的大陆软流圈平均$\delta^{18}O$＜＋5.5‰，δD＝－70‰，$\delta^{34}S$＝0‰，I：聚集的、均一化的、受地壳混杂的岛弧岩浆，形成富 ^{18}O 的钙碱性岩浆；Ⅱ：分异的碱性岩浆产生巨晶和交代作用；Ⅲ：地壳混染的钾质熔岩；IV：具变化成分的板片来源挥发分（$\delta^{18}O$＜－8‰，δD ＜－40‰，$\delta^{34}S$＜一 10‰）交代并引起上覆软流圈和岩石圈的熔融， V：玄武岩向榴辉岩转变期间释放的少量挥发分（$\delta^{18}O$＝＋6‰，δD＝－60‰，$\delta^{34}S$＝＋5‰）引起交代作用和软流圈的低度部分熔融，产生过渡性熔岩；①：沿逆冲断裂释放的大多数挥发分；②：软流圈流体交代和熔融岩石圈，熔体和残余物中的金云母的氢和硫同位素反映原始软流圈特征，而氧同位素反映岩石圈特征；③：具有漫长累积历史的岩石圈；④：交代金云母脉反映软流圈组分

Allegre 等（1996）用 ^{40}Ar 限定地幔结构，提出下地幔平均 ^{40}Ar 为（60～80）$\times10^{18}$g / g（K＝220$\times10^{-6}$）；上地幔和过渡带平均 ^{40}Ar 为（2.8～3.5）$\times10^{18}$g / g（K＝40$\times10^{-6}$）；地壳平均 ^{40}Ar 为（4～6）$\times10^{18}$g / g（K＝1.7%）；火山平均 ^{40}Ar 流量为（0.6～5）$\times10^{7}$Mol / a；大气平均 ^{40}Ar 为 66$\times10^{18}$g / g。

上地幔部分熔融是地幔中地热温度接近或达到橄榄岩固相线而引起，或者是由于软流圈上拱和底侵而引起的局部减压熔融作用。国外许多学者对尖晶石二辉橄榄岩和石榴石二辉橄榄岩进行大量的静态和动态部分熔融（有差异应力参与的）实验。部分熔融的比例、熔融产物（玻璃质流体）的几何形状和连通性直接影响地震波速度衰减和导电性能的变化。干地幔条件下（1.0GPa），2～3%的熔融比例能使地震波速减少 5%。在 2.0GPa 橄榄岩中，5%的部分熔融比例使剪切波速减少 10%，v_P 减少 5%。尖晶石二辉橄榄岩熔融比例小于 3%，能使其导电性达到 2$\times10^{-3}$ / Ω•cm 或 0.2s / m，接近低速层中的导电值。水和二氧化碳含量对部分熔融有重要的影响。地幔含水量为 0.l～0.14%；大洋地幔 H_2O 和 CO_2 都小于 0.1%；洋中脊玄武岩含水量为 0.18%，夏威夷玄武岩含水量为 0.6～0.7%。对世界各地 65 个尖晶石二辉橄榄岩样品分析结果表明，C 含量为（15～50）$\times10^{-6}$ ，CO_2 为（60～180）$\times10^{-6}$。橄榄岩中 CO_2 气、液相包裹体广泛存在。H_2O 和 CO_2 的含量不仅使橄榄岩固相线温度降低 200～300℃，而且含 0.01%的水就使矿物的 Si-O 键力减弱，引起水解弱化，使岩石强度和粘度大为降低。此外，水对橄榄岩弹性波速也有明显影响。Ito（1990）的高压实验计算表明，在日本岛俯冲板块和软流圈之间低速层中，5～10%蛇纹石矿物的脱水作用导致 v_P 下降 5%。

利用地幔俘体和蛇绿岩中矿物组合的化学成分可以推断上地幔热状态，根据矿物间温度、压力与化学成分间的敏感性、实验岩石学和热力学获得了用于计算地幔状态下的一系列温压计。

显然，上地幔组成还必须得到地球整体化学成分的支持。地球整体化学数据来自碳质球粒陨石的元素丰度。碳质球粒陨石含有非挥发性元素的丰度与太阳丰度类似，并且是太阳系最原始的样品。一般认为，碳质球粒陨石与吸积时早期的地球整体化学相似。类似上章介绍的用盒子模式来制约地壳组成，上地幔组成与地球整体化学成分可以使用地球盒子模式来约束。20 世纪 70 年代，人们假定下地幔未受大陆分异的影响，根据陆壳与上地幔之间不同的 Nd-Sr 同位素组成特征提出“两盒子模式”。随后，根据 Sr-Nd、Pb 同位素对和 Hf-Os 建立“三盒子模式”。假定有三个储库：地壳、亏损地幔（相当于上地幔或 MORB 储库）和原始地幔（相当于下地幔）。各储库之间有物质交换，使储库物质增长或缩减，储库演化可以模拟地球的 4.5Ga 历史.。计算表明，上地幔的橄榄岩与碳质球粒陨石的差别，为下地幔的富钙钛矿型矿物的成分所补偿（图 4.5），这样地幔必然出现化学分层。

图 4.5　橄榄石、石榴子石和钙钛矿型辉石作为角顶的三角成分图（%）
（美国地球深部合作研究委员会，1992）

基于上地幔化学的岩石学考虑和矿物物理资料，以及由此预测的地震波波速、密度和结构，可以推断出上地幔的结构。上地幔的横向变化可从图 4.6 看出，这是全地幔三维剪切波速模式绘制的赤道平面图。图的内园表示外图上的剖面位置。标尺显示相对波速变化范围，最大为±1.5%。比平

均波速高的区域为深色，比平均波速低的区域为浅色。图中存在两个大的低速区，它们延伸到670 km，甚至到核幔边界。同时，也显示在670km的不连续性。

根据表面波建立的上地幔波速模式，揭示出250km深度以上的不均一性，并且在150km以上与地表构造明显相关。这些工作表明，在这些深度都是以长波长的波速不均匀性占优势。洋中脊和热点下的深部构造暴露出地幔羽的特征（图 4.7）。这反映洋中脊的上地幔顶部为高温部分熔融状态，大陆上地幔顶部有很深的高速根。它们主要刻划出全球板块构造的轮廓。Zhang 和 Tanimoto（1991；1993）利用较短周期面波资料，获得高分辨率的全球上地幔三维速度模型 RG5.5。这模型不仅细致描绘板块构造边界，而且能反映更细微的大陆构造（如大型盆地、山脉）特征。

图 4.6　地幔三维剪切波速模式 Sh12Wm13 的赤道横剖面图（美国地球深部合作研究委员会，1992）

图 4.7　四个大洋洋中脊的横波波速变化垂向剖面图（美国地球深部合作研究委员会，1992）
a 东太平洋中脊；b 太平洋－南极洲洋中脊；c 南东印度洋中脊；d 南中大西洋中脊

van der Lee 和 Nolet（1997）给出北美板块下的上地幔至600km的S波主要特征：① 北美克拉通下的高速根一般不深于250km，太古宙克拉通核心达350km；② 北美克拉通东部边缘有一个弱的低速带，深达过渡带；③ 西部下有低速板片窗，深达300km；④ 在Cascade火山、Yellowstone热点轨迹、Colorado高原、盆岭区的Sierra Madre Occidental和Jalisco地块之下的地幔最上部有低速区；⑤ 过渡带内的高速体是Farallon板块的消减带牵引碎片。

2　软流圈

软流圈的 v_P 约 7.7km / s，v_S 约 4.2km / s，波速明显低于上下层波速。图 4.7 给出三类地区的分布图。可以看出，洋中脊和岛弧区低速带 v_S 处于 4.3 km / s 附近，深度约 70～150km。其上岩石圈地幔约 70km。地盾区（SNA，Kz）下降幅度小，能量衰减也小；而 v_P 不一定出现最低值，仍在 8.1～8.5km / s，或只轻微下降，v_S 则下降到 4.5km / s 附近。活动带（TNA, T7）向深度 v_P 和 v_S 都有明显下降。大多数地区上地幔厚 10～50km，v_P 近 8.0，在低速带急剧下降到 7.7km / s。在盆地或山脉之下，例如美国盆岭区，没有上地幔，低速带与莫霍面衔接。大洋下软流圈顶、底部位于 50 km 和 450km，厚约 350km，大陆下软流圈厚约 350km。图 4.7 还显示在 400km 以下波速变化很小。

用地震波 P′dp’震相研究的大洋区的地幔构造表明强反射发生在 20～25km，50～60km 以及 130～140km 处，最浅的代表莫霍界面，后两个反射面被解释为低速带的顶面和底面。

用地震波P’dp’震相研究的大洋区的地幔构造表明强反射发生在20～25km，50～60km以及130～140km处，最浅的代表莫霍界面，后两个反射面被解释为低速带的顶面和底面。

图 4.8　不同地区测得横波（左）和纵波（右）速度变化剖面图（美国地球深部合作研究委员会，1992）

低 v_P 和 v_S 的软流圈成因曾受到广泛关注。对此，学者提出不同的设想，例如，高的温度梯度、相变、部分熔融和位错造成的剪切模量亏损等。在部分熔融的过程中含水量起着关键的作用。Ringwood（1966）估计地幔平均含水 0.1% ，这为拉斑玄武岩中的玻璃含 0.2～0.5%水所支持。同位素中过剩氩表明，这些水是原始的未与海水交换的水。图 4.9 划出干的含 0.1%水和过量水（$P_{H2O}=P_{总}$）的地幔岩固相线。无水的地幔岩固相线在大洋下的温区之下，未出现熔融。含过量水的地幔岩在50～250km 都在大洋下的温区之下，全部熔融。这两种情况都与软流圈的情况不符。含 0.1%水的地幔岩固相线则显示在 70～150km 深度将出现部分熔融，符合软流圈的特征。

目前，部分熔融形成软流圈的观点已被多数学者所承认，并认为其形成受含水量、温度、压力、低熔点物质等诸多因素所制约。软流层的熔融程度约在 5～18％之间。但软流圈下界的形成机制尚

不清楚。可供选择的有：有效水含量急剧降低；水进入高压稳定相矿物；固相线温度高于地温线较多；以及物态和化学成分有变化。

图 4.9　含水量不同的地幔岩固相线与温度分布的关系图（Ringwood，1975）

考虑软流圈存在部分熔融和地幔岩浆的起源，Rigden 等（1984）测量接近天然无铁玄武岩组分的熔融硅酸盐（$CaAl_2Si_3O_3)_{0.36}$（$MgCaSi_2O_5$）$_{0.64}$在冲击压缩下的密度。结果表明，玄武岩与深度为 120～240km 处的橄榄石和辉石的密度大致相当。因此，在这一深度的熔融玄武岩与固相围岩处于重力平衡状态，而不能运移到地表，形成一个全球范围的地震低速带。

软流圈的成分是相对均一的。对流使软流圈中富集源区的范围能够在几亿年内减小到米级，所以，在一定的时空尺度上它是均一的。不过，系统的 Sr-Nd-Pb 同位素研究发现软流圈也存在大尺度的不均一。Fitton 和 Dunlop（1985）对东非 Cameroon Line 火山岩研究发现，大陆区和大洋区的岩浆性质都与洋岛玄武岩（OIB）相似，因而认为大洋和大陆之下软流圈和下地幔性质也基本一致。

对流软流圈的流体动力学模拟支持地幔内的分立结构（例如液滴和羽等）不能在对流软流圈内长期不变形。它们趋于拉伸和剪切，直到最后均一化。Polve 和 Allegre（1980）论述这个过程在造山带二辉橄榄岩的证据，即包括有亏损二辉橄榄岩与富集辉石岩交替层。这种带化是由于俯冲再循环进入地幔的洋壳和下伏残留二辉橄榄岩的两部分三明治的对流搅拌和拉伸所造成。Richter 和 Ribe（1979）等提出“冷团（marble cake）地幔”，描述这种上地幔的结构。Prinzhofer 等（1989）从东太平洋中隆的 40×10km 面积见到熔岩中产生大范围不相容元素和中等范围的放射性元素比，讨论在冷团地幔中辉石岩和纯橄岩部分熔融体之间的随机混合。然而，岩浆室内的混合不能解释洋中脊上的大尺度同位素异常的长度关系。例如，南大西洋洋中脊的同位素“结构”要求对流均一化距离超过 1000km。对岩浆室这太大。因此，均一化必须在较深水平以冷团地幔的固相对流方式进行。

3　过渡带

对过渡带深度的认识并不一致。一般认为上界是 400～410km，下界为 660～670km，大致与地震波波速的两个突变的不连续面相吻合（图 4.8）。最近证实，在 520km 还有一个全球性的地震界面。根据地震反射，可以得到各界面的地形图。例如，660km 界面的全球地形图，太平洋边缘消减带使之下凹，这与消减带冷物质的下沉是一致的。

Ritzwoller 和 Lavely（1995）用“地球动力学连续反演”求得地幔三个主要界面的地形起伏（图 4.10）。在地幔 400～650km 深度的三维速度结构图上，上地幔主要间断面附近速度扰动格局已发生变化。其高速异常不再分布于大陆，而是沿西太平洋、南美以及西非等处分布，它们与板块俯冲带有关。Shen 等（1996）地震法给出冰岛下的过渡带较薄，相应于温度升高 180±70K。Owens 等（2000）得出东非裂谷坦桑尼亚下的过渡带比坦桑尼亚克拉通薄 30～40km，S 波波速低 2～3%。温度升高 200～300K，热异常深度＞400km。Romanowicz（1991）用长周期体波（T＞35s）及面波（T＞80s）波形及非线性渐进耦合理论反演全球地幔速度分布。发现 s 波速度扰动的均方根误差在 670km 间断面处最大，表明速度横向变化激烈，它可能反映了这一界面的吸热相变效应。

图 4.10　地幔中三个主要分界面的地形起伏（朱介寿，1996）

一般认为过渡带和上地幔组成相近，其矿物仍然是橄榄石、辉石和石榴子石，岩石是橄榄岩和榴辉岩。表 4.1 列出地幔矿物随压力升高所出现的相变。在 400km 深度，约 10GPa，橄榄石发生α→β（畸变尖晶石型，Wadsleyite）相变，通常认为这一相变导致 400km 的地震波波速不连续。400～480 km 镁铁石榴子石型辉石（mojorite）向钛铁矿型相变。近 520km 橄榄石发生β→γ（尖晶石型，Ringwoodite）相变。对于尖晶石型的形成，Kubo（2000）发现其先出现细小 SiO_2 页片和方镁石组

合或钛铁矿型 $MgSiO_3$ 和方镁石组成，作为前驱体。近 25GPa 时，约 670km 深度附近橄榄石再分解为钙钛矿型结构和镁方铁矿。辉石和石榴子石组合也出现多次相变，其特点是随压力增大阳离子的氧配位数增加，在 800km 深度也变成钙钛矿型的硅酸盐矿物。这样，在下地幔 800～2500km 深度钙钛矿结构将占 40％以上，这与地震在这一深度范围内得出的地幔密度和弹性是连续渐变的结论相吻合。图 4.11 给出 300～700km 橄榄岩地幔的矿物相变基本状况。由碳质球粒陨石熔融形成的过渡带得到相近的矿物组成。

表 4.1　地幔矿物的相变（美国地球深部合作研究委员会，1992）

压力（GPa）	橄　榄　石　组　合	辉石　＋　石榴子石组合	深度（km）
0－	橄　榄　石 $^{VI}(Mg,Fe)_2^{IV}SiO_4$	辉石　＋　石榴子石 $^{VI}(Mg,Fe,Ca)^{IV}SiO_3$ ＋　$^{VIII}(Mg,Fe,Ca)_3^{VI}Al_2^{IV}Si_3O_{12}$	－0 － －200
10－	β 相 γ 相	majorite　(石榴子石型) $^{VIII}(Mg,Fe,Ca)_3^{VI}[(Mg,Fe)SiAl]_2^{IV}Si_3O_{12}$	－ －400
20－		钛铁矿型 ^{VI}（Mg,Fe,Ca）$^{VI}(Si,Al)O_3$ 钙钛矿型 $^{VIII-VII}$（Mg,Ca）$^{VI}(Si,Fe,Al)O_3$	－ －600
	方镁铁矿　＋　钙钛矿相 $^{VI}(Mg,Fe)O$　＋ $^{VIII-VII}(Mg,Ca)^{VI}(Si,Fe,Al)O_3$		－ －800

表中化学式的元素左上角标为该元素的配位数

图 4.11　典型橄榄岩地幔[MgO／（MgO＋FeO）]1400℃绝热实验得到矿物体积含量（Agee，1993）

α：α相橄榄石；β：β相橄榄石；γ：γ相橄榄石；Gt：镁铝榴石，Cpx：单斜辉石；Majorite：石榴子石型辉石；Ca－Pv：钙钛矿型 $CaSiO_3$；Mg－Pv：钙钛矿型（Mg，Fe，Ca）SiO_3；Mg－Wu：镁方铁矿。

可能出现的少量组分，例如富铝尖晶石和柯石英等被略去

过渡带中的含水矿物相受到相当大的关注。$MgO\text{-}SiO_2\text{-}H_2O$ 体系中的 A 相能存在于 450km，含水瓦兹利石（Wadsleyite）、含水林伍德石（Ringwoodite）和钛铁矿是过渡带中的主要含水矿物相。含水瓦兹利石含水达 3.3％。在 20～23GPa 和 1300～1800℃林伍德石含水 0.2～2.6%，最高达 3.1％。水镁石和超含水 B 相能达到 550～800km，而 G 相仅出现于超过 800km。

地幔中的矿物相变还用来解释大于 300km 的深源地震成因。统计资料表明，在 1964～1986 年期间全球震级在 5.0 级以上的地震中，深源地震占 22％；全球地震在 40～400km 之间，呈近似指数减少；但在 400～600km 之间却呈指数增加；600km 之下，地震突然减少。世界上最深地震是 1977 年 6 月 17 日西南太平洋汤加地区的 5.6 级地震，震源深度 684km；大部分深源地震都与俯冲板块有关，主要集中在西太平洋边缘。

浅源地震的成因可以用传统震源机理给予合理解释，它们通常是由岩石在剪切应力作用下的脆性剪切破裂、摩擦或粘滑作用而引起的。然而，在深部的高压高温条件下，剪切破裂和摩擦滑动难以产生；而韧性转化过程产生相当低的流动应力和应变速率，也不足以形成地震。橄榄石相变的深源地震断裂实验表明，在压力 1.5×10^{10}Pa（相当于 400km 深度）、温度 1500℃条件下锗橄榄石和天然橄榄石相变为β尖晶石型，新相在不相干成核和生长到一定程度时突然脱离平衡，出现塑性剪切断裂，并测定到硅和锗发生塑性剪切断裂时的声发射信号。

过渡带的主要问题是：俯冲板块消减是止于 670 km 深度，还是继续下沉，甚至沉到 1000 km，以至于核幔界面。丸山茂德（1994）用地震层析技术研究 670km 左右全球各俯冲板块的情况。并把它们分为四个类型（图 4.12）。上述的这些板片厚度都超过 100km。在日本海和南极下面，下地幔底部有纵波高速区，可能是下降板片的堆积物。

Engebretson 等（1992）根据热点轨迹、现代海沟位置和板块运动速度计算出 180Ma 以来俯冲板片位置和数量。这与丸山茂德（1993）得出的 700～1700km 纵波高速异常比较吻合。在环太平洋和特提斯地区的纵波高速异常带与计算的板片滞留区近于一致。仅阿拉斯加地区应有板块沉没，但未发现。而亚洲大陆下最大的纵波异常区，可能是 300～200Ma 以来，近 10 个小型板块碰撞生长的结果。Voo 等（1999）从地震拓朴图得出中生代蒙古－Okhotsk 和 Kular-Nera 海关闭，蒙古和北中国板块向北俯冲板片的高速体，目前已在西伯利亚之下，深达 2500km 以上。总的来说，过渡带的结构不均匀性比上地幔小得多。目前发现，过渡带的大尺度结构与地表构造并无相似之处，而与近 100Ma 来消减带的历史有良好的相关。

图 4.12　俯冲消减板片在 670 km 界面附近的状况（Maruyama，1994）

a　东北日本型：板片从地表连续成带，并滞留在 670 km 界面上，由于厚度增加已经穿入到 670 km 以下；b　巽他型：从地表连续，穿过 670 km 界面，达到 1200 km 深度；c　特提斯型：板片与上面不连续，大致平行于过去的海沟，并下沉到 1000～1500 km 深度；d　南极洲型：板片滞留于 670 km 以下深度

4　下地幔

下地幔中存在许多不连续界面。局部地区在 830 ，920（Kawakatsu 和 Niu，1994），1000，1230，1650，1900 和 2540km 有间断面出现，也有高速和低速带相间成层的现象。例如，Kaneshima 和 Helffrich（1999）从美国西部地震网发现 Mariana 和 Izu-Bonin 消减带之下 1400～1600km 下有低速层。

图 4.13 给出下地幔 1203～1435km 和 2566～2966km 的两个剖面纵波波速分布图。上剖面中地幔的不均匀性表现得比较和缓，而核幔界面又有所增强。下地幔纵波波速结构模式也表明核幔界面存在着强烈的不均匀性。很长波长的波速模式对下地幔结构有最高的分辨率。在 1500km 之下的特征是太平洋板块为低速带，而环绕太平洋边缘是高速带。这一特征一直延伸到核幔边界。这充分说明太平洋板块与深部地质的紧密联系。朱介寿（1996）指出，在 750～1500km 下地幔的中上部 v_S 相对变化较小，沿阿尔卑斯－喜马拉雅－印尼群岛的特提斯带显示为高速异常。下地幔下部（2200～2800km）的速度异常特征是，美洲南部、亚洲东部及中部显示为高速异常，而非洲西部及太平洋中部及南部显示为低速异常。在核幔边界附近有两个巨型的上升地幔羽（低速异常），分别出现在非洲及太平洋中南部。其中非洲地幔羽一直上升至地表。而北美洲、南美洲、欧亚大陆都具有高速的地幔根，这些高速地幔根已不仅限于约 400km 深的构造圈，而且在中、下地幔均有显示。

图 4.13　下地幔中的两个剖面纵波波速分布图（美国地球深部合作研究委员会，1992）

园圈表示低速区

从 Dziewonski（1984）研究开始，地震长波（主要波长大于 1000km）研究确立下地幔不均匀性。下地幔的不均匀性联系着全地幔对流：深部的热或密度异常驱动粘度流。Wright 和 Lyons（1980）用 P 波，Lay 和 Helmberger（1983）用 S 波，最早提出在下地幔有高速层。20 世纪 80 年代中期以来在太平洋和非洲下地幔最下部证实有低速层和围绕它们的高速环。Engdahl 等（1998）从国际地震中心（ISC）P 时得出全球下地幔结构图，类似从非洲 ISC 的 S 时得到的结果。

事实上，近年非对称下地幔结构的设想，以及动力学计算（Kellogg 等，1999）得出一个模式，即在下地幔的下一半有一个化学不均匀层存在，这层具有从 1600 km 到核幔界面的高度变化表面。

他们设想此层是由上地幔亏损造成的元素贮库。Kaneshima 和 Helffrich（1998）从中－下地幔反射支持这个观点。超快地幔羽是另一种深地球与地幔下部潜在联系。它非常类似深部地幔是紧密关系着地幔混合。例如一系列上地幔板片物质进入下地幔。

下地幔的物质组成是当前深部地质研究的重要目标。根据对形成地球的星子成分的估计和直接得到的有关地壳和上地幔成分的信息，建立了多种有关下地幔组成的模型，其中主要有地幔岩模型和球粒陨石模型。前者认为，上下地幔的化学成分没有明显差异，670 km 不连续面只是相变界面，而后者认为 670 km 不连续面既是相变界面又是化学界面，下地幔具有与球粒陨石成分相当的 MgO／SiO_2 值，且有似纯钙钛型的结构。为了检验这些模型的合理性，人们测量了各种候选矿物在下地幔温压条件下的稳定性及其密度和弹性数据，并用 PREM 模型给予检验。目前较为一致的看法是，下地幔的主要组分是钙钛矿型（Mg，Fe）SiO_3、钙钛矿型 $CaSiO_3$ 和（Mg，Fe）O（镁方铁矿），但对于 MgO／（MgO＋FeO）和 MgO／SiO_2 的定量化学值还有争议。斯石英是下地幔的组分之一，Hemley（1987），Tsuchida 和 Yagi（1989）分别用喇曼光谱和 X 射线衍射发现其新的高压相，但相变压力未能精确确定。Dubrovinsky 等（1997）在 2000K 发现除斯石英（金红石型）相变为 $CaCl_2$ 型结构，在 80GPa 又相变为具有 Pnc2 空间群的新相。而 Andrault 等（1998）研究表明在 54±1GPa 和室温下斯石英相变为 $CaCl_2$ 型结构，并至 120GPa 均无相变。对于在许多地幔矿物中存在的铝，Irifune（1994）认为下地幔未出现含铝相，而主要在钙钛矿型 $MgSiO_3$ 中。

对于下地幔的组成矿物进行了各种物理、化学性质的测定和预测。例如，应力和应变，流变，弹性，波速，熔融，扩散，元素配分，配位变化，晶格动力学，状态方程等

Ahrens（1986）用橄榄石和辉石的冲击波数据与 PREM 模型相比较，认为下地幔的压力密度关系可以用（$Mg_{0.86}$，$Fe_{0.14}$）SiO_3 的冲击状态来近似，但仍不能给出 Mg_2SiO_4 和 $MgSiO_3$ 的定量化学值。在研究热膨胀系数随温度和压力的变化关系后，认为（$Mg_{0.92}$，$Fe_{0.08}$）SiO_3 和（$Mg_{0.84}$，$Fe_{0.16}$）SiO_3 的压力密度关系在整个下地幔范围内与 PREM 模型符合得较好；但要对下地幔矿物做出更精确的判断，仅有密度约束是不够的，必须结合其它弹性模量和声速的测量结果，以及温度、压力对它们的影响。Tyburczy 等（1991）根据对蛇纹石的冲击压缩性和卸载行为的研究，发现蛇纹石在冲击压力达到 55～125GPa 时出现具有含水矿物或自由水的高压相组合。他们用橄榄石、辉石和蛇纹石的冲击波状态方程所构造的一种下地幔组分模型表明，含水 2%的下地幔组成仍能满足密度和体积声速的约束。这就意味着下地幔可能含有一定数量的水。水和下地幔的其它次要成分 Al_2O_3、CaO 等一样，虽然对密度贡献很小，但却对弹性模量有显著影响。水对下地幔的粘性、电性和热力学性质有较大影响。

5　地幔的不均一性

地幔最早的不均一性联系着地球吸积和地核形成过程。一般认为，部分亲铁元素进入地核使地幔中这些元素强烈亏损。估计目前相当数量的亲铁元素和挥发分元素是后期球粒陨石撞击增生加入的。有的学者认为，核幔分异和地幔对流作用早已使原始地幔的不均一性不复存在，而主要表现为后期形成的不均一性。但同位素和微量元素示踪研究证实地幔中不但存在着不同尺度范围内的垂向和横向不均一性，而且早在 3.8Ga 以前，地幔的不均一性就已经存在。

地球吸积和核幔分异形成的地球层圈结构，显示地球一级的不均一性。地球内部不同区域演化上的时空差异也引起大规模不均一性。随深度出现温压变化，导致矿物相变和应力变化，流体作用，地幔交代作用，岩浆作用，以及地壳和地核物质重新进入地幔等，都造成地幔不均一性的加大。

地球的不均一性既是太阳系和地球演化的产物，又是地球演化动力的源泉。地球的演化中存在着均一和不均一的双向过程。地幔对流致力于地幔不均一性的减少，又导致了大洋和大陆的漂移、离散和汇聚；而大陆汇聚使之处于高应力场状态，北半球地震释放的能量比南半球高近一个数量级，这可能又进一步推动地幔对流的转化。

不均一性是个相对的概念，是以讨论问题的尺度和角度，以及数据的精度为前提。例如，如果

我们用地球的铅同位素组成与月球或陨石作比较，应当说地球上铅同位素组成很均匀。但如果着眼于不同的地球块体之间的比较，就会显示相当的不均一。幔源岩石地球化学研究给出地幔不均一性的范围和持续时间，提供制约地幔不均一性的历史或位置。地幔同位素不均一性尺度可以从几厘米到几千公里的规模；不均一性发育的年龄可达几十亿年的数量级。

地幔不均一性是基于对大洋玄武岩的同位素地球化学研究。由于大洋玄武岩基本上没有遭受成分复杂的大陆岩石圈的混染，比较真实地反映了地幔源区的性质。一般认为，大洋玄武岩是来自软流圈或下地幔的地幔羽。OIB 首先用于阐明地幔的不均一性。随后，发现 MORB 和 OIB 的同位素组成的不同。大洋玄武岩探测地幔结构和建立时间演化模式。开始，利用单一同位素体系（如 Sr 和 Pb）约束地幔结构，之后用多元同位素体系：Sr-Nd、U-Th-Pb、Sr-Nd-Pb 来约束地幔演化。幔源包体反映上地幔的特征。地幔岩浆源形成涉及 Sm-Nd 和 Rb-Sr 耦合分馏，而位于主要相关线的右边的某些大陆岩浆岩为地壳放射性 Sr 所污染。

20 世纪 80 年代以来，大洋玄武岩体系研究揭示出地幔存在多个端元组分，以及全球的不均一性。而地球深部横波波速的横向差异的研究，证实了南北半球化学主成分差异的存在。90 年代，国内外地球化学家不断发现大洋和大陆上的同位素急变带，可以作为地幔与大陆不同块体的边界。然而，目前的微量元素和同位素的不均匀性都是基于 MORB 和 OIB 未遭受结晶分异的设想；对此，O'Hara 等提出异议，并发展了非线性岩浆结晶分异的理论。

5.1　地幔的主要端元组分

80 年代地幔研究的主要成果是地幔端元组分的发现，表明地幔存在垂向和横向的不均一性。大洋玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素示踪体系揭示了地幔的化学不均一性，其中某些不均一性形成于 1～2Ga 之前。

在 Pb-Sr-Nd 同位素图上，地幔的同位素体系一般不能用两组分混合模式来解释。例外是在北大西洋的 Pb-Sr 同位素体系，它们存在正相关。Zindler 等（1982）提出，大洋火山岩 Pb-Sr-Nd 同位素组成可解释为三地幔组成的混合。但他们排除某些洋岛玄武岩的数据。

Hart 等（1992）将 570 个大洋玄武岩（OIB 和 MORB）投影到 Sr-Nd-Pb 三维空间，他们发现大多数大洋玄武岩落在由 DM－HIMU－EM1－EM2 端元构成的地幔四面体中（图 4.14）。在这些四面体中，OIB 具有极其大的同位素变化范围，而 MORB 的成分较为均一；OIB 的分布大致呈相互平行的阵列，暗示这些阵列是不同地幔储库之间的混合。DM 很少作为这些排列的混合端元，这与 OIB 起源于深部地幔羽的成因假说相符。这些阵列呈扇状展布，并汇聚在一个以低 $^{87}Sr/^{86}Sr$、高 $^{143}Nd/^{144}Nd$、$^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{3}He/^{4}He$ 为特征的空间，即在图 4.14 中 DM－EM1－HIMU 三角形的底部。Hart 等（1992）认为是新的地幔端元，定名为 FOZO，在 HIMU 与 EM1 端元之间。FOZO 可能来自下地幔，由起源于壳－幔边界层的地幔羽捕获。此外，比较基础的阵列还有"非 EM"，LoNd 和 HiNd，它们分别处于 DM 和 HIMU、EM1 与 HIMU、EM2 与 HIMU 端元之间。

图 4.14　洋岛阵列显示在三维地幔四面体的两个投影，显示从左图底边集中带辐射出来，这集中带或是 MORB 区，或称为"FOZO"（Hart 等，1992）

这样，OIB 同位素变化范围可用以下四个地幔端元之间的混合来解释。第 5 种可能的组分为常规地幔（prevalent mantle，PREMA），其 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值约为 0.5130，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值约为 0.7035，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值约为 18.3。这个组分的同位素组成恰好位于其他四个端元组分混合物的中心。因此，这个第五组分既可以是前四个组分的混合，也可以是分异出其它四个组分的原始地幔。

这四个主要端元组分是：

（1）亏损的洋中脊玄武岩地幔（DM）：$^{143}Nd/^{144}Nd$ 值约为 0.5131～0.5133；$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值约为 0.7020～0.7024；$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值对 A 组分为 17.0～17.8，对 B 组分为 15.5～16.3；$^{176}Hf/^{177}Hf$ 为 0.2831～0.2835。

（2）高铀／铅值地幔（HIMU）：$^{143}Nd/^{144}Nd$ 值约为 0.5028；$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值约为 0.7026～0.7730；$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值为 21～22；$^{176}Hf/^{177}Hf$ 约为 0. 2829。HIMU 的特征是非常高的放射性铅同位素，即具有 $^{206}Pb/^{204}Pb>20.5$ 高μ值。主要出现在南大西洋的 St. Helena 群岛和南太平洋的 Cook-Australia 群岛。

（3）富集地幔之一（EM1）：$^{143}Nd/^{144}Nd$ 值约为 0.5123～0.5124，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值约为 0.7045～0.7060；$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值约为 16.5～17.5；$^{176}Hf/^{177}Hf$ 为 0.2826～0.2827。它以相对低的非放射成因的 Sr、Nd 和 Pb 同位素为特征。

（4）富集地幔之二（EM2）：$^{143}Nd/^{144}Nd$ 值约为 0.5131～0.5133；$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值约为 0.707；$^{206}Pb/^{204}Pb$ 值约为 18.5～19.5；$^{176}Hf/^{177}Hf$ 为 0.2828。EM2 的钕同位素比类似于 EM1，但具有较高的放射成因锶和铅同位素成分。

一般认为，DM 是在地幔最上部，亏损不相容元素，代表了大陆地壳从地幔分异后的残留物。但对 HIMU、EM1 和 EM2 端元的成因演化和在地幔中的定位仍存在很大的争论。自 Hart 等（1986）等提出四个主要地幔端元研究以来，研究集中于确定富集地幔组分，并解释它们如何相互作用形成 OIB 源。讨论中形成两类论点，交代富集模式和地壳再循环模式。HIMU 可以由地幔交代作用产生；也可以来源于再循环洋壳，由于在俯冲间或之前洋底热液作用或俯冲期间的脱水丢失了部分铅而形成其特征的高(值。EM1 和 EM2 可能与深海和陆源沉积物有关。可以分别用少量（＜5％）深海和陆源沉积物对纯 HIMU 的混染来解释。不过富集（EM）地幔来源于次大陆岩石圈的再循环的可能性也不能完全排除。

另外，某些主要地幔端元还表现出空间不均一性。除了上述以外，还有：

（1）北半球参考线（NHRL）域：它以北太平洋的 OIB 和 MORB 为代表，具有明显的低 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{207}Pb/^{204}Pb$，形成低的 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 与 $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 相关线，即北半球参考线。

（2）Dupal 异常域：Hart（1984）论述进入软流圈再循环产生全球尺度的同位素异常，把围绕南纬 20(～40(的似环状异常命名为“Dupal”异常。由于它的特征在印度洋火山首先为 Dupre 和 Allegre（1983）所描述。该端元以南印度洋的 Kerguelen 群岛、南大西洋的 Tritan Da Cunha 和 Gough 群岛为代表，在印度洋 MORB 中也有明显的表现，以高 $^{87}Sr/^{86}Sr$（0. 7050～0.7054）、低 $^{143}Nd/^{144}Nd$（0.51259～0.51254）为特征，具有中等大小且变化范围较小的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值（17.8～18.55）和相对较高的 $^{207}Pb/^{204}Pb$（≈15.60），也是大离子亲石元素最富集的端元。南太平洋的 Samoa 和 Society 群岛具有更高和更大变化范围的 $^{87}Sr/^{86}Sr$（0.7040～0.7074）和 $^{206}Pb/^{204}Pb$（18.57～19.30）。

对于地幔不均一性尺度，人们不清楚，是否存在有地幔羽与矿物不平衡之间的中间尺度。有关地幔羽的讨论将在下面章节中进行。70 年代提出地幔的不均匀性不一定是连续的，而具有“液滴”（blob）序列形式。其后，Allegre 等（1980）发展这一概念，不仅有从下地幔储库通过软流圈的简单流动，还有软流圈本身的对流；并提出软流圈液滴不均匀性的三种模式（图 4.15）。Allegre 等（1984）找出在洋中脊扩张速度与同位素变化上的反相关，并论述均一化必须固相地幔对流为主，而不是岩浆混合。Batiza（1984）采用地幔羽布丁（pudding）来描述含液滴的地幔。Sun（1985）更提出“地幔羽布丁”（sic），以表达地幔羽（plume）和地幔羽布丁（plum pudding）模式不是相互排斥，而是一种连续体。

图 4.15　地幔不均匀性的假设尺度：a 小尺度；b 大尺度；c 大和小尺度（Allegre 等，1980）

Zindler 等（1984）阐述靠近东太平洋中隆的海山显示比相邻洋壳有更多的变化，支持地幔羽布丁模式。这表明不均匀性广泛存在于太平洋地幔，而在洋中脊由于强烈底侵作用而被消除。这些观察导致 Zindler 等把经典地幔羽分为两个类型。“热地幔羽”是由于下伏热源的地幔底辟作用带内的低熔融液滴（或地幔羽）所形成（图 4.16）。在这种情况下，热量来自下地幔或地核，冰岛是可能的例

证。相反，“化学羽”是从下地幔仅有纯物质运移，出现不同于软流圈的外来组分，例如夏威夷。Zindler 等（1984）等认为 OIB 源区物质可能以分散的“布丁”形式存在于上地幔中，这是自显生宙以来大洋岩石圈再循环至上地幔或过渡带时的必然结果。当部分熔融程度很高时，含有富集再循环“布丁”物质的熔融产物，显示 MORB 地球化学特征；当部分熔融程度很低时，富集再循环“布丁”就会影响产出熔浆的性质。由于洋岛大多位于远离热流高，熔融程度大的洋中脊，这就解释了 MORB 和 OIB 之间的地球化学差异

图 4.16　a 热地幔羽；b 化学地幔羽；边界层处于 670km 的不连续界面或核幔边界（Zindler 等，1984）

5.2　全球地球化学边界以及同位素省的划分

下文讨论的不均一性主要考虑具有大地构造尺度的块体之间的不均一性，力求排除岩浆，表生和人为过程带来的影响，突出具有大地构造意义，并具有显著性差异的地球化学指标。

大洋幔源岩石的同位素体系研究已揭示出许多明显的地球化学急变带：例如，Hart（1984）根据南北半球大洋玄武岩铅同位素组成的明显差异，提出北半球参考线（NHRL）的概念；在北大洋吻合 NHRL 的铅同位素组成与南大洋具有 Dupal 异常的铅具有明显的差异。冰岛南部的 Reykjanes 中脊（61°N），由南向北 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 从 18.2 变到 18.78，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 从 37.72 变到 38.39。在太平洋的 Society 群岛与 Australia 群岛之间有 Dupal 异常与 HU 异常端元之间的急变带；复活节岛东西两侧有 HU 与太平洋省的过渡带。它们被认为是地幔热点的结合处。

印度洋和太平洋洋中脊的同位素示踪研究揭示，在 120°E50°S 一带存在着近南北向的 AAD（Australia—Antarctic Discordance）地球化学急变带。AAD 被解释为印度洋与太平洋深地幔对流圈的下涌结合部位（冷点结合）。AAD 之西以印度洋的低 $^{206}Pb/^{204}Pb$（17.8），高 $^{87}Sr/^{86}Sr$（0.70345）和 Dupal 异常为特征，而 AAD 之东以太平洋 NHRL（北半球参考线）为特征，具有高的 $^{206}Pb/^{204}Pb$（18. 9），低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$（0. 7025）和高的 $^{143}Nd/^{144}Nd$（0. 51314）。因此被确定是印度洋同位素省与太平洋同位素省的边界。Vlasteelic 等（1999）进一步给出该急变带在 25°S 分为南北两部。印度洋与大西洋洋中脊之间的化学边界也已初步得到证实；如 St. Helena 群岛具 HU 特征，而南面的 Tristan Da Cunha 群岛具有 Dupal 异常特征。

斯里兰卡麻粒岩的同位素研究确定一条近南北向的急变带。这被认为是东部与西部冈瓦纳大陆的边界。在南非也有一条类似边界。西伯利亚阿尔丹地盾南缘的铅同位素边界也是十分明显的，即北大西洋型与北太平洋型地块之间的边界。在南美安第斯山存在 NHRL 型大洋与西冈瓦纳型大陆的边界，是一条重要的控矿带。Zartman（1974）对北美科迪勒拉地区的 Pb、Sr、Nd 同位素研究曾划分三个同位素省，有明显的地球化学边界，反映该区 NHRL 型、东冈瓦纳型与北大西洋型块体的复杂拼贴。中国华北和塔里木以北的区域为 NHRL 型，而华夏、华北和扬子区均具有不同程度的 Dupal 异常。

根据现有的资料，全球大洋可划分成三类同位素省：① 太平洋省：具有 NHRL 特征，也包括北大西洋地区；② 印度洋省：具有 Dupal 异常特征以及具有较低的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$，也包括南大西洋南部地区；③ HIMU 省：具有高 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和高μ特征，分布在南太平洋和南大西洋的中部地区。而大陆可划分四个同位素省：① 北太平洋型陆块省：也具有 NHRL 特征，分布于北美西部以及亚洲的西伯利亚与华北之间；② 东冈瓦纳型陆块省：具有较高的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 Dupal 异常特征，包括印度、印支、华夏、西澳和南非等地区；③ 西冈瓦纳型陆块省：具有高 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和高μ特征，分布于非洲中部、南美、南极和东澳；④ 劳亚或北大西洋型陆块省：具有低 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和近于原始地幔的低μ特征，包括华北、塔里木、西伯利亚、欧洲、格陵兰和北美东部。前三个大陆地块省与三个大洋省相当，只有北大西洋型大陆块地省没有相应的大洋省对应。

铅同位素和钕模式年龄可以用来讨论不同地块间的化学不均一性。Tatsumoto（1978）提出地球

上铅同位素演化的悖论（Paradox）问题，即根据壳－幔质量平衡计算得到的地球平均铅同位素组成不能落在地球年龄为 4.57Ga 的零等时线上，长期以来不能得到满意解释。原因之一是铅同位素具有很强的地块效应。因此用铅构造模式（Zartman 和 Doe，1981）来解释地壳与地幔铅同位素组成的差异并不具有普适性。Allegre 和 Rausseau（1984）根据不同时代沉积岩钕模式年龄的变化率，发现冈瓦纳大陆和北大西洋地块（相当于劳亚大陆的北美和欧洲部分）具有不同的大陆增长史。

麻粒岩相岩石已公认为是下地壳的组分，但其铅同位素组成变化范围超越 Zartman 铅构造模式中从下地壳、地幔、造山带到上地壳的所有范围；并表现出很强的大陆地块特征。图 4.17 中的麻粒岩原岩形成于太古宙，在太古宙变质，部分变质在古元古代。由于麻粒岩相岩石在变质作用过程中强烈丢失铀，具有很低的现代测定μ值（0.5～4），因此它们的铅同位素组成基本上反映变质作用前地壳岩石或成岩源区，对基性麻粒岩来说则基本上反映当时地幔源区特征的μ值大小。如对铅同位素作变质以前与以后的两阶段计算μ_1与μ_2，可以看出不同大地块麻粒岩的μ_1值存在南半球高北半球低的显著性差异，而μ2 值则差别不大。地球上各类岩石的μ值变化主要在 2～15 的范围内，要演化成全球麻粒岩的铅同位素组成变化范围，则它的演化起始点时间必须放在中太古代以前才有可能。这表明在太古宙时期不同陆块的地壳或地幔 U / Pb 值存在明显差异。

图 4.17　　全球麻粒岩 $^{207}Pb / ^{204}Pb$-$2^{06}Pb / ^{204}Pb$ 图（朱炳泉，1999）

G-L：格陵兰－拉布拉多；L：苏格兰路易斯；I：印度；A：澳大利亚；Si：西伯利亚；An：南极；SF：南非；SA：南美；NC：华北；SC：华南；SG-W：南戈壁乌拉山群；J：佳木斯麻山群

Hofmann（1986）以南大洋的资料为基础，指出大洋玄武岩具有十分稳定的 Ce / Pb（24）、U / Pb（0.5）、Nb / U（53）等值，但与球粒陨石有明显差异。朱炳泉等（1993）对中国新生代碱性玄武岩中的上述元素测定表明，华夏区碱性玄武岩这些元素比值十分稳定，与上述数据相符；但华北区新生代碱性玄武岩这些元素比值明显较低，接近球粒陨石值。此外，Slemr 和 Langer（1992）报导，全球汞气测量表明有明显的南低北高的纬向变化。

此外，深部地震层析成像研究也证明在主成分上全球存在大规模横向不均一。资料表明地幔中 S 波存在大尺度横向不均一性（1000～2400km 范围），而且波速变化与地幔部分熔融产生的玄武岩的 FeO（所有的 Fe 计算成 FeO）和 Na_2O 含量之间存在明显的相关性。Humler 等（1993）统计全球 398 个 MORB 样品的主元素化学组成，经 MgO 为 8%标准化后，Na_2O（Na8）和 FeO（Fe8）含量在南－北半球之间以及各大洋之间存在着显著差异，并且两元素存在着反相关关系。同时在大洋地幔 100～170km 深的范围内 S 波速与 Fe 含量呈反相关，而与 Na 含量呈正相关。

5.3　　地幔不均一性形成的地球动力学模式

地球形成时是否存在化学原始不均一性，还需要进一步论证；但许多现象表明可能存在原始不均一性。例如，全球太古宙麻粒岩有很大的μ值变化范围（7～10），这表明在地球演化的早期阶段，全球有大规模的横向不均一。而华北和华南铅同位素相对于原始地幔点的演化分异在三维空间形成两个独立的数据分布椭球体，华北通过原生地幔点（μ＝7.8～7.9），而华南不通过。冈瓦纳大陆与劳亚大陆在化学组成上也可能具有本质的不同。

对于局部地幔化学不均一性的起因主要有三种可能的途径：① 地幔部分熔融及岩浆析出；② 地幔交代作用；③ 壳及岩石圈物质重新进入地幔对流。其中，前两种过程对地幔岩 Rb / Sr 值和 Sm / Nd 值的影响是一致的，使它们始终保持负相关关系，并在 Nd-Sr 同位素图上形成地幔阵列，而对地幔岩 U / Pb 值和 Th / Pb 值的影响不一致。在部分熔融过程中，U / Pb 值和 Rb / Sr 值呈正相关变化；在地幔交代过程中，U / Pb 值与 Rb / Sr 值呈负相关变化，从而使不同大洋玄武岩的锶、铅同位素组成表现出不同的相关性，而对整个大洋玄武岩则不显示出相关性。

上面我们讨论 EM1、EM2 和 HIMU 等地幔端元组分。如果 EM1、EM2 和 HIMU 是分别由次大陆岩石圈、大陆沉积物和大洋岩石圈所贡献，可以用板块构造模式的两个消减带共轭对：EM1－HIMU

和 EM2－HIMU 来解释这些组分再循环进入深地幔的动力学。消减带分为两个类型：智利型和马里亚纳型。两者对地幔再循环具有不同的结果。智利型，或者说挤压型去掉由复盖岩石圈地幔的洋壳组成的复合层。在大陆弧内岩石圈为交代作用所富集，从而形成 OIB 源区的 HIMU－EM1 共轭对。另一方面，对大洋弧岩石圈将是年青的，但可能富 U。当与俯冲地壳结合时能形成一个近于纯的 HIMU 组分。

马里亚纳型为纯拉张的弧，也必然分为两个类型。Les Antills 沟的北端（具有低的沉积物供应）将消减去贫瘠的洋壳，形成 HIMU 组分。而 Les Antills 沟的南端（具有大量的沉积物供应）将消减去洋壳和大陆沉积物组成的复合层。这形成 OIB 源区的 HIMU－EM2 共轭对。

目前对地球化学边界形成的机制还很不成熟。Pyle 等（1992）根据地球物理资料，地幔在横向上可分为热地幔区（可以是热地幔羽，地幔上涌带，低速带）和冷地幔区（地幔对流回流带和高速区），由于热区与冷区地幔固相线深度的差异，使得部分熔融派生的洋壳在组成上存在差异。在大陆上，当地表构造处于拉张环境时，地幔岩浆作用也将地幔中的冷热界面信息带到地表。因此地球化学边界也就是深部冷热地幔区的界面，而与浅层地质构造无关。但是，根据 MORB 的化学组成推断，似乎北半球是热地幔，而南半球以冷地幔为主。这显然与事实相矛盾。

根据幔源包体和微量元素、Sr、Nd、Pb 同位素研究，人们认为初始地幔在地球历史中发生多次岩浆萃取和长期的地幔对流作用，形成地幔的分层，提出双层和三层的地幔地球化学模式。

Ringwood（1975）等认为分离出地壳的上地幔，亏损大离子亲石元素和不相容元素，称为“亏损型地幔”。下地幔接近原始地幔组分，叫做“不亏损地幔”。两者在 670km 处分界。近年又发现富集大离子亲石元素和不相容元素的地幔，称为“富集型地幔”。富集型地幔可能是循环的古洋壳或地幔交代作用的结果。

Bass 和 Anderson（1984）提出，榴辉岩和橄榄岩互层的模型。地幔自上而下的三层是，富集型橄榄岩和地幔岩组成的上地幔（从莫霍面到 220km 深的软流圈）、亏损橄榄岩和榴辉岩组成的过渡带（从 220km 到 670km）和亏损橄榄岩或地幔岩组成的下地幔岩（从 670km 到 2900km）。这意味着早期地幔存在大规模熔融，使地幔组成大规模分异。他们认为，早期地球的原始地幔为 20％榴辉岩和 80％橄榄岩的混合物。像月球一样发生广泛的部分熔融，分离出几百公里厚的玄武岩岩浆海，留下亏损型地幔。之后岩浆分异，形成堆积岩。玄武岩转变为榴辉岩。由于榴辉岩密度在 670 km 以上大于橄榄岩，在 670 km 以下小于橄榄岩，使榴辉岩下沉，夹在上、下橄榄岩之间。经过后来的地幔交代作用，榴辉岩中的大离子亲石元素和挥发分被带到上部橄榄岩带，，形成富集型上地幔。洋中脊玄武岩起源于较深的榴辉岩过渡带，大陆玄武岩和洋岛玄武岩则来自橄榄岩上地幔。Liu 和 Bassett（1986）总结不同深度不同物质的物性、密度和压力关系曲线，不支持三层模式。

6　地幔同位素化学

全球地幔化学研究的主要目的在于获得包括主量、微量元素、稀土和放射性元素的地幔平均成分，以约束地球动力学机制和壳－幔演化。对此不同学者依据宇宙化学、球粒陨石或某种假说提出了各自计算全球地幔地球化学组成的方法。例如，Ringwood（1975）以三份阿尔卑斯型超镁铁岩（Ol79，Opx20 和 Sp1，即橄榄石 79，斜方辉石 20 和尖晶石 1）和一份大洋拉斑玄武岩的成分模拟上地幔源区成分；又如以纯橄榄岩：玄武岩＝1∶1（Green 和 Ringwood，1963）等方案来代表地幔化学平均组成；但是不同学者所给出的元素丰度差异较大，尤其是不相容元素。

在地幔化学研究中，近年以同位素进展最大。其中大部分放射成因同位素体系在地幔中的特征已在上节中叙述，本节主要讨论稳定同位素、惰性气体和锇－铼同位素的地幔地球化学行为。

稳定同位素和惰性气体常用于地幔及其流体地球化学研究。氢、碳、氧、硫稳定同位素和惰性气体是地幔物质和交代流体的主要组分，它们与放射成因同位素相结合，能够提供流体和固相的起源及其演化历史的重要信息，示踪岩石圈地幔交代流体中的起源和壳幔相互作用。

6.1　锇和铼同位素

锇同位素证据能提供独特的地幔演化过程，是近年常用的方法。

Boy-Barman 和 Allegre（1994）比较 MORB 与采自不同洋中脊的深成橄榄岩。这两类样品预测有相同的锇同位素，因为它们被认为是熔融的侵入产物和残留物。中大西洋（MAR）橄榄岩有极窄的 $^{187}Os/^{186}Os$ 值，从 1.02 到 1.04（$^{187}Os/^{188}Os$ 为 0.122～0.125），符合以前的结果。然而，MORB 样品具有较高的 1.07～1.11（$^{187}Os/^{188}Os$ 为 0.128～0.133），在北大西洋 OIB 范围内。他们认为 MORB 值是岩浆的，与玻璃和结晶玄武岩组分一致。他们提出两个模式解释 MORB 和橄榄岩之间的差别：MORB 岩浆为共生的水热交代洋壳所沾污；或者岩浆源区有来自 Azores 地幔羽的富集锇，或具有来自大理岩团块地幔的富集条带（streak）。

海底沾污过程在锇多于（0.03～0.05）$\times10^{-9}$ 的 OIB 样品中被排除。然而，在 OIB 内富锇同位素特征的成因仍不清楚。在 Hawaii 的 Mauna Loa 钻孔熔岩的研究中 Hauri 等（1996）阐述超过 0.3 $\times10^{-9}$ 锇熔岩在 Os，Sr，Nd 和 Pb 同位素比之间的相关，而 Bennett 等（1996）在 Koolau 火山样品中扩展 Os-Sr-Pb 相关线到更富组成，达到 1.21 的 $^{187}Os/^{186}Os$ 值（187／188＝0.145）。这阵列接近 Pitcairn 样品的组成。

对于 Hawaiian 阵列，Hauri（1996）和 Bennet 等（1996）排除在地幔羽与亏损上地幔源区的简单混合，代之以地幔羽内的两个孤立组分。Hauri 等（1996）确定这些组分有 EM1 地幔羽特征，加入具有非放射性锇（FOZO）下地幔，并受再循环洋壳和海底锰结核沉积物的混合。Marcantonio 等（1995）得到的 Canary Island 的锇数据，具有放射性锇和在 HIMU 与 EM1 之间 Pb 同位素比，支持 DMM 与 HIMU－EM1 混合之间的混合模式，符合岩石圈同位素证据。

相反，Walker 等（1995）等提出许多地幔羽的放射性锇特征是由地核导致。他们建议核组分在核幔边界进入地幔羽，这样，它的高锇含量复制到地幔羽的同位素特征上。

俘体是岩石圈地幔数据的主要来源。它们一般不是共生的，很少能形成等时线。锇模式年龄在研究岩石圈地幔时特别有用，因为 Re-Os 系统能有效地测定地幔亏损事件，正如地幔富集事件通常以亲石（lithophile）同位素系统测定。基于样品的截面和整体地球演化线，亏损地幔样品能用于计算锇模式年龄（Pearson 等，1995a）。然而，地幔样品 Re／Os 值会受原始地壳形成铼亏损事件后的交代铼增加所影响。一个近似是假定在样品中亏损事件产生的 Re／Os 值为零。这样，铼亏损模式年龄（TRD）用水平线投影到锇地幔增长曲线上来计算。

铼亏损年龄表述岩石圈形成最小年龄。从橄榄岩锇同位素比可直接计算。Wyoming，Kaapvaal 和 Siberian 克拉通全部拥有最小形成年龄的约 3Ga 骨架（keel）。来自同一地区的富集样品锇数据能进一步限定岩石圈地幔的年龄。例如，Siberian 金伯利岩中的榴辉岩得到 Re-Os 模式年龄约 3Ga，符合 Re-Os 等时线年龄 2.9 Ga，并具有最小 3Ga 的地幔亏损年龄。

Reisberg 和 Lorand（1995）在地幔橄榄岩中观察到两个造山带二辉橄榄岩中锇同位素与橄榄岩全岩铝含量之间的相关，提出以此近似来克服铼交代作用问题。这样，Y 轴截距给出初始锇同位素比，并用于测定精确的铼模式年龄。Meisel 等（1996）讨论次大陆岩石圈更富集（富铝）二辉橄榄岩，在锇同位素比对 Al_2O_3 图上 Kilburn Hole（New Mexico），West Eifel（Germany）和 Baika Rift（Mongolia）的地幔俘体形成线性阵列。

如果地幔形成时是与地核处于平衡状态下，地幔中三类贵金属：铂族、金和铼应比观测值低得多。这被解释为在核幔分离后，至少有 1％以上的地球增生，近年讨论的中心是增生的陨石类别，以及它们增生形成的“晚期薄板”（late veneer）。Snow 和 Schmidt（1998）分析大洋深成橄榄岩，除 Os／Ir 值与 C1 型碳质球粒陨石难以区分之外，Ru／Ir、Pt／Ir、Rh／Ir 和 Pd／Ir 均高出 40％以上。这排除陨石增生的可能性。更可能是核幔分离后，外核物质进入地幔的结果。

6.2　氧同位素

地幔岩石的$\delta^{18}O$ 变化较小。Kyser（1986）根据地幔俘体、镁铁质熔岩和深成橄榄岩$\delta^{18}O$ 值，提出正常地幔的$\delta^{18}O$ 值为 5～7‰。Ohmoto（1986）给出原生水的$\delta^{18}O$ 相近值。大洋地幔的$\delta^{18}O$ 值大约为 5.7±0.3‰，即典型新鲜 MORB 的$\delta^{18}O$ 值。

橄榄岩俘体和榴辉岩俘体的氧同位素数据揭示，大陆岩石圈地幔是不均匀的。榴辉岩俘体$\delta^{18}O$值变化最大，其值在蚀变洋壳$\delta^{18}O$范围内，说明至少部分榴辉岩是蚀变洋壳的变质产物。大多数榴辉岩俘体中共存单斜辉石和斜方辉石的$\delta^{18}O$值近乎相等，显示同位素平衡特征；但某些样品中橄榄石$\delta^{18}O$值等于或大于共存辉石。在$\delta^{18}O_{Px}$-$\delta^{18}O_{Ol}$图上有少数橄榄石的$\delta^{18}O$值异常，形成一条很陡的趋势线，切过1000℃和1200℃下的平衡分馏线。对此，Gregory和Taylor（1986）解释为开放体系下橄榄石与交代流体之间曾发生氧同位素交换。

大多数榴辉岩中单斜辉石和石榴子石的$\delta^{18}O$值很接近，反映其同位素平衡。然而金云母的$\delta^{18}O$＞5.9‰，不同于共存的辉石和石榴子石，表明它是次生交代形成（。碱性熔岩、金伯利岩、橄榄岩和榴辉岩中交代成因的金云母和角闪石的$\delta^{18}O$值变化范围很大，分别为4.6～7.3‰和4.6～6.0‰；与大陆岩石圈地幔镁铁质熔岩和橄榄岩俘体中矿物的$\delta^{18}O$范围相近。然而绝大多数含水矿物的$\delta^{18}O$值在5～6‰之间，与低$\delta^{18}O$的榴辉岩俘体相似。这是由于交代流体或熔体从$\delta^{18}O$平均值5.7‰的洋壳消减形成，或者说大多数交代流体与大陆岩石圈发生交换或被缓冲。

大洋和大陆镁铁质熔岩的斑晶或无蚀变样品$\delta^{18}O$值有很大变化，表明其地幔氧同位素组成极不均一。但该数据受到有关热液蚀变、低温水解、风化、岩浆混染、消减物混染等多方面影响的质疑。

大陆板块汇聚边缘钙碱性镁铁质岩浆岩明显不同于岛弧。晚新生代安第斯火山岩的$\delta^{18}O$值高达7.0～8.2‰，它们源于软流圈或岩石圈的不均一源区。根据其$\delta^{18}O$值与Sr-Nd-Pb同位素的关系，认为受到大陆岩石圈的混染。James（1981）、Taylor和Sheppard（1986）评述岩浆的源区混染和地壳混染过程中的氧和锶同位素组成的变化（图4.18））。如果源区（即岩石圈或软流圈地幔）被俯冲板块释放的流体所混染，该流体会富集不相容元素（包括水），并引起上覆地幔楔的部分熔融。锶和其他不相容元素将反映消减板块的特征，而氧同位素和其他主要元素的特征则主要来自上覆地幔楔。在$\delta^{18}O$对$^{87}Sr/^{86}Sr$、$^{144}Nd/^{143}Nd$或$^{206}Pb/^{204}Pb$图上将显示一个向下弯曲的曲线（图4.18））。相反，向上弯曲的线是地壳混染结果。因为地壳与岩浆岩虽有完全不同$\delta^{18}O$值，但地幔氧的储库极大，结晶分异伴随的地壳混染所引起的氧同位素变化＜1‰。而微量元素则出现较大变化，具体取决于岩浆结晶时Sr、Nd或Pb的含量，但曲线是向上弯曲的。

图4.18　岩浆（M）与地壳组分（C）混合过程中$\delta^{18}O$值和$^{87}Sr/^{86}Sr$值的变化（郑永飞，1999b）

岩浆和地壳组分的氧含量是相等的，但岩浆锶（Sr_m）与地壳组分锶（Sr_c）的比值从5：1变化到1：10。Sr_M/Sr_C值大于2∶1时，指示当岩浆上升时经受混染作用；小于1∶2时指示来自俯冲地壳的富含不相容元素的交代流体与岩浆源区之间的相互作用。图中给出所选择的混染地壳重量百分比

地幔矿物之间的氧同位素分馏系数由实验或理论计算得出。郑永飞等（1997）用增量方法进行理论计算，给出与实验测定相符的地幔矿物、常见造岩矿物与流体（H_2O或CO_2）之间，以及矿物同质多象变体的分馏系数，预测^{18}O富集顺序为：上地幔＞过渡带＞下地幔。这与地幔羽起源的夏威夷玄武岩中较低的$\delta^{18}O$值（4.6～5.1‰）相符。

对自然产出的地幔矿物研究，发现大多数地幔矿物之间的氧同位素分馏处于平衡状态；更重要地是，观察到部分幔源矿物超出实验确定的平衡值范围。Kyser等（1981）研究大陆和海洋上地幔超镁铁质俘体中共生的橄榄石、辉石和尖晶石等$\delta^{18}O$值，发现单斜辉石与斜方辉石之间的分馏均在零值左右，不随温度变化；而在辉石与橄榄石之间存在明显分馏，并且其符号随温度增大由正变负：在900℃时为1.2‰，1300℃时为－1.4‰。Gregory和Taylor（1986）等注意到其中橄榄石$\delta^{18}O$值变化比辉石大得多。据此，他们假定橄榄石优先与交代流体发生交换产生氧同位素不平衡。Kempton等（1988）研究德国Eifel地区幔源俘体，发现辉石－橄榄石氧同位素负分馏特征主要是富集LREE的样品。

但是，Chiba等（1989）高压实验表明，上地幔温度（900～1300℃）下透辉石与镁橄榄石间氧同位素分馏仍为正值，不会出现符号变化。Rosenbaum等（1994）实验，郑永飞等（1997）理论计

算都给出类似的结果。为了解释辉石一橄榄石氧同位素负分馏，提出开放体系不平衡状态、同质多象转变过程中氧同位素继承性和矿物反应过程中氧同位素继承性等三种解释。

6.3　氢同位素

根据地幔超镁铁质岩中的含水矿物分析，原始地幔物质的δD 值为－90～－40‰。这与洋中脊玄武岩和玻璃，金伯利岩中的金云母的δD 组成一致。但有人认为，该范围含有通过板块俯冲再循环到地幔中的水。Bell 和 Hoering（1994）发现，加利福尼亚 Dish Hill 火山角闪石的δD 值为－46～＋7‰，水含量为 0.93～1.15%，可能代表原始地幔的氢同位素组成。但其中两个样品具有很低的 H_2O 含量，可能指示火山喷发过程中有氢丢失。

Boettcher 和 O′Neil（1980）测出南非金伯利岩的金云母δD 为－70～－63‰，$\delta^{18}O$ 范围是 5.0～5.9‰。榴辉岩包体中的次生金云母脉内交代金云母的δD 值变化为－80～－70‰，与大洋玄武岩相似，但其$\delta^{18}O$ 值变化仅 2‰；Kyser 和 O′Neil（1984）认为它代表地幔的原始氢同位素组成，并说明氢同位素比氧同位素对交代作用更灵敏。Deloule 等（1991）用离子探针测定橄榄岩俘体中角闪石的氢同位素，发现在毫米级尺度上δD 的变化可达 70‰，并认为这种不均一性是继承自地幔。Chaussidon 等（1991）综合 13°N 附近东太平洋洋中隆的洋脊和洋岛玄武岩玻璃的氢同位素，δD＝－88～－54‰，也认为地幔氢同位素组成在小尺度上也是不均一的。

根据测定水与黑云母、角闪石和白云母之间的氢同位素分馏，将该数据外推到上地幔温度 900～1300℃，给出共生的水、金云母和角闪石的δD 值很接近，说明在高温下角闪石和云母的化学成分对 D／H 分馏的影响很小。此外，在地幔压力下，流体与矿物或熔体之间的氢同位素分馏可能具有压力效应，这会影响由地幔衍生物δD 值计算的地幔初始δD 值。

Kyser 和 O′Neil（1984）认为大洋玄武岩的初始δD 值为－80±5‰，尽管在 Sr、Nd、Pb、稀有气体和氧同位素组成上有较大的变化。大洋玄武岩的δD 值与岩石水含量之间存在不同的相关关系。显然，看来新鲜的玄武岩硅酸盐玻璃的δD 值也可能受到岩浆去气、岩浆温度下的海水加入、喷发中的热液蚀变、或固结后的低温水解等方面的影响（图 2.21）。溶解在硅酸盐熔体中的水通常以羟基和水分子两种形式存在。当初始水含量低于 3%，主要以 OH^- 形式产出；当在 3～4%时，两种形式的水并存；当水含量大于 4%时，则主要赋存形式是 H_2O。

大陆岩石圈中金云母的δD 值在一个较小的范围内变化。而大洋碱性玄武岩中角闪石巨晶或幔源俘体中的原生含水矿物（金云母和角闪石）的δD 值变化很大，为－113～＋8‰。这些 D／H 值最简单地可用“俯冲”氢与“初始”氢两组分混合来解释；但也可以解释为来自洋壳非玄武质的组分，以及超镁铁质组分δD 值－68～－35‰的俯冲和脱水。然而，大多数角闪石的δD 值是在－70～－35‰之间，并且相对于金云母富集 D，贫 ^{18}O。当金云母和角闪石在交代脉中一起产出时，它们之间很少处于氢或氧同位素平衡。大洋内部还是大陆边缘的钙碱性玄武岩中的水都是富集 D 的。这由于含水玄武质洋壳脱水衍生的俯冲水，进入上覆地幔楔产生岩浆。

上述研究表明，地幔的δD 值变化较大，而且是不均一的。地幔的这种氢同位素不均一性可以是原生的，即与“初始”氢有关；也可以是次生的，即由于板块俯冲或岩浆去气。岩石或矿物 H_2O^+ 含量与δD 值之间的相关性是判断和区别原生或次生地球化学过程的有效途径。

Feldstein 等（1996）对熔岩中的金云母、黑云母和角闪石斑晶测定，其δD 值从－137～－43‰，但其$\delta^{18}O$ 变化较小，仅 5.2～6.2‰，与正常地幔值一致。高温岩浆结晶分异作用引起的矿物δD 值变化很小，＜10‰，部分熔融也不会导致显著的δD 值变化。Feldstein 等（1996）提出三种可能的解释：岩浆去气作用、地幔氢同位素不均一性、和大气降水交换。并倾向于第三种方案。岩浆冷却和结晶期间与大气降水相互作用引起这些斑晶的δD 值降低，但未改变其$\delta^{18}O$ 值和氧逸度。

对于许多幔源物质而言，非幔源组分的影响是不可忽略的。例如，大洋沉积物、热液蚀变、俯冲消减等方面的影响。来自大洋底部的物质具有不同的氢同位素组成，其中大洋沉积物δD 为－87～－55‰，大洋蛇纹岩δD 为－65～－35‰，洋中脊蚀变玄武岩δD 为－38～－30‰。另外，根据对消减沉积物研究和蛇绿岩杂岩体中热液蚀变岩所作的估计，消减水的δD 值为－80～－30‰。

根据碱性火山岩及其所含俘体氢同位素研究证实，水可以通过俯冲再循环进入地幔或更深，可产生涉及与碱性和钙碱性玄武岩成因有关的流体或部分熔体的“地幔交代”作用。其中只有具最高δD 值的样品才可能反映岩石圈地幔中交代流体的组成。

近年测定出，名义上无水的地幔矿物在晶体结构中含有微量的水，以 OH^-或 H_2O 形式存在。Ihinger（1992）报道金伯利岩中石榴子石和单斜辉石巨晶，以及尖晶石二辉橄榄岩中斜方辉石的δD为－100～－130‰。Dyar 等（1996）测定加利福利亚 DiSh Hill 碧玄岩中普通辉石巨晶的δD 为－93～－154‰，H_2O 含量为 0.05～0.21wt%，由于巨晶δD 值与 H_2O 含量之间存在正相关，指示其源区曾经历过水汽为主的去气作用。

6.4　碳同位素

地幔的碳同位素组成是主要通过测定金刚石、碳酸岩、地幔俘体中流体包裹体的 CO_2 和石墨、大洋玄武岩和大洋中脊排出的 CO_2 等获得的。

岩浆岩中碳以多种形式存在，例如，金刚石、石墨、碳化物、碳酸盐或分散状态。岩浆岩中碳含量不高，为（100～400）$\times10^{-6}$。上地幔的碳含量较低，约（50～500）$\times10^{-6}$；而下地幔的碳含量很高，约（1200～5000）$\times10^{-6}$。已知岩浆中含有大量的 CO_2，低压下（＜200MPa）碳在玄武岩熔体中的溶解度随压力升高而增加（1.37×10^{-6} / MPa），但高压下（＞2GPa）碳在玄武岩熔体中的溶解度变化不大，约（150～450）$\times10^{-6}$。

郑永飞（1999b）综述高温各种碳物质之间的同位素分馏，以及与温度变化的关系。根据理论和实验预测地幔含碳组分在热力学平衡条件下遵循下列 ^{13}C 富集顺序：CO_2＞碳酸盐≥金刚石 / 石墨≥CH_4。1000℃以上石墨与金刚石之间的碳同位素分馏很小，可以忽略不计。

地幔的碳同位素组成变化非常大，$\delta^{13}C$ 值－35‰～＋5‰。地幔碳的同位素变化来自以下四种状况；① 不同条件下的熔融和碳的物相变化所涉及的同位素分馏；② 地壳碳物质通过板块俯冲进入地幔，一般把在负方向上的偏离归因为有机碳的混染，正方向上的偏离看作含有海相碳酸盐；③ 地幔去气过程；④ 地幔原始含碳物质的同位素不均一性。还可能有一些至今未认识到的同位素效应，例如，Si-C 键形成期间，或是在碳溶解在硅酸盐中时的同位素效应。

天然金刚石是在地幔中形成的，它的碳同位素数据最多。20 世纪 50 年代得出金伯利岩中金刚石的$\delta^{13}C$ 值为－2‰～－9‰，并由此推断原始地幔的碳同位素组成为－5‰～－6‰。后来，对金刚石、碳酸岩、大洋玄武岩和幔源俘体等的研究表明，尽管$\delta^{13}C$ 值大都落在－5‰附近，但很分散，大致从 3‰延伸到－35‰。金伯利岩中碳硅石的$\delta^{13}C$ 值集中在－22～－29‰。

Deines（1992）对比前苏联和南非认为，世界两大主要金刚石产区都有同样宽的$\delta^{13}C$ 范围，且众数$\delta^{13}C$ 值同为－5.5‰，加权平均值都为－7‰。图 4.19 综合前苏联和南非各 500 个金刚石（产于金伯利岩）数据所得到的碳同位素频率分布图，体现出全球地幔成因金刚石的$\delta^{13}C$ 值分布。

图 4. 19　南非和俄罗斯金伯利岩中金刚石碳同位素组成频率分布直方图（Denies， 1992）

有两个众数值位置（＊1 和＊2），$\delta^{13}C$ 值分别为－5.5‰和－15‰～－19‰。频率分布曲线：#1 按反应 $CH_4=C+2H_2$ 形成碳计算，#2 按俯冲沉积物碳的自由取样计算（假定端元$\delta^{13}C$ 值分别为 0‰和－25‰），# 3 按瑞利分馏过程计算（假定$\alpha=1.0038$，$\delta_0=-5.5‰$，加权平均$\delta^{13}C=-8.7‰$）

Deines（1992）总结各类地幔样品的碳同位素分布特征。他认为金刚石的碳同位素分布反映地幔碳的一个重要特征，即明显的双峰分布（图 4.19）。这些金刚石的主峰众数为－5.5‰，与地幔碳酸盐和热点玄武岩平均值恰好吻合。平缓的、远为低的另一个峰的处于－15～－25‰之间，正好落在地幔俘体和玄武岩中一部分高温碳和碳化硅的$\delta^{13}C$ 值范围上。地幔俘体和玄武岩的数据也证明，作为整体特征，地幔碳$\delta^{13}C$ 值众数在－2～－9‰之间，并有小得多、但却不容忽略的－15～－25‰之间的分布。与金刚石不同的是，地幔俘体中的碳的存在形式更为复杂多样。

Milledge 等（1983）、Kessen 和 Ringwood（1989）提出，地幔碳同位素的双峰分布是由于洋壳

俯冲把沉积碳带入地幔。因为地幔中低$\delta^{13}C$ 峰与光合作用形成的有机碳（大约—25‰）吻合。某些变质金刚石可能是这种碳。地壳碳通过板块俯冲进入到下地幔，使其$\delta^{13}C$ 值低达－20～－30‰。但是，洋壳俯冲不仅携带有机碳，也将携带海底沉积物。这样，混合后加权结果平均很难达到－5.5‰，碳同位素频数分布也与图 4.17 不符。地球早期的大规模去气和以后的持续去气作用也不可能造成图 4.17 的碳同位素分布。显然，用各种地质作用来解释金刚石的$\delta^{13}C$ 分布都是困难的。另外，陨石的碳同位素与金刚石一样，有很宽的相同分布范围。对此，Deines（1992）提出这种$\delta^{13}C$ 分布可能是原始地幔的特征。Deines（1992）还提出在地幔下部可能存在贫 ^{13}C 的源区，它可能受高温下 Fe-C 和 Si-C 键上的碳与石墨之间的同位素分馏的控制，它比石墨相对贫 ^{13}C。目前，还很难评论这一假说。

地幔岩中共生石墨和金刚石的碳同位素数据较少。Denies 等（1991）研究 Orapa 的 70 个含石墨和金刚石的榴辉岩，发现石墨的碳同位素组成在－4.6～－7.8‰之间，而金刚石却落在－4～－23‰之间。Schulze 等（1997）分析南非和美国金伯利岩中 28 个榴辉岩俘体中原生石墨，$\delta^{13}C$ 值变化从－14.3～－2.8‰。研究表明，橄榄岩组合金刚石$\delta^{13}C$ 变化较小，为－2～－9‰；而榴辉岩组合变化很大，$\delta^{13}C$＝－34～3‰。

Nadeau 等（1990），Pineau 和 Methez（1990）采用分步加热法研究北美板块西北缘和夏威夷 Hualalai 火山岩中超镁铁质地幔俘体的碳同位素。低于 800℃提取的 CO_2 数据主要代表存在于地幔俘体裂隙中的石墨类和有机质含碳物质（称为 LTC，即含轻的碳同位素），其$\delta^{13}C$ 值明显较低，大约－25‰；而高于 800℃（称为 HTC，即含重的碳同位素）提取的 CO_2 主要来自地幔矿物中流体包裹体，它们的$\delta^{13}C$ 值在－2‰～－10‰之间。Porcelli 等（1992），储雪蕾等（1995），樊祺诚等（1996）研究表明，高于和低于 800℃提取的$\delta^{13}C$ 数据变化很大，其范围大致与金刚石相同。

对玄武岩的碳也采用分步加热法以 CO_2 形式提取，一般将 600℃以下析出的碳称为低温碳（LTC），而在 600℃以上析出的碳称为高温碳（HTC）。Pineau 和 Javoy（1983）等发现玄武岩中存在相对亏损 ^{13}C 的 LTC，$\delta^{13}C$ 值从－20～－30‰，和相对富集 ^{13}C 的 HTC，－3～－13‰。Taylor（1986）注意到，低温碳或高温碳的$\delta^{13}C$ 值均与岩石的碳含量成正比。这说明，岩浆去气是引起玄武岩碳同位素组成变化的重要原因。另外，600℃也不是提取轻与重碳同位素的界限。

大陆玄武岩显示非常低的$\delta^{13}C$ 值（－28～－21‰）。张铭杰等（1998）用热分解质谱法测定中国东部新生代碱性玄武岩流体的 CO_2，$\delta^{13}C$ 值为－18.4～－26.8‰，而$\delta^{18}O$ 值变化为 4.1～15.4‰。

玄武岩气孔中 CO_2 与宿主玄武岩玻璃之间的碳同位素分馏一般在 2～4‰之间。Pineau 和 Javoy（1983）测定 Famous 地区 MORB 气孔中 CO_2 的$\delta^{13}C$ 值为－4.3～－8.0‰，并随 MORB 玻璃中 CO_2/H_2O 值的降低而减小，指示其经历单阶段 CO_2 去气作用。Taylor（1986）汇总板块不同位置上火山 CO_2 气体的组成，发现 MORB 和岛弧玄武岩的$\delta^{13}C$ 值均在－2～－11‰，认为这是俯冲的沉积碳酸盐碳的混合所产生，但不排除与岩浆去气作用或地幔源区的不均一性有关。Denies（1992）研究得出，火山排出 CO_2 的$\delta^{13}C$ 值变化也在 0～－31‰之间，但其众数在－4～－5‰之间。

地幔岩浆的去气作用能改变熔体中碳同位素组成。Zheng（1994a）根据瑞利分馏原理，模拟上地幔条件下 CO_2 和 CH_4 连续去气效应。由于 CO_2 相对于碳酸盐稍微富 ^{13}C，CO_2 去气作用将使熔体内碳酸盐亏损 ^{13}C，使其$\delta^{13}C$ 从－4‰变到－15～－20‰。相反，由于 CH_4 相对于碳酸盐亏损 ^{13}C，CH_4 去气作用能引起熔体内碳酸盐富集 ^{13}C，使$\delta^{13}C$ 值从－4‰变为正值，达 0～5‰。Blank 等（1993），等的去气理论可以解释玄武岩的 CO_2 含量与$\delta^{13}C$ 值之间的变化关系。显著亏损 ^{13}C 的低温碳可能为强烈去气的晚期产物，或吸附了去气晚期的挥发分；而显著富集 ^{13}C 的高温碳仅经历了相对较弱的岩浆去气作用。岩浆去气作用往往导致分析数据在$\delta^{13}C$ 值－碳含量的图上呈线形或扇形分布，碳含量高的一端往往指向岩浆去气前的原始岩浆$\delta^{13}C$ 值。

6.5 硫同位素

地幔岩石$\delta^{34}S$ 为－5～＋10‰。Ohomoto（1986）认为，过去 2.5Ga 地幔内硫同位素已经局部不均一化，正常地幔岩$\delta^{34}S$ 值应在－3～＋3‰范围。对地幔硫同位素的不均一性，主要考虑的是原始

地幔的不均一、地壳沉积物的俯冲再循环、和地幔去气效应。

地幔中硫以下列四种形式存在：溶解于熔体中、不混溶硫化物熔体、分离的气相、以及各种硫化物和硫酸盐矿物。与氢相似，氧化形式的硫（例如，SO_2 和 SO_4^{2-}）与还原形式的硫（例如，H_2S 和 S^{2-}）之间的硫同位素分馏即使在高温条件下也很显著，1200℃时 SO^2 与 H_2S 之间的分馏约 2‰，硫酸盐与硫化物之间的分馏约 3‰（图 4.20）。郑永飞（1999b）总结高温不同物相之间的硫同位素分馏系数。高温下硫化物与还原形式硫之间的同位素分馏只有千分之零点几，因此硫化物从地幔流体中沉淀对$\delta^{34}S$ 只有很小的影响。而 H_2S 或 SO_2 丢失使岩浆显著富集或亏损 ^{34}S。

图 4.20　地幔条件下不同含硫物相之间的硫同位素分馏（郑永飞，1999b）

根据高温体系内硫同位素配分的理论和实验研究，岩浆体系内不同含硫物质的 ^{34}S 富集顺序为：$CaSO_4 \geqslant SO_2 \geqslant H_2S \geqslant FeS$。郑永飞（1994）进行 SO_2 或 H_2S 去气作用的瑞利分馏理论模拟，结果表明，由于 SO_2 相对于硫化物显著富集 ^{34}S，SO_2 去气引起熔体亏损 ^{34}S，导致硫化物$\delta^{34}S$ 值从－1‰变到＜－8‰。相反，由于 H_2S 相对于硫酸盐显著亏损 ^{34}S，H_2S 去气引起熔体富集 ^{34}S，导致其中硫化物$\delta^{34}S$ 值从－3‰变到＞6‰（图 4.19）。如果喷出气体包含 SO_2 和 H_2S，则硫化物的$\delta^{34}S$ 值与初始岩浆$\delta^{34}S$ 值接近。熔体内的硫酸盐也得到类似结果。

图 4.19　SO_2 或 H_2S 去气作用对熔体硫同位素组成的影响（郑永飞，1999b）
a 硫化物；b 硫酸盐

幔源物质$\delta^{34}S$ 有相当大的变化：幔源岩石、俘体和硫化物的$\delta^{34}S$ 值超出地幔正常值 0±2‰。考虑幔源物质的非正常的$\delta^{34}S$ 分布时，常把负方向上的偏离归因于生物成因硫化物的沾污，而把正方向上的偏离视为含有海相硫酸盐。

离子探针分析发现金伯利岩金刚石中硫化物包体中橄榄岩组合$\delta^{34}S$ 值变化较小，在 0‰左右；而榴辉岩组合$\delta^{34}S$ 值变化－11～＋14‰。表明后者含有地壳物质。Rudnick 等（1993）发现西伯利亚金伯利岩金刚石中硫化物的$\delta^{34}S$ 值变化较小，0±3‰。

美国西部碱性玄武岩和南非金伯利岩俘体中全岩样品的硫含量通常比 MORB 低，$\delta^{34}S$ 值变化很大，0～11‰，并与硫含量无相关关系。Ionov 等（1992）测定西伯利亚和蒙古碱性玄武岩区二辉橄榄岩、辉石岩俘体的全岩硫同位素组成，发现大多数橄榄岩俘体$\delta^{34}S$ 值为－l～＋7‰（平均＋2‰）；相反，辉石岩较为富集硫，其$\delta^{34}S$ 值接近于 0‰（－1.5～＋1.4‰）。结合 Chaussidon 等（1989a；b）的离子探针数据，他们认为大陆上地幔有平均 ＋2‰$\delta^{34}S$ 值。

Chaussidon 和 Lorand（1990）用离子探针分析法国 Ariego 尖晶石二辉橄榄岩中硫化物包体，$\delta^{34}S$ 为－3～＋3‰，推测上地幔存在硫同位素不均一性。Eldridge 等（1991）对金刚石内硫化物包体的离子探针测定，认为从＜－4‰到＞＋4‰的$\delta^{34}S$ 值变化反映金伯利岩岩浆受到再循环地壳的混染。

未蚀变的 MORB 的$\delta^{34}S$ 值近于 0‰，表明软流圈的$\delta^{34}S$ 值也在 0‰左右。MORB 和 Hawaii 海底拉斑玄武岩$\delta^{34}S$ 值为 0‰±2‰。Hawaii 拉斑玄武岩$\delta^{34}S$ 值低达－5‰，这是由于岩浆喷发过程中的去气作用。

钙碱性岩浆比 MORB 和大洋地幔富集 ^{34}S。日本岛弧玄武岩和马利亚纳岛弧$\delta^{34}S$ 高达 5‰，可能与富集 ^{34}S 物质的俯冲加入有关。然而，地表熔岩的所有$\delta^{34}S$ 值都不同程度地受去气作用的影响。Field 等（1984）对海洋玄武岩的$\delta^{34}S$ 值为－11.4～＋12.7‰；其中以硫酸盐形式存在的硫（氧化硫）$\delta^{34}S$ 值为－6.9～＋15.9‰；以硫化物形式存在的硫（还原硫）$\delta^{34}S$ 值为－12.7～＋17.4‰；氧化硫与还原硫之间的硫同位素分馏为－9.l～＋18.1‰，既有平衡分馏也有不平衡分馏。岩浆去气和热液蚀变都被用来解释这些异常大的$\delta^{34}S$ 值变化范围。

大陆上地幔的$\delta^{34}S$ 值变化大，－5～11‰。消减洋壳的$\delta^{34}S$ 值在 0‰附近变化，大多数块状硫化

物矿床的$\delta^{34}S$ 值为 10‰，与沉积物中硫的$\delta^{34}S$ 平均值相同。现代海水硫酸盐的$\delta^{34}S$ 值在 20‰左右，但地质历史上海水硫酸盐的$\delta^{34}S$ 值随时间而变化。

岩浆去气作用，即地幔去气作用不仅出现于地壳，也可以发生在地幔深处。Torssander（1989）等观察到，幔源岩石中大的全岩$\delta^{34}S$ 值变化通常与很低的硫含量相伴生。Zheng（1990；1992；1994b）将该特征解释为岩浆去气效应。大的硫含量变化和接近地幔$\delta^{34}S$ 值的狭窄分布是由于岩浆去气发生在熔体中硫酸盐／硫化物值接近阈值的条件下。阈值指在特定的硫酸盐／硫化物比时，岩浆挥发分与熔体之间的硫同位素分馏系数为零，即岩浆去气不改变熔体的硫同位素组成。Zheng（1990）计算得出，H_2S 去气阈值为 0.90～0.93，而 SO_2 去气阈值为 0.30～0.41，具体取决于温度。通常，岩浆去气作用导致数据在$\delta^{34}S$ 值－硫含量图上呈扇形分布，扇尖往往指向岩浆去气前的原始岩浆$\delta^{34}S$ 值。

6.6　氦同位素

人们广泛了解 OIB 中的重稀有气体对岩浆系统内浅水平沾污非常灵敏。然而，近年工作表明 OIB 中的氦同位素特征同样对该沾污过程灵敏。

MORB 的 R＝（1.15～1.22）$\times10^{-5}$，约为 $8R_A$。MORB 的 $^3He/^4He$ 值处于 6～$16R_A$ 之间，多数为 7～$9R_A$，峰值为 $8R_A$。异常值常位于热点附近。例如，冰岛南北高于北大西洋，可达 $24R_A$ 。与之类似，比 $8R_A$ 低 $^3He/^4He$ 值也近于热点位置。OIB 具有较大的变化范围，4～$32R_A$。最高值出现于两个热点，冰岛和夏威夷。最低值见于几个热点火山：St.Helena（$6R_A$），Guadalupe（$4R_A$）和 Azores（$4R_A$）。一般认为，高 $^3He/^4He$ 值联系着地幔羽，源区具有比 MORB 高的时间累积 $^3He/$（U＋Th）值和较少去气的储库。这是层状地幔的强烈证据。低 $^3He/^4He$ 值往往被认为是地壳物质沾污的结果。。

Hilton 等（1993a）研究 Tongan 弧后的 Lau 弧后盆地火山玻璃，盆地中心的样品有高氦含量（达 10nl／g）和近于 MORB 的 R_A 值；岩浆弧后的玻璃具有低氦含量（＜0.2 nl／g）和 R_A＝1。Hilton 等（1995）在 Kerguelen Archipelao 的 Heard 半岛两种熔岩巨晶看到类似证据，认为较低 R_A 值的样品可分两类：具有较高锶同位素比（达 0.705）的样品可能是地壳再循环进入 OIB 源区。而联系着低总氦含量的低 R_A 值样品可能是在大洋岩石圈内沾污，不是沉积物再循环进入地幔。Hanyu 和 Kaneoka（1998）反对后一看法，提出 HIMU 的 OIB 的 R_A 值是开放系统中再循环物质扩散的结果。

一个特殊的情况见于 Samoan 玄武岩，它具有独特的较高 R_A 值和放射性锶。其橄榄岩俘体有变化的放射性锶同位素特征，这可以是 EM2 的交代作用。然而，俘体中流体包体 R_A 为 12，这不可能由于低 R_A 值的再循环沉积物所形成。同时，这流体有典型地幔约 3×10^9 的 $C/^3He$ 值，不同于沉积物（10^{11}）。这些证据建议交代流体的挥发分组成来自深地幔，近年再与消减沉积物的贫挥发分熔体混合。基于 Sr-He 混合计算，其残留时间仅 10Ma，暗示沉积物从靠近 Tongan 沟进入地幔羽。在 Hawaii 氦从亲石同位素系统中去耦。Valbracht 等（1996）假设去耦仅出现于大洋岩石圈内浅的深度，而非地幔羽。

Galer 和 O'Nions（1985）认为，不相容元素在对流地幔有较短的存留时间。在此情况下，氦能从升温的任何系统逃逸。Kellogg 和 Wasserburg（1990）为了确定氦在上地幔存留时间，假定在补充和去气之间有一个稳定状态，认为洋中脊是氦从上地幔主要逃逸位置，而热点在下地幔去气。他们用下式来估算氦在上地幔存留时间τ

$$\tau=\text{上地幔质量}/\text{去气速度}$$

基于 670km 深度，上地幔质量为 1×10^{27}g，海底产物 $3.5km^3$／a 和熔融深度 60km，地幔去气速度估算 7×10^{17} g／a，他们得出氦在上地幔存留时间为 1.4Ga。然而，O'Nionst 和 Tolstikhin（1994）给出稍短的 1.1Ga 存留时间。这些相对短的存留时间建议上地幔原始氦完全去气。氦的极端挥发性，也表现为上地幔亲石元素存留时间的最小值。

在大陆地区氦同位素特征利用来探测在沉积盆地和裂谷带幔源岩浆的存在。Hilton 等（1993b）等用地热流体氦分析来探测 Andean 消减带之下地幔熔融带的深度。他们揭示高 R_A 值位于中心在 Altiplano 的岩浆带，低于 $0.5R_A$ 值见于岩浆弧的沟带和东 Cordillera 之后。在东 Cordillera 之后 R_A

值的减少可能标志着岩浆从消减带之上热的薄的岩石圈转变到 Brazilian 地盾的厚的冷的岩石圈。

一系列研究发现，地幔稀有气体中存在有原始的太阳组成，其基本特征是：$R=286R_A$，$^{20}Ne/^{22}Ne=13.8$，$^{38}Ar/^{36}Ar=0.1724\sim0.1786$。

6.7 氖同位素

对金刚石和 MORB 玻璃的分析表明，地幔具有高的 $^{20}Ne/^{22}Ne$ 和 $^{21}Ne/^{22}Ne$，分别约为 11 和 0.07，大气为 9.8 和 0.029。Honda 和 McDougall（1998）给出 MORB 和 OIB 的 $^{3}He/^{22}Ne$，分别为 10.2±1.6 和 6.0±1.4。Moreira 和 Allegre（1998）评述 MORB 和 OIB 的氦和氖数据，认为强烈支持两层地幔：去气的具有放射性成因氦和核成因氖特征的 MORB 源区，以及较少去气的具有原始 ^{3}He 和 ^{22}Ne 源区。然而，大气沾污仍是地幔氖、氖和氩研究中尚未解决的主要问题。

Honda 等（1993）对夏威夷岛链卢伊希和基拉韦厄火山玄武岩玻璃的稀有气体分析，$^{20}Ne/^{22}Ne$ 高达 10.8。他们认为 Ne 是三元混合的结果：太阳型、核成因型和大气型，并推测地球原始大气的组成是太阳型——至少对 He、Ne。“太阳型假说”可以解释在来自地幔羽和扩张体系的玄武岩玻璃、大陆热流中的气、CO_2 井气、原始金刚石中的 He、Ne 同位素比率。

随着地球对太阳系氖模式的接受，氖和氦同位素数据目前能置于统一的模式。这能明显缓冲大气沾污，而氖的大气沾污能为太阳系 $^{20}Ne/^{22}Ne$ 值标准化所修正。亏损地幔（D），下地幔（P）和陨石（表示原始地球）在 $^{21}Ne/^{22}Ne$ 对 $^{4}He/^{3}He$ 图上形成一个线性增长。Porcelli 和 Wasserburg（1995b）并指出，线性 Ne-He 增长曲线符合地幔稀有气体的稳定态模式。

6.8 氩同位素

MORB 的 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值从稍高于大气的 295.5 到约 44000。这样大的变化范围却出现于 $^{3}He/^{4}He$ 近于 9～10 的狭窄区域内，说明氩的大气沾污。但是对其是否主要为太阳成因和原始地幔 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 值的看法并不一致。Pepie（1998）认为主要是太阳成因；而 Kunz（1999）反对这一看法。Poreda 和 Farley（1992）认为其值超过 5000。Ozima 和 Zahnle（1993）计算出富集地幔中 $^{40}Ar/^{36}Ar$ 大于 6000。Far1ey 和 Poreda（1993）认为其值为 3500。

玄武岩玻璃体中的 Ar 受到关注。玻璃体中含有与大气组成相近的 Ar 同位素组成，被称为“似大气的 Ar”。长期不清楚这种组分来自何处？Marty 和 Ozima（1986）认为，在海底之下 1km，当成泡作用开始时，稀有气体优先进入 CO_2 气泡；在熔岩喷出前或喷出期间，大气可能进入残余的熔体，并溶于其中。Staudacher 等（1989）提出海水污染的观点。Fisher（1994）对 MORB 玻璃体进行多步压碎实验，表明可以考虑空气加入。Farley 和 Craig（1994）选取橄榄石斑晶来研究大气的影响，因为推测橄榄石和单斜辉石斑晶最少被大气污染。然而其结果仍显示出大气污染。他们提出：“似大气的 Ar”反映有严重的大气污染，而不是未脱气的原始地幔的特征。

6.9 氙同位素

氙的同位素有九个，是个复杂的体系。Porcelli 和 Wasserburg（1995a）扩展 Kellogg 和 Waserburg（1990）提出的稳定态氦模式到氙。他们认为上地幔氙不是早期地球去气的残留，而是下地幔和大气氙经消减带输出，与原位的放射性产物的结合。地幔羽造成下地幔对上地幔稀有气体的供应。部分地幔羽在热点处去气。在质量转移模式中稀有气体分馏，这样，它们全部具有同样的上地幔存留时间。上地幔可以作为稳定态来讨论，它不提供它的早期历史的存贮。因而，在上地幔 $^{129}Xe/^{130}Xe$ 变化（灭绝碘提供）为下地幔和大气氙所完全解释。下地幔是约束 MORB 范围的放射性端元；大气是 MORB 的 $^{129}Xe/^{130}Xe$ 非放射性端元；并提出深部有一个独立源区，可能是深部去气后富挥发分矿物的晚期积累。$^{129}Xe/^{130}Xe$ 变化更复杂。但 Porcelli 和 Wasserburg（1995a）预测未被证实。

另一个约束地球氙系统的同位素是 ^{128}Xe。Caffee 等（1988）得到的井气数据确定在碘成因 $^{129}Xe/^{130}Xe$ 和非放射性成因 $^{128}Xe/^{130}Xe$ 之间的正相关。这意味着上地幔和大气显示非放射性成因稀有气体的相对分馏，和分馏出现于早期地球历史，当 ^{129}I 未衰减时。这与大气氪和氙相对于太阳系组成的质量分馏相符（Pepin，1992，）。然而，也有反对在地幔与大气之间希有气体分馏的证据。这来自 ^{124}Xe 和 ^{126}Xe。

Meshik 等（1995）发现，重的氙同位素的相对丰度的变化是由于在铀裂变产物的β衰减时的开放系统条件。高温条件某些短寿命中间产物优先逃逸，影响氙同位素的最终产物组成。按这个观点所有上述问题，地球氙系统仍然值得怀疑。

7 地幔交代和地幔流体

地幔交代作用是指在有 H_2O 和 CO_2 等活动性流体的参与下，地幔的化学组成，特别是不相容元素发生富集，导致地幔化学不均一的过程。交代作用一词从地壳岩石的变质作用引伸而来。但是，交代作用强调有活动性组分的参与和物质的交换，因此与传统的等化学条件下地壳岩石的变质作用有本质的差别。

Bailey（1970；1972）在考虑联系着上升和大陆裂谷区的高碱岩浆作用的特征中，提出地幔交代作用（mantle metasomatism）这一术语。此后研究表明，地幔岩石广泛出现交代作用，涉及地幔岩部分熔融、地幔化学不均一性、和对浅部构造（例如底侵上升）等的制约。

地幔交代作用基于碱性玄武岩、金伯利岩和钾镁煌斑岩中的地幔岩俘体研究。俘体包括尖晶石二辉橄榄岩、方辉橄榄岩、石榴子石橄榄岩和橄榄岩等。地幔岩石受到地幔交代作用后，其矿物组合发生变化。在碱性玄武岩中主要形成韭闪石，并有少量的富镁和富钛金云母或黑云母、磷灰石、有时出现榍石、钛铁矿和钛磁铁矿等，以含水矿物为主，并有少量无水矿物。

金伯利岩中受地幔交代作用的地幔岩俘体，则出现高镁低钛金云母，并有碱镁闪石、Ca-Zr-Cr 钛酸盐、富 Ba 和 Sr 金红石、锶钛铁矿和 LIMA（即 Lindsleyite 和 Mathiasite）。LIMA 是具有 $AM_{21}O_{38}$ 化学式的 K 和 B 端元组分的矿物, 式中 A 为二价或一价阳离子，M 主为三价阳离子。有时出现硫化物。例如，相互交生的磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿。金伯利岩中另一个重要的地幔交代组合是云母－角闪石－金红石－钛铁矿－透辉石±锆石（MARID）组合。云母含铁较高和低镍、铬。金红石含 Cr 和 Fe^{3+}，达 5%的 Nb_2O_5。可以出现榍石和 Ca 的钛酸盐。

地幔交代作用所造成的化学成分变化特征是不相容元素的丰度明显增加。具体地说，大离子亲石元素（LIL）：K、Rb、Sr、Ba、轻稀土元素（LREE）：La、Ce 等，和高场强元素（HFS）：Ti、Nb、Zr、P、U 和 Th，都比原始地幔或未被交代的地幔岩石，以及亏损地幔源岩相对富集。所以地幔交代是一种“富集作用”。

在被交代岩石中微量元素的富集程度见表 4.2 和图 4.22。在橄榄岩岩浆中 LREE 相对于 HREE 是更不相容的。在橄榄岩组成中，CaO 近似与单斜辉石数量成比例，CaO 与具有中等不相容的 HREE 值正相关，与 LREE 不相关或反相关。而 LREE 则与角闪石相关。Hawkesworth 等（1990）总结南非金伯利岩俘体中不同岩石的微量元素的同位素特征。

表 4.2　不同地幔中不相容元素丰度（$\times 10^{-6}$）（Roden 和 Murthy，1985）

	原始地幔	稍亏损地幔	交代地幔
Rb	0.48～0.86	0.02～0.31	0.04～3.36
Ba	4.9～7.6	2.3～6.1	3.8～4.2
Sr	16～23	5.9～28	8～82
K	180～252	8.1～140	63～1070
La	0.50～0.71	0.051～0.51	0.29～8.3
Yb	0.34～0.44	0.32～0.50	0.024～1.1
Rb/Sr	0.030～0.037	0.0034～0.029	0.0027～0.16
Sm/Nd	0.30～0.33		0.077～0.31
La/Yb		0.12～0.79	2.1～29

图 4.20　碱性玄武岩中“原始”尖晶石橄榄岩俘体（实线）和阿拉斯加的 Nunivak 半岛交代尖晶石橄榄岩俘体的经原始地幔丰度标准化的不相容元素丰度范围（Roden 和 Murthy，1985）

Dawson（1984）将地幔交代作用分为显交代作用和隐交代作用两种类型。前者又称作实际交代

作用，它表现为在地幔俘体中出现含挥发分相交代矿物组合。隐交代作用表现为主要元素、微量元素和同位素组成的富集，通常是通过流体的扩散和渗滤作用来实现。有人建议将显交代作用称作地幔交代作用；而将隐交代作用称作地幔富集事件。Menzies 等（1985）提出，显交代作用和隐交代作用是否代表两个不同的地质事件或同一事件的两个方面，尚待深入研究。

地幔交代作用可以用同位素体系加以研究。其中最明显的是 Sm-Nd 体系。由于在地幔交代作用中 LREE 富集。所以，Sm / Nd 值将变小。^{147}Sm / ^{143}Nd 可以用于限定地幔交代作用的时代。数据表明，交代作用早于碱性玄武岩形成。虽然，一般说来任何同位素体系可用于研究地幔交代作用。但 Rb / Sr 和 U / Pb 一般不用于超铁镁包体，因为在不同情况下变化很大。

上一章图 3.57 上显示尖晶石橄榄岩数据相对于整体地球一般是亏损的。它们被表述为较正常的上地幔样品。而石榴子石橄榄岩普遍落在相对于整体地球的富集象限，这曾被解释为科马提岩萃取的残留物，但也可以认为是地幔交代作用的产物。

地幔交代作用中的 Sr 和 Nd 的行为可以分为两族：碱性玄武岩及交代俘体趋向于低 ^{87}Sr / ^{86}Sr 值和高 ^{143}Nd / ^{144}Nd 值；而金伯利岩中的交代石榴子石橄榄岩俘体趋向于高 ^{87}Sr / ^{86}Sr 值和低 ^{143}Nd / ^{144}Nd 值。同时，在碱性玄武岩的俘岩中具有相对高 ^{143}Nd / ^{144}Nd 值的交代矿物可以提供交代流体源区的线索。高 ^{143}Nd / ^{144}Nd 值要求具有长期亏损（Sm / Nd > 陨石）特征的交代源区。

地幔交代作用的另一个重要问题是交代作用的时代。我们来探讨南非 Kaapvaal 克拉通的经典俘体系列。南非金伯利岩中有高 ^{87}Sr / ^{86}Sr 值和低 ^{143}Nd / ^{144}Nd 值的交代石榴子石橄榄岩俘体。如果俘体在封闭体系，由于地幔交代使 Sm / Nd 值减少，低 ^{143}Nd / ^{144}Nd 则要求交代作用年代＞ 1 Ga。Lashaine 橄榄辉玄岩中的单斜辉石放射性成因 ^{87}Sr / ^{86}Sr＝0.83604，非放射性成因 ^{143}Nd / ^{144}Nd＝0.51127。它的放射性成因 Nd 和 Sr 得出 2Ga 的交代时间。Kramers 等（1983）分析白垩纪金伯利岩金刚石内硫化物包体，以及榴辉岩和橄榄岩俘体内单斜辉石中的 Pb 同位素组成。包体和单斜辉石数据近于 2.5Ga 等时线，意味着金刚石和俘体是共生的，而且从太古宙以来南非次大陆岩石圈内一直存在着矿物学上的不均匀性。特别是金刚石的 Pb 模式年龄超过 2Ga，这是近代交代事件极难解释的。这些事实支持古老大陆岩石圈下存在着不相容元素富集储库的观点，也支持“先驱”交代作用模式。

除了古老的交代作用之外，南非还有近代的交代作用。Hawkesworth 等（1983a；1990b）在 Nd-Sr 等时线图上观察到无石榴子石含金云母和碱镁闪石俘体的全岩数据中的一个线性阵列，其交代事件约 150Ma，可能联系着 Karoo 事件。这时间为金伯利镇橄榄岩的 Pb-Pb 数据所支持，它们给出 200±150Ma。另外， Bultfontein 橄榄岩的金云母系列位于 84Ma 的 Nd-Sr 矿物等时线上，靠近 U-Pb 测定的 90Ma 侵位年龄。

产生地幔交代作用的介质是熔体？还是流体？是一个重要的课题。在很多描述交代作用的文献中，将流体、熔体和汽体等术语混用。Wyllei（1987）和 Harte（1987）指出，流体一词泛指液体（liquid）、汽体（vapour）和超临界溶液（supercritical solution）或未定义的流体相（undefined f1uid phase）。其中液体用以指熔体或含挥发分的硅酸盐熔体；汽体为一种蒸汽相，通常指高密度气体（dense gas）、汽化的气体（pneumatolytic gas）或热水溶液（hydrotherma1 so1ution）。

目前，对交代介质种类的认识基本存在两种观点：一部分人认为交代介质基本是熔体。例如，玄武岩熔体（形成富 Fe-Ti 的实际交代矿物）、霞石岩一碳酸盐熔体（形成含碳酸盐的交代矿物组合。而另一部分人，如 Wyllei（1987）则强调汽体在地幔交代作用中的意义。认为汽体是以挥发份为主的蒸汽相，具有超临界流体的性质，对碱质和不相容元素具有很强的萃取能力，是一种有效的地幔交代介质。

试验表明，主要是富 H_2O 流体，在高压下是有效的运移介质。交代证据表明，产生交代的地幔流体是富 O、H、C、S、F 和 Cl，但文献中主要考虑的是 C-O-H-S，更多的只讨论 H_2O–CO_2 体系。地幔流体的种类受地幔氧化还原状态和 f_{O2} 大小的制约。在相对氧化的软流圈，f_{O2} 介于 FMQ（赤铁矿－磁铁矿－石英）－WM（方铁石－磁铁矿）缓冲反应之间，此时的地幔流体以 H_2O 和 CO_2 为主。但是，在相对还原的岩石圈（大致相当于 70～100km 的交代带），f_{O2} 比较接近 IW（自然铁－磁铁矿）－

MW（磁铁矿－方铁石）缓冲反应的范围，此时的地幔流体为 H_2O、CH_4 和 H_2 的混合物。Spera（1987）详细讨论了 H_2O-CO_2 体系的基本特征、流体化学、运移、动力学和热力学。地幔流体一般为局域性的低密度液体，处于被固相线所约束的薄的大洋岩石圈或大陆岩石圈之内。相对氧化的大陆岩石圈，即碱性岩浆源区，反映出含石墨或金刚石的碳化橄榄岩的存在。计算得出的液体是 H_2O-CO_2，而非 H_2O-CH_4。以 H_2O、CO_2、或氯化物为主的地幔流体的特征见表 4.3。

杜乐天（1990）从地幔富集交代，地幔羽以及地壳的成岩、成矿作用出发，认为上述体系忽视了碱（K、Na 等）的重要性，也没有考虑碳氢化合物和 N_2 的作用，不能真实地反映地幔流体的复杂性。为此，他提出用 H-A-C-O-N-S 体系来描述地幔流体的组成。其中包括 H（代表氢、卤族元素和热量）-A（代表碱金属）-C（碳）-O（氧）-N（氮）-S（硫）。

如果说碱性玄武岩、金伯利岩中对交代俘岩提供了地幔流体的间接证据，Navon 等（1988）和 Ozima 等（1989）则从立方金刚石和被膜金刚石中直接测定了地幔流体。Navon 等（1988）报道水占 20～50%，有 1～3%氯。可惜的是，Navon 等（1988）和 Ozima 等（1989）所测定的立方金刚石和被膜金刚石都是反映金刚石晚期处于温度和压力较低的条件下俘获的上地幔流体。陈丰（1992a；b；c）从金刚石中发现的氯化物包体表明，氯是地幔流体中的重要组成。而金刚石中氢和羟基的出现，则反映在地球深部氢的存在。

地幔流体的组成也联系着地幔岩浆的性质。比如，与钾镁煌斑岩成因有关的地幔交代流体包含 H_2O 和显著数量的 F，而与碳酸岩、霞石岩和金伯利岩有关的地幔交代流体则主要由 CO_2 和 H_2O 组成。Edger 等（1992）认为涉及 K 和 Na 的地幔交代作用很可能与深度有关。

表 4.3　　地幔流体的特征（Menzies 和 Hawkesworth，1987）

H_2O	CO_2	氯化物
1 缓冲剂限定在橄榄岩中液体压力大于 2.2GPa.。如果 H_2O / K_2O＞0.3，液体出现。 2 全部主要和微量元素是溶解的，但不富集多余熔体；REE 是一个例外。 3 以碱金属－铝硅酸盐－水复合物为主。	1 缓冲剂限定液体压力小于 1.8GPa.。当 X（CO_2）＝0.8; CO_2 值＞微量元素，暗示液体存在。 2 除了 REE，全部主要和微量元素溶解度极低；在主要元素中碱金属占优。 3 可能主为 CO_3 配合物；碱金属或 REE 碳酸盐复合物。	1 以氯为主液体正如 H_2O 为主的液体一样，可能被限定在某些压力范围。 2 除了 Al、Si 近于全部元素溶解；溶解度依赖 Cl（正如 HCl）变化。 3 溶质可能是不溶解的氯化物配合物。

有关地幔交代流体的来源目前认为主要有如下几个方面：① 地幔的脱气作用；② 来自岩石圈不同层位上玄武岩类岩石的冷凝结晶和岩溶作用；③ 俯冲碰撞带再循环物质，特别是沉积物的脱水作用；④ 来自软流圈深部的 CO_2 流体，据有关资料报导，在陆下岩石圈＜120km 深处，H_2O 的正常限量为 0.5%，CO_2 的正常限量为 4%，CO_2 /（CO_2＋H_2O）比值大致在 0.8 左右。在强烈交代的地幔中可能出现更大量的、具有不同 CO_2 /（CO_2＋H_2O）比值的挥发份。因此，Newton（1989）指出有一个长期稳定的地幔储源，可能是一个规模宏大的挥发份集散地。

8　热点和地幔羽

8.1　从热点到地幔羽

Wilson（1963）首先注意到夏威夷－海皇三条火山链玄武岩喷出年龄与太平洋板块运动之间的对应关系。三条岛链的活火山都处于岛链的最东南端，火山岩的年龄随着与活火山的距离增大而变老。更有趣的是这三条岛链同步地拐弯，时代较老的岛链呈南南东走向，较新的岛链为南东走向。他认为这些火山岛链是太平洋板块在一个固定热地幔区上移动时形成的，并把产生大量岩浆的该热地幔区称为“热点”（hot spot）。

地球表面约有 50 个热点（图 4.23）。热点直径约 200～300km，形成的火山链称为热点轨迹。火山链形成约 1km 高，1000 km 宽的海隆（swell），具有较高的热流量，低密度，和浮力流。热点不是

随机分布，太平洋较多。某些学者认为热点与高重力面和地幔深部低速带有关。

图 4.23　世界上主要的地幔羽（Nataf，2000）
园圈表示浮力流的大小

从 300 km 横波层序成像分析表明，约 20 个热点在 100 km 以下有明显的低速异常，通常被称为地幔羽。图 4.24 表示四个热点的横波波速剖面，其下 100～200km 深度有低速异常带。根据地形异常和地质数据，估计其温度比周围地幔约高 100～300℃左右。

图 4.24　四个热点下的横波波速剖面图（美国地球深部合作研究委员会，1992）
夏威夷（纬度 N20°，经度 E205°，方位角 105°）；冰岛（N64°，E340°，135°）；亚速尔群岛（N38°，E332°，100°）；特里斯坦－达库尼亚群岛（S37°，E348°，75°）

Morgan（1971）首先提出“地幔羽”（mantle plume）一词。过去常被译为地幔柱，但“plume”毫无“柱”的意思。地幔羽的含义是，从地幔深处一股携带热量的流体，像羽毛一样时断时续地轻飘飘地上升到达地表。Morgan（1971）认为 Wilson（1963）所说的固定热地幔区，是形成于地幔底部热边界层附近的地幔羽。Morgan（1971；1972）认为，夏威夷等地的 OIB 和 CFB 都由深部热源造成。OIB 是地幔羽长期活动在上覆板块中留下的印记。CFB 则是地幔羽升至近地表减压熔融的结果。CFB 附近都有对应的热点。例如，印度 Deccan 玄武岩和 Reunion 热点、北大西洋三叠纪玄武岩和冰岛热点、Parana Etendck 玄武岩和 Tristan da Cunha 热点、非州 Karoo 玄武岩和 Marion 热点、美国 Columbia River 玄武岩和 Yellow Stone 热点、Rajmahaly 玄武岩和 Kerguelen 热点等。

8.2　地幔羽证据

除了地表出现的热点外，地幔羽的证据主要来自地震结果。近十年来，区域走时层析法对少数热点：大陆上的美国黄石、法国 Massif 中心和大洋中的夏威夷、冰岛等的上地幔提供良好的证据；在黄石和冰岛探测到地幔羽造成过渡带上、下界面的偏移；而在下地幔则难以测出；为此发展几个特殊的方法，它们暗示在加拿大 Bowie 热点和夏威夷之下有地幔羽；在冰岛之下高分辨层析图揭示一个宽而弯曲的地幔羽类似物从核幔边界延伸到地表；D”层发现超低速带（ULVZ），纵波速度降低 10％。Williams 等（1998）提出 ULVZ 可能与地幔羽相关，并可能存在局部熔融。然而，至今对地幔羽的宽度了解很差；给出地幔羽的温度是从波速异常得出，但与夏威夷的推测相左，也未考虑化学和密度的变化。

丸山茂德（1993）从地震层析结果认为，400km 以下纵波波速变化不是地幔化学组成的差异，而是反映其温度特征。纵波速度 1％异常约对应 100℃温差。这种温度构造显示出太平洋及非洲下面的巨大上升流，和亚洲大陆下面的巨大的下降流。

地幔羽源出自何处，曾有相当大的争议。目前一般认为有两种地幔羽：源于 D”层和源于 670km 不连续面附近的地幔羽。特别是前者，受到热点分布的支持。Su 和 Dziewonski（1992）等得出全球拓扑模式在南太平洋和非洲两个大区域有低速异常，解释为热上升，并相应有高的大地水准值和最高密度的地幔热点。日本丸山茂德等从地震研究结果，提出源自核幔边界 D”层的全球规模地幔对流，形成两个超级上升地幔羽和两个超级下降地幔羽（图 4.25）。两个超级上升地幔羽分别位于南太平洋及非洲西部。南太平洋超级地幔羽在 2000km 深处外径为直径 1500km 的近园柱体，向上到过渡带附近变成蘑菇状，南北伸长的椭园形伞面。向北延伸伞面与夏威夷热点相接，向南则与南极的 Erebus 火山热点连接。非洲超级地幔羽形态更为复杂，从 D”层上后变细，在 670km 附近分为二级地幔羽，在板块底部 100 km 附近再度扩大，沿板块断裂或软弱点上升，对应于热点，或者说三级地幔羽。而超级下降地幔羽主要分布在中亚及东亚，另一个在南美但规模较小。

图 4.25　地球内超级地幔羽示意图（Maruyama，1994）

虽然，源出 D”层的地幔羽获得较多的支持。然而，丸山茂德等（1993）从纵波层析成像象也提出许多个 670km 不连续面形成的地幔羽。他们认为，它们的形成可能联系着多个板块参与的复杂的板块动力学；同时某些地幔羽，例如，裴济群岛的弧后海盆的地幔羽，也可能受南太平洋超级地幔羽的影响。这种地幔羽见于南美洲南端、中美、北美西岸、阿留申群岛、菲律宾海周边和裴济群岛周边。分布限于第三纪以来曾发生中央海脊沉没、或有弧后海盆形成的场所。

Scoff 等（1986）发现地幔羽以单一脉冲式活动，并认为尾部速度快于顶部。之后，许多研究者都同意这一认知。Lopor（1988）试验表明地幔羽的单脉冲运动特征遵守 Kortewege-Devries 方程。Larson（1991a）认为单脉冲特征是地磁反转、气候和海平面变化的重要原因。White 和 Lovell（1997）从沉积记录讨论地幔羽的脉冲现象。

地幔羽化学特征可以从 OIB 和 CFB 的化学组分研究得出，从而提供地幔羽存在的间接证据。Hofmann 和 White（1982）认为 OIB 源主要是在洋底经热液改造过的再循环洋壳。这些作者进而认为被俯冲作用带到深部的地壳物质能够长时间（＞1Ga）地储存在热边界层，即在 670km 处的地震不连续面或核幔边界。这些物质获得热浮力就以地幔羽的形式上升至地幔顶部。这一模式也已广为接受。显然，与 MORB 对比，OIB 和 CFB 都富含不相容元素，具有较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值和较低的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值。据此，Campbell 和 Griffths（1992）认为地幔羽来自富集型地幔。同时，地幔羽上升过程中不断对周围地幔加热，使之熔化，引起地幔羽头部的成分的变化；而其尾部则含外来物质较少。头部以玄武岩为特征，尾部以苦橄质或科马提岩质为特征。Gibson（2002）讨论太古宙与以后地幔羽的差异，太古宙科马提岩以高镁为特征 MgO＞18～12%；元古宙以后为低镁，MgO＜12%，绝热减压熔融深度靠近地表，温度降低约 200℃。当然，这也存在有激烈的反对意见。

这是一个上、下地幔的动力学模型：上地幔主要是 MORB 型组分，亏损不相容元素，再循环物质在其中的停留时间相对较短（最多几亿年）；而下地幔弱亏损或不亏损不相容元素，同位素不均一程度明显增高，主要表现在 OIB 和 CMB 的特征上，再循环物质在其中的停留时间长（＞1Ga）。

在对流模式中，有人认为软流圈上地幔能进入洋岛熔融带。而 Hart 等（1992）首次提出下地幔组成（FOZO）主要传输会改变地幔羽同位素组成。Hauri 等（1994）认为 FOZO 是地幔四面体内部中一个较少亏损特征的组成。Hauri 等的模拟给出下地幔传输进入地幔羽具有一个宽的范围，5～95%。然而，Farnetani 和 Richards（1995）数值模拟建议地幔羽头的中部，它一般遭受部分熔融，仅含有低于 10%传输物质。

单个热点的研究可以帮助确定“非富集”下地幔源区（如 FOZO）的成因，并把这些源区与上升地幔羽并列。例如，Thirlwall 等（1994）显示冰岛玄武岩和北大西洋 MORB 呈现准平行，但不同的铅同位素阵列。因此，他们认为冰岛地幔羽同位素不均匀性不是由于与 MORB 的混合，更可能反映一个“年青 HIMU”型源区。然而，Kerr 等（1995）建议冰岛羽形成于再循环“下地幔大洋岩石圈”。这将产生比形成 HIMU 的再循环洋壳，更为亏损的特征。

冰岛的 Reykjanes 洋中脊提供 MORB 与地幔羽关系的例证。铅同位素显示在洋中脊下的轻微组分变化（图 4.26a）。来自冰岛北的 Kolbeinsey 洋中脊玄武岩的铅同位素分析没有任何混染（Mertz 等，1991）。冰岛南北混合形式的差异可能是区域性向南流动的地幔羽的不对称畸变所造成（图 4.26b）。洋中脊扇的不均匀铅同位素混染也见于南大西洋，由于中脊轴外的 St Helena 地幔羽。

图 4.26　冰岛同位素资料的解释。a 铅同位素组成汇编：冰岛（园圈），Reykjanes 洋中脊（菱形），Kolbeinsey 洋中脊（方形）；b 上地幔剖面（Mertz 等，1991）

与地幔羽有关的岩浆岩具有低的 $^{187}Os/^{188}Os=0.1272\sim0.1371$，高 Os 浓度和放射成因 $^{143}Nd/^{144}Nd$。Schaefer 等（2000）用西格陵兰苦橄岩研究冰岛地幔羽头部的锇同位素特征。

Kaneoka 和 Takaoka（1991）根据热点火山岩的 He、Ar 同位素特征给出地幔羽与大洋岩石圈之间的相互作用模式。即：① 冰岛：P（地幔羽）型物质上升到较浅处与 M（MORB）型物质混合，表现为 $^{3}He/^{4}He$ 值变化不定。一些较轻的稀有气体可能已发生脱气。具相对低的扩张速率（2.3cm／a），扩张脊处和大量物质的加入导致大的火山岛的形成。② 夏威夷：岩浆穿过相对厚的、冷的岩石层。最初以 P 型物质的直接加入为主，后期 M 型物质的同化作用变得越来越重要。由于板块移动速率相当快（8.9cm／a），每个火山可能被分开，反映底侵的上升周期性。③ 留尼汪岛：环境大体上与夏威夷火山群相似。由于板块移动速度慢（1.7cm／a），因此，混合的时间间隔可能比夏威夷长得多，使之长期内，即超过 1～2Ma 的时间内出现相对均匀的岩浆源。Larson（1991）等讨论超级地幔羽与洋壳增生，以致于形成超级大陆的关系。Trieloff 等（2000）对夏威夷和冰岛的分析表明，地幔羽源区含有特征的氖，由特征中等核成因 ^{21}Ne 组成，与陨石中的太阳氖难以区别。Ito 等（1997）等研究不同地区的地幔羽与洋中脊的相互作用。Poreda 等（1993）用通道迁移机理解释地幔羽与盆地的关系，认为上升的地幔羽物质在通过盆地中心时，受到下沉太平洋板块的撞击，上升垂直通道可以迁移。Woodhead 等（1993）根据氧同位素分析得到 EM 型 Pitcairn 海山熔岩中含上地壳或沉积物组分。Pitcairn 地幔羽形成的海山熔岩的氧同位素比地幔值高出千分之几，说明其中含有曾在地表停留过的再循环物质组分。

地幔羽与大陆板块的关系令人嘱目。Storey （1995）等讨论地幔羽使冈瓦纳超大陆破碎的事实。Clift 等（1995）从冰岛地幔羽的发展探讨北美大陆边缘的裂开。Lithgow-Bertelloni 和 Silver（1998）提出地幔羽的超级膨胀（superswell）使非洲南部和东部上升 400～500m。Murphy 等（1998）等分别研究北美西部，以及冈瓦纳超大陆内南美，南非和澳大利亚的修改型造山带地幔羽（Plume-modified orogeny）。Malamud 和 Turcotte（1999）从热流角度讨论地幔羽的热源和分类。

8.3　地幔羽实验证据

由于地幔羽处于地下深部，许多学者从物理角度来研究地幔羽的特征。早期大多基于地幔是具有恒定粘度的牛顿型流体，随后研究表明，地幔应属非牛顿型流体，粘度随温度增加呈指数降低。地幔羽的形成需要一个热边界层，由于 Raykeigh-Taylor 不稳定性形成地幔羽。这种热边界层可以是在地幔中、上地幔和下地幔之间、或者核幔界面的 D”层。在地幔中需要地幔分层对流，后者则由地核提供地幔羽的热源，并进行地幔的整体对流。Loper 和 Stacey（1982）认为，产生地幔羽的最可能位置是核幔界面的 D”层，地核散热使 D”层有高温和低粘度特征。D”层与周围地幔的粘度差使水平对流层产生垂向速度。Campbell 和 Griffiths（1992）认为，地幔羽是太古宙以后形成的。

Griffiths and Compbell（1990）在实验模拟上取得重大突破，基本模拟地幔羽两大本质特征－－热驱动和大粘度对比的问题，从而形成了动态地幔羽模式，并解释溢流玄武岩与火山岛链之间在时空组成上的内在联系。

地幔羽的形态被认为是具有较大的蘑菇状顶冠和狭窄的尾部特征。Whitehead 和 Luther（1975）用染色的水注入到高粘度的葡萄糖底部给出地幔羽的形态特征。他们认为，顶冠和尾部尺寸比主要取决于地幔羽和周围介质的粘度差。随后，许多学者用不同物质进行类似实验，其形态大体相似。然而，所有实验与自然界状况相差太大，都不能准确反应地幔羽的真实特征。Nataf（2000）基于地球物理探测结果，提出一个模式（图 4.27）。热点膨胀区直径大于 1000km，并沿板块运动方向拉长。从夏威夷岩石学考虑最高温度比正常上地幔高 250K，这使纵波和横波分别出现－2.25％和－2.75％的异常。在约 120km 处出现熔融。在穿越过渡带的上、下界面时，分别使其向下和向上，造成过渡带减薄（图 4.27 虚线）。下地幔的粘度可能高于上地幔 30 倍，使地幔羽直径约为 500km 或更大。在 CMB 上的热边界层内温度比周围高 1000K，使其在上地幔比周围高 600K。熔融出现于热边界层底部和地幔羽的柱状部位。如果 D”层顶部的 Lay 不连续（Lay 和 Helmberger，1983）是一个相变面，它将使地幔羽弯曲。除了近于顶部和底部热边界层，地幔羽近于垂直向上。考虑大尺度对流运动的存在，预计它被“地幔风”所偏移。全球地幔环流模式预测地幔羽的根能水平位移 1500km。

图 4.27　地幔羽的基本形态特征（Nataf，2000）

地幔羽启动以后，早期认为上升速度很快。Yuen 和 Peltier（1980）认为只有快速上升，才能在短期内形成大规模的 CFB。Christensen（1984）实验表明，即使地幔羽与周围地幔粘度差异达 10^4，地幔羽上升速度仍很慢，从 D”层到地表约需 100Ma。Olsen 等（1987）都同意这一时间尺度。他们认为，大规模的 CFB 的喷流是地幔羽长期积累和捕获周围地幔所形成的巨大蘑菇状顶冠减压熔融的结果。Loper（1991）认为在通道打通之前，地幔羽不能快速上升，因为上升和喷发都会导致大量散热，从而减少地幔羽的活力。然而，Larson（1999）根据格陵兰等地溢流玄武岩研究，提出存在超快地幔羽，其速度达 0.5m／a。

Olson 和 Singer（1985）、Olson 等（1990）对 D”层的稳定性进行计算机模拟，表明如果 CMB 界面受到局部扰动，地幔羽就以自激励方式启动。他们认为热扰动可能来自地核加热。Loper（1991）支持这一观点。Wysession 等（1992）研究绕地核的 P 波和 S 波，得出地幔底部地震波速的横向变化率平均约 1％；但在印度尼西亚东部，地幔底部 P 波和 S 波速度皆慢 3％。他推想该处热异常区可能是温度增高（约升高 500℃）和局部铁含量增高的综合结果。Jeanloz（1990）认为，核幔边界的形态变化或核幔反应所产生的电磁场，可以限制地核热流的上涌。但如失控使某些地区过热，不能保持浮力稳定时，流体物质便可携带着热流上升，形成地幔羽。

静态地幔羽的实验模拟上未能解决热效应问题，限制其在地球动力学研究中应用。Griffiths 和 Compbell（1990）基本解决模拟地幔羽两大本质特征——热驱动和大粘度对比的问题，形成动态地幔羽模式，并较成功地解释大片溢流玄武岩与火山岛链之间在时空组成上的内在联系（如德干高原玄武岩与印度洋火山岛链）。直径为 800～1200km 的地幔羽头部抵达岩石圈底部时，可横向伸展到 2000～2500km 范围，并促使形成大型岩浆岩省（large igneous province，LIP）。大岩浆岩省包括大陆溢流玄武岩、海底高原和活动边缘火山的大岩浆体。主要有印度洋 Broken ridge（BROK），美国 Columbia River basalts（COLR），印度 Deccan Traps（DECC），菲律宾 East Marlana Basin flood basalts（EMAR），近南极 Elon Bank（ELAN），太平洋 Hawalian islands（HAWA），近南极 Kerguelen Plateau（KERC），南太平洋 Manihikl Plateau（MANI），南太平洋 Nauru Basin flood basalts（NAUR），North Atlantic volcanic province（NAVP），南太平洋 Ontong Java Plateau（ONTO）和太平洋 Pigafetta basin flood basalts（PIGA）等。地幔羽尾部熔体则产生火山岛链。Hill（1993）发展上述实验及数学模拟结果，总结性地提出一系列地幔羽的活动结果，包括大陆裂解，新洋中脊位置和形成，以及对大洋和大陆的构造作用和岩浆活动的影响。

Hansen 等（1993），Tackley 等（1994）注意到，全部高 Rayleigh 数三维数值模式的重要特征是不存在热点类型的不稳定性。而热点的原始不稳定性广泛利用作为溢流玄武岩火山模式，了解它们在对流实验中与地幔羽的关系。Olson 和 Singer（1985）使经典地幔羽进入两个类型：挤入（diapiric）和空洞（cavity）地幔羽。

挤入地幔羽有一个具有蘑菇形头的园柱状的杆。它们的动力学特征为上升期间在柱的浮力与流体层的粘度η_1之间平衡所控制。这样地幔羽在三维数值实验主要讨论热对流。这园柱状的杆基本作为刚性园柱体，在它们的柱的中心和边缘之间的剪切是不重要的。

空洞地幔羽的动力学完全不同。它们组成近似球状的头，以一个薄的导管支持，全部含有低粘度液体。它们的运动为头所控制，在管中心速度比它的墙快。以液体低粘度喷射，低密度部分进入高粘度液体层容易产生空洞地幔羽。

8.4　与地幔羽有关的地质事件

许多地质特征，例如，热点、海山、大洋板块、溢流玄武岩、辐射状岩墙群和板内火山都是板块理论所不能解释的。大多数这些特征源于来自核－幔边界或 670km 不连续的地幔羽。

长期以来太古宙绿岩带中的科马提岩被认为是伴生拉斑玄武岩的早期堆积物。Sleep 和 Windley（1982）、McKenzie（1984）从科马提岩的高镁组分推测太古宙地幔温度至少比现今高 200～300℃。

但 Campbell 和 Griffiths（1992）认为太古宙与今日地幔温度没有大的差异，科马提岩也不是玄武岩岩浆的早期堆积物。因为科马提岩中的 MgO 含量均超过 18%，而太古宙玄武岩 MgO 含量一般低于 14%，两者组成并不连续；绿岩带中的玄武岩质岩石同位素特征也不同于科马提岩；再者，西澳 Yilgarn 地台绿岩带研究表明，绿岩中的玄武岩不可能发生橄榄石矿物的早期分离，难以出现高镁含量。因此，Campbell 等（1989）认为，太古宙绿岩带中的玄武岩来自地幔羽顶部的减压熔融，而科马提岩则是地幔羽尾部的熔融产物。这也获得 Hill 等（1992）的认同。

一般认为，CFB 的巨大体积也必须用地幔羽活动才能给予合理的解释。Turner 等（1996）强调 CFB 的熔融不是在地幔羽之上，而是在地幔羽中形成。Larson（1991）研究大洋火山、CFB 的体积、产生速度和形成时间与地球磁场变化之间联系，得出地球磁场极性的正向频率和地幔羽活动强度具有正相关。这在中白垩纪最明显。全球许多 CFB 形成于中白垩纪。在这一时期（125～80Ma）地球磁场持续处于正极性。Larson（1991）认为这一正极性超期是地幔羽活动的结果。地幔羽把大量深部物质和热能从核幔边界带走，阻止地球磁场的反向。直到白垩纪末，地幔羽活动减弱，地球磁场又开始反向。Sleep（1997）强调开始地幔羽头部对大陆裂开的重要意义。

白垩纪生物灭绝的原因为科学界所关注。外星撞击说受到人们的注意。之后，Rampino 和 Stother（1988）发现 250Ma 以来 CFB 与生物灭绝之间的对应关系。Loper 和 McCartney（1986）等认为，白垩纪生物灭绝的原因应从地球内部作用来考虑。Loper 等（1988）认为外星撞击仅能波及上地幔，CFB 形成与地幔羽有关。Larson（1991b）认为白垩纪超级地幔羽造成火山作用，导致全球气候剧变，生物大量死亡。

在不同地质时代中，全球气候变暖是一个涉及各学科的问题。白垩纪的温度异常是很特殊的。过去一直用大陆的位置来解释。计算机模拟表明，古地理特征不能解释温度异常。白垩纪中期温度上升幅度为 6～14℃，而古地理因素只能使之上升 4.8℃。加上同时释放的 CO_2 造成的温室效应可上升 7.6～12.5℃。Larson（1991b）研究也支持这一结果，并表明地幔羽也造成海平面明显上升。此外，全球洋壳脉冲式增长、铁岩、海绿石磷块岩和黑色页岩沉积，能源矿产形成和地壳垂向增生等地质现象，都与地幔羽有关。

8.5 地幔羽成因

地幔羽成因受到长期的关注。Parmentier（1975）认为地幔羽热源处于 700 km 深度，在上地幔底部加热时，上部形成地幔羽。Deffeys（1972）提出地幔羽是下地幔上涌所造成。其起因是大量放射性元素集中加热。更多研究者认为地幔羽来自 D”层。Hofmann 和 White（1982）提出深俯冲地幔羽模式，把夏威夷群岛、冰岛等热点玄武岩作为洋岛玄武岩（OIB）的典型特征，视为地幔羽造成的结果。McKenzie 和 O’Nions（1983）假设，大陆下面的岩石圈可以拆离下沉到一个对流边界层，最后作为地幔羽上升。这样形成的熔体将富集那些在地壳富集的元素。Class 等（1993）以此来解释 Kerguelen 地幔羽的同位素数据。Brunet 和 Yuen（2000）提出 CMB 和 670km 不连续面形成的地幔羽和超地幔羽模式。事实上，可能存在 3 或 4 种地球化学类型的地幔羽，每种类型对应于一个不同的过程。

Anderson（1975）认为地幔羽的特征不仅是热力学表现，而主要是它的化学成分。所以地幔羽不应称为热羽，而应叫做化学羽。他提出地幔羽源于地球的原始不均匀性。根据行星增生假说，行星形成耐火质的核和富挥发分外壳，它们按照星云冷却化合物凝聚顺序成层。原始深部地幔富 CaO－Al_2O_3－TiO_2 和耐火微量元素 W、Ir、Y、Zr、Nb、Ba、Sr、稀土元素，以及 U 和 Th，相对于橄榄石－辉石地幔亏损 MgO－FeO－SiO_2 和挥发分元素。在地幔深部耐火质物质密度小于铁镁硅酸盐使其上升出现相变和熔融。原始耐火组合的低熔点组成是斜长岩，它在地球早期历史中广泛分布；而 U 和 Th 提供热源。

近年更多的研究者认为地幔羽源于 D”层。D”层具有高温度低粘度特征，从而产生地幔羽。同时，对全部地幔羽热流量的计算与预期的地核热流量相匹配，也支持这一观点。Griffiths 和 Campbell（1990）等基于开始地幔羽模式的数值模拟讨论深地幔上升。不同作者考虑地幔羽与钙钛矿到尖晶

石相变，流变学边界或化学边界的相互作用。在低于 10^6 Rayleigh 数时 Nakakuki 等（1994）和 Davies（1995）发现钙钛矿到尖晶石相变不能抑制在 670km 不连续处地幔羽的上升。从钙钛矿到尖晶石相变释放潜热和通过相界地幔羽破裂所联系的附加粘度热能导致过渡带内局部熔融。

McNutt（1998）讨论南太平洋超上升的成因，它是在下地幔的超地幔羽，在 670km 不连续处分出许多上地幔分枝，正如 Maruyama（1994）从地质和岩石学讨论中所提出。Zhang 和 Yuen（1996）等提出在具有陡增加粘度剖面和深度依赖热膨胀的下地幔超地幔羽产生机制。

Richards 和 Engebreson（1992）解释在大尺度地震拓扑，整个下地幔平均和作为消减带冷却效应结果的在新生代和中生代消减之间的良好相关。Scrivner 和 Anderson（1992）研究从 Pangea 破裂消减位置与整个地幔地震拓扑深度的联系，得到在过渡带区域的相关。Ray 和 Anderson（1994）得出在从 Pangea 破裂的积累板片位置与 220～1022km 深度范围高速体的良好相关。Wen 和 Anserson（1995）定量估算板片流，找出 800～1000km 深度与此区消减岩石圈的积聚的明显相关。对现代消减带在上地幔和过渡带也同样相关。Wen 和 Anderson（1997a）提出在上地幔残留拓扑与 30～130Ma 消减没有相关，而在过渡带 400～650km 残留拓扑与 0～30Ma 消减之间良好相关。

图 4.28　　在 700～1700km（上）和 2600～2900km（下）P 波的高速异常（Fukao 等，1994）

Fukao 等（1994）通过全球纵波地震层析研究，发现地幔重要高速异常与 200Ma 以来的俯冲带有关，而主要低速带则与火山弧热点、边缘盆地相关；也发现 D”层上高速异常位置与 200～300Ma 前九个大陆拼合为劳亚大陆位置相关（图 4.28）。Grand（1994）等给出消减板片的图像。

基于前人对消减板片参与地幔对流的思路（Hofmann 和 White，1982）和 D”层上高速异常，丸山茂德等提出新的全球构造观点，或简称为地幔羽构造（plume tectonics），认为地幔羽，或热的地幔羽是由冷的地幔羽，即 670 km 处滞留的俯冲板块下沉所致。

丸山茂德等认为，过去 180Ma 板块沉没历史与纵波构造显示出极好的对应关系。冷板块的下沉和地幔羽的上升是地球物质的全局性对流。约 100Ma 前，或者说 85～125Ma 开始南太平洋超级地幔羽突然活跃，造就现在太平洋的几乎全部非震性海岭（Larson，1991）。这可能是亚洲中央 670km 界面滞留板片突然向下崩落的反映（图 4.29）。这是冷的地幔羽模式，或称为 toilet flush model（Yuen 等，1993）。进而，丸山茂德等进一步认为决定全球构造的最根本原因是冷的地幔羽。

图 4. 29　　地幔羽形成示意图（Maruyama，1994）
二叠纪亚洲的一系列消减板片崩落下沉导致冷地幔羽（上），和三叠纪开始的超地幔羽（下）

发生在亚洲的超级下降冷地幔羽，是古生代以来太平洋板块向西俯冲，特提斯板块向北俯冲，多个板块或地块拼合过程中的产物。由于经历了数亿年的板块俯冲过程，冷而重的物质在地幔中愈积累愈多，它们大片聚集在上地幔底部（670km 深度），最后在重力作用下而大片下插到核幔边界，成为地毯状宽广的下降冷地幔羽。这一下降冷地幔羽形成的时间可能在上古生代末至中生代。

东亚及中亚的超级下地幔冷地幔羽的下沉，必然引起地表的下降涡流，地球表层物质（漂浮的岩石圈）都向这一区域（印度次大陆、青藏高原至新疆、兴都库什、帕米尔）汇聚，促使中国中亚及东亚地区岩石圈挤压、增厚、山链和高原形成。估计近 150Ma 以来，特提斯洋板块向下俯冲的总长度约为 6500km，而太平洋板块向下俯冲的板块总长度达 1 万 km，这样巨大的板块物质在下沉坍塌过程中会在下地幔中形成异常物质，位于下地幔顶部的南北带高速异常带、下地幔中部的西部高速异常带、核幔边界 D”层的大片高速异常都是冷凝俯冲板块下沉的反映。

丸山茂德（1993）根据大西洋形成提出冷地幔羽引发热地幔羽的假说。他提出约 200Ma 前超级地幔羽出现，使非洲分裂成非洲和南美洲，形成大西洋。原来的超级地幔羽的地表出露形成今日的洋中脊。在大西洋中央、北部和南部的 2900 km 深处观测到纵波高速异常，可能是当时下落板片的

残骸。而非洲超级地幔羽发生位置与板片最大聚集区的中心位置相对应，即在非洲西侧、南侧（澳大利亚）和北西侧都有板片沉没。这些事实暗示，板片的大规模下落先于超级地幔羽发生。由于冷板片下落到 D”层，这一热扰动推动了热地幔羽的形成。当大陆聚集形成超级大陆时，超级大陆聚积了大量的沉没的板片，这是热地幔羽生成的起因。丸山茂德等认为，600～700Ma 超级大陆形成后即开始分裂，出现太平洋这一超大洋。推测太平洋的产生与北美、南极洲和西伯利亚的洋脊三重点有关，它的古纬度为 20°～30°，与现今南太平洋超级地幔羽位置相近。这样，丸山茂德（1997）把地球的板块构造演化分为三阶段：通常期、巨大堆积期和超大陆分裂期（图 4.30）。

图 4.30　地球循环演化的三阶段（丸山茂德，1997）

a 通常期；b 巨大堆积期；c 超大陆分裂期

丸山茂德的地幔羽构造思想是诱人的。但是，严格地说，目前有关地幔羽的形成机理还在探讨之中，对其中一些富集组分的来源存在不同认识。从全球情况来看，地幔羽的活动具有明显的周期性或旋回性，它的成因有可能与超大陆裂解相关的地幔对流有关。

在地球深部研究中，地幔对流的尺度和性质是一个争议已久的问题，即是上、下地幔双层对流，还是全地幔对流。超级地幔羽观点的提出又激活了这一争论。在地球物理及地质学领域，地幔羽学说方面已取得的进展基础上，Stein 和 Hofmann（1994）提出幕式幔源物质流及其地球化学特征与主要地壳造山事件之间联系的 MOMO 模式，即 Major Overturn / Major Orogeny，试图从地球化学领域解释全地幔对流和深地幔板片下沉等全球构造现象。

9　地幔对流

迄今为止，人们证实板块构造的运动学，但未能对其动力学机制作出可信的解释，因此，对地幔对流问题的解决与检验，仍是今后研究的一个重点目标。

地幔对流主要是热对流（Davies 和 Richards，1992），其机制涉及热源，热传递，热结构（主要是对流胞）和热演化。对流胞的重要特征是具有大温度梯度的相对薄的热边界层围绕着近于绝热的核部。对流控制地球的热损耗，而它的剪切运动消除地幔的化学不均一性。

9.1　地幔对流的证据

1929 年 Weggener 和 1931 年 Holmes 提出地幔对流假说。据之，Hess（1962）用地幔对流把板块运动与地球深部特征联系起来。

至今尚未直接观察到地幔对流，它是一个极其缓慢的过程。有关地幔出现对流的证据有：

（1）古地磁研究给出板块移动的海底扩张和大陆漂移的证据；而大洋板块的移动更必须用地幔对流模式来解释，其它的作用力都是次要的。通过热能传输转变为机械功来驱动板块是一个必要的地幔热对流过程。地球动力学的大多数机制，大洋的张开和闭合，造山带形成等都直接或间接依赖于地幔对流。

（2）洋中脊向外的热流和海洋深度与玄武岩年龄的平方根呈线性关系，说明洋中脊是热量的上升区。

（3）近年地震拓扑的进展表明，可以考虑用拓扑地震波速变化来约束地幔对流变化。业已证实存在热地幔羽和冷消减板片残留物的高速体，可能是地幔对流过程的基本框架。Montagner（1994）指出，地幔内 v_S 三维速度分布表明，在 400km 以上速度异常主要反映板块构造分界及大陆所在位置。而 400km 以下速度异常则主要与地幔中温度分布、即与地幔物质对流有关。对上地幔中 v_S 的各向异性研究表明，大洋区（特别是太平洋区）的速度各向异性比大陆高。其各向异性的大小主要取决于地幔物质的流变方向及速度。这说明大洋区上地幔物质流动性较大陆上地幔强。然而，地震拓扑的分辨力至今尚不足以画出上升地幔羽的深部构造，虽然某些方法是有希望的。

（4）目前的地球化学示踪研究表明，可能地幔对流以分层形式进行。Sr-Nd-Pb 同位素体系研究

表明，MORB 的同位素组成十分均一。由软流圈经大程度部分熔融而形成的 MORB 已经清除源区存在的任何不均一性。与此相反，OIB 显示出极大程度的同位素分异。初看起来，这与地幔对流模式相矛盾。对此，提出双层对流模式：即上、下地幔具有不同的成分，而且具有各自的对流系统。这样，就得到一个上、下地幔的动力学模型：上地幔主要是 MORB 型组分，亏损不相容元素，再循环物质在其中的停留时间相对较短（最多数亿年），而下地幔弱亏损或不亏损不相容元素，同位素不均一程度明显增高，再循环物质在其中的停留时间长得多（>1Ga）。这为同位素研究所支持，特别是 $^{3}He / ^{4}He$ 要求热地幔羽含有更多，而不是少的原始物质组分比 MORB。

虽然，许多学者都认为地幔对流是板块运动的基本动力，但是地幔对流运作的细节远未清晰。地幔对流的分层特征、地幔对流胞的尺度变化、地幔的基本热剖面、粘度剖面和流变剖面等都是尚未彻底解决的问题。地球物理和地球化学方法能帮助解决这些问题。地幔的不可接近性，使之具有充分的用武之地。但是，地球物理手段的分辨力和多解性，以及目前非线性地球化学进展的有限性都对之有所制约。

9.2 热对流的物理模式和数学基础

热对流在自然界普遍存在。对流的尺度变化极大。例如，地球大气和太阳团粒及超团粒结构。地球中的固体有令人感兴趣的对流现象。虽然固体不能像液体一样在空间和时间上有大尺度变化，但在地幔中确实显现类似液体的运动。除了软流圈之外，由下层加热液体对流模式受到较多的注意，它是表述静态动力学不稳定性的最简单形式，可以进行不稳定性的非线性演化，并过渡到湍流状态。地幔对流理论不包括湍流状态的内容。地幔对流特征是高 Prandtl 和相对适中的 Rayleigh 数。

地幔对流的物理约束必须满足三个条件：地幔物质必须足够“软”，以致其粘度使之可以流动；地幔温度梯度至少略大于组成物质的绝热自压温度梯度；和具有足够的推动能源。

在进入对流的数学表达式之前，先考虑能量平衡，这是静态下层加热液体的不稳定性的特征。具有垂直速度 V 的液体运动部分在单位时间内释放的潜能上限为 $\rho_0\beta\Delta TgV$，式中 g 为重力加速度，ΔT 为穿过层的温度差，密度 ρ 线性依赖于温度 T

$$\rho=\rho_0[1-\beta(T-T_0)] \qquad (4.1)$$

由于热传导阻挠液体运动所导致的等温畸变，它将上下变化。液体不运动而返回到它的平衡状态时的等温特征速度以 κ / d 给出。κ 为热导率，d 为长度尺寸，由层厚确定。穿过层的密度差 Vd / κ 可进入单位时间释放的潜能实际表达式

$$L_P=C_1\rho_0\beta\Delta TgV^2d / \kappa \qquad (4.2)$$

C_1 为常数，依赖于运动和边界条件的细节。如果 L_P 超过单位时间被粘度摩擦所消耗的能量 L_D，则出现对流。利用 $\rho_0 vVd / \kappa$ 作为估算在 Navier－Stokes 方程中的摩擦项，我们得到

$$L_D=C_2\rho_0 vV^2d / \kappa \qquad (4.3)$$

式中 C_2 为数值因子。不稳定条件 $L_P \geqslant L_D$ 可写成

$$R=\beta\Delta Tgd^3 / \kappa v \geqslant C_2 / C_1 \equiv R_C \qquad (4.4)$$

在不等式左侧无量纲表述 R 被称为 Rayleigh 数，由 1916 年 Rayleigh 首次在下层加热对流理论中导出。对于层对流的最低可能出现的 C_2 / C_1 称为 Rayleigh 数临界值 R_C，或临界 Rayleigh 数。

Rayleigh 数是对流理论中的基本参量。在实验室尺度的测定中还有另一个无量纲参量对于对流运动的液体特征是必须的。这参量被称为 Prandtl 数。

基于质量、动量和能量守恒在化学均匀液体中描述运动的方程的最普遍形式是

$$\partial_t\rho+\partial_j\rho u_i=0 \qquad (4.5)$$

$$\partial_t\rho u_i+\partial_j\rho u_j u_i=\rho g_i+\partial_j S_{ij} \qquad (4.6)$$

$$\partial_t\rho E+\partial_j\rho u_j E=S_{ij}\partial_j u_i+\rho Q+\partial_j h_j \qquad (4.7)$$

式中 u_i 为速度矢量，S_{ij} 为应力张量，E 为内能，h_j 为热流矢量和 Q 为单位体积内加热速度。单位质量 g_I 由重力确定。符号 ∂_i 表示在 Cartesian 系坐标中对 x_i 微分。在任何项的重复系数意味着遍及这些系数的总和。∂_t 表示对时间微分。这应力张量可分为两部分；各向同性部分和偏离部分

$$S_{ij}=-\rho\delta_{ij}+\tau_{ij} \qquad (4.8)$$

对 Newtonian 液体后一项为

$$\tau_{ij}=\mu(\partial_i u_j+\partial_j u_i-1/3\,\partial_{ij}\partial_k u_k) \qquad (4.9)$$

而压力 p 一般不同于热力学平衡压力 p_e，其关系为，

$$p=p_e-\mu_d\partial_k u_k \qquad (4.10)$$

μ和μ_d 分别称为运动学（dynamic）粘度和体粘度。因为对流运动出现小的偏离（divergence），$\partial_k u_k \approx 0$，$p-p_e$ 一般可以忽略。利用关系式（4.10）可写出能量方程（4.7）的另一形式

$$(\partial_t+u_j\partial_j)E+p_e(\partial_t+u_j\partial_j)\rho^{-1}=C_p(\partial_t+u_j\partial_j)T-\beta T\rho^{-1}(\partial_t+u_j\partial_j)p_e$$
$$=\partial_j\lambda\partial_j T/\rho+Q+\Phi+\mu_d(\partial_k u_k)^2/\rho \qquad (4.11)$$

式中左部描述单位质量时间熵的变化，温度 T 作为运动液体部分的经验表述。假定热流比例于具有热传导率λ作为比例常数的负温度梯度，对于热的分子传输和地球内部的放射性热流，这近似是正确的。消耗函数Φ由下式确定

$$\Phi=\tau_{ij}\partial_j u_I/\rho \qquad (4.12)$$

并且一般是正的。式（4.11）中 C_p 为在固定压力下比热。β为热膨胀。如果项$\mu_d\partial_k u_k$ 为 $p-p_e$ 表达式所表述，能量方程（4.11）对非 Newtonian 液体仍然正确。虽然非 Newtonian 液体流变学肯定与地幔流有关，通常仅考虑特定 Newtonian 状态，这差不多是地幔对流全部研究的基础

在此范围讨论的状态方程为

$$\rho=\rho(p_e,\ T) \qquad (4.13)$$

和物质性质，例如μ和λ所支持，以便提出一组复杂的方程。这些复杂方程不是非常有用，然而，它们描述了对流运动中的许多现象。方程解主要是由于压缩波在时间上快速改变而不是对流运动在时间上缓慢改变。为调整（rectify）这状态滞弹性近似被导出，在这时密度ρ是被除了方程（4.6）中重力项的某些静态参考状态密度ρ_s 所代替。滞弹性要求对流速度小于声速，这当然满足地幔条件。基于滞弹性近似的方程被应用于地幔对流问题。

与行星上多种尺度的对流相比，地幔随深度的密度变化仅对地幔对流有小的影响，这为 Boussinesq 近似提供一个合理的基础。Boussinesq 近似来自两个假设。第一，除了方程的重力项，假定密度固定不变；第二，密度对压力的依赖，与密度对温度的依赖相比可以忽略。在 Boussinesq 近似的窄定义中要求除密度之外所有物质的性质也是固定的。但宽的 Boussinesq 近似则处理粘度的强烈温度关系的影响。下面将采用数学简化 Boussinesq 近似液体的窄定义。

在讨论一般方程之前，先考虑描述静止状态的（4.6）和（4.11）的特定稳态解

$$\nabla_p=\rho g\equiv-\boldsymbol{\lambda}\rho_0[1-\beta(T-T_0)]g_0 f_1 \qquad (4.14a)$$
$$\kappa\nabla^2 T=-Q\equiv-Q_0 f_2 \qquad (4.14b)$$

式中单位矢量 $\boldsymbol{\lambda}$ 与重力方向相反，g_0 和 Q_0 固定。静态解 $\mathbf{u}\equiv 0$ 存在要求函数 f_1 和 f_2 仅依赖于在单位矢量 $\boldsymbol{\lambda}$ 方向的坐标 $\boldsymbol{\lambda}\cdot\mathbf{x}$。从这状态小的偏离导致缓慢循环，并最终作为微扰考虑。

利用 d，d^2/κ和$\nu\kappa/\beta g d^3$ 分别作为长度、时间和温度的尺度，从它们的相应的静态微扰中导出新的无量纲变量温度的偏差Θ（deviation）和压力的偏差Π。可以把基本方程（4.5），（4.6）和（4.11）的 Boussinesq 近似写成无量纲形式（λ 应为黑斜体，字库无黑斜体）

$$\nabla\cdot\mathbf{v}=0 \qquad (4.15a)$$
$$\nabla^2\mathbf{v}+\boldsymbol{\lambda}\Theta f_1-\nabla\Pi=P^{-1}(\mathbf{v}\cdot\nabla\mathbf{v}+\partial_t\mathbf{v}) \qquad (4.15b)$$
$$\nabla^2\Theta+\boldsymbol{\lambda}\cdot\mathbf{v}(R f_3+R_Q f_4)=\mathbf{v}\cdot\nabla\Theta+\partial_t\Theta \qquad (4.15c)$$

式中 $\mathbf{v}$ 为无量纲速度矢量。函数 f_3 和 f_4 仅依赖坐标 $\boldsymbol{\lambda}\cdot\mathbf{x}$ 和为静态解所确定。附加热源分布一般反映层的几何组态。f_1 不仅描述重力的偏差，也在以参数β描述它的平均值的情况下同样描述热膨胀的偏差。在理论应用上，平面层和球状壳是最原始例子。

无量纲参数 Rayleigh 数 R，热源 Rayleigh 数 R_Q 和 Prandtl 数 P 分别定义为

$$R\equiv\beta(\Delta T-\Delta T_a)gd^3/\kappa\nu \qquad (4.16a)$$

$$R_Q \equiv \beta Q_0 g d^5 / \kappa \nu \lambda \qquad (4.16b)$$

$$P = \nu / \kappa \qquad (4.16c)$$

穿越层的等熵温度差ΔT_a由下式给出

$$\Delta T_a = -\int (\beta T / C_p) g \bullet \mathrm{d}x \qquad (4.17)$$

式中积分（integral）遍及层顶和底之间，另一符号$\Delta T - \Delta T_a = \Delta T_{pot}$。

Busse（1989）比较系统地叙述平面层和球状壳中的线性对流理论，并讨论对流的弱非线性理论和巨大 Prandtl 数时强非线性对流理论。

9.3 地幔对流的特征

在理论处理上，地幔对流不同于实验室，或者大气和水圈的对流特征。由于地幔对流的缓慢运动和高粘度，惯性力不起作用，这使其可以简化处理。另一方面，地幔岩石流变学考虑又使之比一般对流问题更复杂。它对温度和压力的依赖性导致许多数量级的粘度差。看来，地幔流变学是非 Newtonian 体，即应变速度随应力作指数变化，而不是线性变化。另一个重要的复杂性是地幔不能视为简单的单相液体。在过渡带的固－固相变和洋中脊下的部分熔融都影响其动力学结果，导致地幔是否化学均匀或者成层。化学成层要求分层对流，而不是全地幔对流，将会造成不同尺度的化学均匀化。

9.3.1 与地幔对流有关的实验证据－粘度

20 世纪 70 年代对上地幔的主要组成物质的橄榄石蠕变实验，在足够的高温下显现物质变形的稳态模式。然而，地幔是否以稳态粘度为其特征仍是一个有争议的问题。实验证实橄榄石单晶在稳态范畴建立应力－应变的非线性关系，具有应变速率依赖于应力上升的近三次方的指数关系。而地幔多晶物质上是否持续作为非 Newtonian 行为尚有争论。一般认为，地幔以“稳态”粘度为特征，粘度是压力和温度两者的函数。如果在地幔多晶物质颗粒边界效应不足以再现 Newtonian 体的应力－应变关系，固体蠕变是一个温度激活过程，应力的出现也是激活过程。虽然实验阐明，高温范畴的稳态变形的使地幔对流基本可能实现，但这要求地幔的有效粘度具有一个特定值。

实验表明，地幔粘度变化是受到限制的。对流系统稳定性分析表明，在基本限定 Prandtl 数的 Newtonian 液体中对流产生的基本条件是对流体系的 Rayleigh 值高于体系的临界值，或者说对流的主要物理特征是由体系 Rayleigh 数所完全确定。对于两平板中的流体系统，在底部加热的条件下流体 Rayleigh 数为

$$R_a = g\alpha\beta d^4 / \kappa\nu \qquad (4.18)$$

式中 g 为重力加速度，α为体膨胀系数，β为流体初始温度梯度，d 为两平板间距，κ和ν为热导率和动量，Rayleigh 数可以有不同的表述形式。例如，在底部加热时，用上下板之间的温度差ΔT 来表述：

$$R_a = g\alpha\Delta T\, d^3 / \kappa\nu \qquad (4.19)$$

在内部加热条件下：

$$R_a = g\alpha\gamma d^3 / \kappa\nu \qquad (4.20)$$

式中$\gamma = H / \rho Cp$，为单位质量的热生成率。

对于厚度 d 的液体的球状壳，这无量纲参数可以写成：

$$R_a = g\alpha d^3 (F + Qd) / \kappa K\nu \qquad (4.21)$$

式中 K 为热传导系数，F 是穿过地球外表面的热流，$F = -K\ \mathrm{d}T / \mathrm{d}r$（$r = a$），是被明确测定的，$Q$ 是地幔中单位体积的热产生率。当 Q 被限定，基于密度大致知道 g 的内部分布，而α，K 和$\kappa = K / \rho C_p$ 由实验测定。为了解对流的真实性应对式（4.21）中剩余参数例如动力粘度ν进行实验，来掌握依赖该参数的特定 R_a 值时的对流不同特征。

在足够高的 R_a 数时依赖于 R_a 这些特征变得特别简单，因为对流为分别在水平边界层和垂直热地幔羽上的热和涡旋的主要平衡所控制，这是在此范围内的流的特征。对于平面层对流，它完全为从下面（$Q = 0$）加热所驱动，其平均热边界厚度 $\bar{\delta}$，特征水平速度 $\bar{u}$，和平均表面热流 $\bar{q}$，可以用下列 R_a 函数的简单指数律关系近似：

$\bar{\delta}=\beta_1(a)d(R_a/R_C)^{s1}$，　　（4.22 a）

$\bar{u}=\beta_2(a)(\kappa/d)(R_a/R_C)^{s2}$，　　（4.22b）

$\bar{q}=\beta_3(a)(K\Delta T/d)(R_a/R_C)^{s3}$；　　（4.22c）

式中ΔT是穿过厚度d层的温度差。式（4.22a－c）的右侧每个量都是地球物理测定的。$\bar{\delta}$已知是岩石圈观测厚度，在岩石圈中粘度特别高，因为在外部热边界层温度是低的，$\bar{u}$已知来自表面板块所观测的相对速度，而$\bar{q}$已知基于在垂直钻孔内表面热流的直接测定。

Peltier（1980）从$\bar{q}=80\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$，$\bar{\delta}\approx100\text{km}$，和$\bar{u}=4\text{cm/a}$，得到对流层的深度$d_1\approx3\times10^3\text{km}$，和第二个层深度$d_2\approx4\times10^3\text{km}$，两者能彼此相容，并与地幔厚度（$d=2.9\times10^3\text{km}$）径向长度尺度相容。再考虑速度关系，以及$2\times10^{-5}\leqslant\alpha\leqslant3.5\times10^{-5}/\text{K}$，$10^{-6}\leqslant K\leqslant2\times10^{-6}\text{m}^2/\text{s}$，和$C_p=1.25\times10^3\text{J}/\text{Kg}\cdot\text{K}$，代入给出分子粘度$\rho_0\nu$，

$$\rho_0\nu\approx10^{21}\text{Pa}\cdot\text{s}\qquad(4.23)$$

如果大陆驱动的对流假说能与表面观测$\bar{\delta}$，$\bar{u}$和$\bar{q}$相符，其值是地幔分子粘度值。显然该值会有某些变化，因为它的考虑是基于高限制前提的数值。特别是基于考虑在具有固定粘度的 Newtonian 液体中下部加热对流中二维平面层的观测性质。未考虑三维的联合效应，球状、时间依赖、内部加热和不同的粘度非 Newtonian 行为的可能影响。幸而，上述考虑是对流过程的基础，地幔粘度实质上近于$10^{21}\text{Pa}\cdot\text{s}$。

Peltier（1989b）评论直接估算地幔粘度的主要结果。研究大多涉及与更新世（至少$2\times10^6\text{a}$）以来冰期和间冰期循环有关的信息分析。包括从 18ka 到现在的相对海平面观测，以及在整个冰川复盖地理范围观测的表面重力加速度（g）“异常”，和地球旋转状态下相对于表面地理旋转极的轴旋转行星速率加速度的非潮汐组分和实际久期（secular）漂移的两个观测。这旋转加速度后非潮汐速率开始基于远古日食数据的分析，但又为卫星激光测距技术（SLR）所证实。相应地，旋转极的近代漂移，以$0.95°\pm0.15°/10^6\text{a}$朝向东加拿大，这首次基于国际纬度服务的光天顶（zenith）管观测。这也同样被 SLR 和极长基线干涉仪（VLBI）测量所再证实。最后，用更新世以来大陆冰体积周期振荡来约束地幔粘度。冰体积周期振荡强烈为地壳均衡过程所影响，从深海岩心的$\delta^{18}\text{O}$变化推断冰体积变化主要是10^5a周期，这“冰期循环”周期是粘度的强烈函数。如果气候模式的其它参数已知，可以用来构筑粘度值。

冰期后的回跳和近年间冰期导致真实极移和地球旋转的无潮汐加速数据用来约束地幔的径向粘度分布。对于上地幔$10^{21}\text{Pa}\cdot\text{s}$成为可接受的标准值。一个小于$10^{20}\ \text{Pa}\cdot\text{s}$低粘度通道和约 100 km 厚度存在于岩石圈之下。下地幔的粘度等于上地幔或大多为中等偏高。这要求绝热梯度和压力影响两者对粘度的效应另外的补偿。另一方面，整个消减带的强的正重力异常促使粘度从上地幔到下地幔的增加因数至少为 30。值得注意的是旋转数据也允许在下地幔有高粘度解，虽然海平面显示数据相反。

从地幔粘度的观点出发，可以给出一个简单传输模式。如果下地幔粘度大，消减带岩石圈插入下地幔将形成巨大的块体，而不是像低粘度下地幔所预测的堆放在核幔边界。这两个模式的下地幔均一化程度将非常不同。低粘度模式产生一个相对均一的 FOZO 组成，适用于上升地幔羽传输。而高粘度模式会导致地幔羽在不同源区之间具有复杂关系，这些源区相对于整体地球有的富集，有的亏损。

9.3.2　地幔流变学

Christensen（1989）评论地幔矿物流变学的实验和理论研究进展。在高温下点缺陷和位错的迁移导致稳态蠕变。迁移的微观机制是迁移速度为热活化过程所控制。由于随应力增加位错的增殖，位错蠕变的应变速率增加到与应力呈非线性关系（非 Newtonian 体行为）。理论上位错蠕变，由于空位扩散或是通过体颗粒（Herring-Nabarro 蠕变），或是沿颗粒（Cobble 蠕变）将代替在低应力下的 Newtonian 蠕变机制。全部位错蠕变不依赖颗粒尺度d，Herring-Nabarro 蠕变按d^{-2}变化，Cobble 蠕变按d^{-3}变化。由于在极低应力和应变速率下进行蠕变实验的困难。在 Newtonian 体和非 Newtonian

体蠕变之间的应力转变界限仍不清楚，一般估算约为 0.01～10MPa，依赖于颗粒尺寸。重结晶或亚晶界能改变平均颗粒尺度。某些 Newtonian 蠕变机制甚至能导出非 Newtonian 流定律。联系着地幔结构相变中超塑性转变机制（反应增强延性）被研究。在相变时物质变得非常软。Rubic（1984）基于相变反应产物的细颗粒结构，提出“结构超塑性机制”，能影响地幔相边界的动力学作用。

镁橄榄石和橄榄石单晶，多晶集合体，天然纯橄岩和橄榄岩的实验结果给出唯象性定律

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^{n}\exp[-(Q^{*}+pV^{*}/RT)] \qquad (4.24)$$

式中 $\dot{\epsilon}$ 为应变速度，σ 为应力，Q^{*} 为活化能，V^{*} 为活化体积，R 为气体常数，T 为绝对温度，A 和应力指数 n 为经验系数，一般报道在 2～5 范围，在近于 n＝3 有明显集中。某些研究中注意到应力低于 5～10MPa，n 值接近 1。这大致符合应力趋于 Newtonian 流的估算。对于地幔对流应力估算从低粘度带中的 1MPa 到消减岩石圈的 100MPa 范围。这样，至少有部分对流是在非 Newtonian 体范畴。依赖转变应力的精确尺寸或颗粒尺寸调节应力机制，地幔对流可以由非 Newtonian 流变学给出。

实验数据建立了蠕变机制的强烈温度依赖关系，找到活化能 Q^{*} 在 350～670kJ / mol 范围。一般对“干”橄榄石的假设值是 525kJ / mol。这意味着在地幔温度变化 100℃相当于应力变化一个数量级对应变速度的改变。蠕变过程也强烈为少量化学组分变化所影响，诸如，氧逸度或水含量。活化体积 V^{*} 实验测定很困难，基于 O^{-2} 离子体积（11cm^3 / mol）理论估算，和实验测定导出值在 11～18cm^3。可以认为蠕变速率上的压力效应是与熔融温度 T_m 等同，导出下式

$$\dot{\epsilon} \propto \sigma^{n}\exp(-aT_m/T) \qquad (4.25)$$

式中 a 为 30～45 的系数，从式（4.25）得到的压力关系符合文献 V^{*} 值。按照自压缩和由于相变，活化体积必须随压力减少。在地幔最下部 V^{*} 值估算为近表面值的 1 / 4 到 1 / 2。在地幔内部的压力效应由在对流胞的核心内温度绝热上升而减少。然而，甚至当扣除绝热温度效应时，10cm^3 / mol 的活化体积意味着在固定应力条件下深度每增加 150km，粘度增加一个数量级。在地幔中对于流变学参数 Q^{*} 和 V^{*} 更可靠的值，必须了解地幔的径向粘度结构。

9.4 数值模拟

地幔是一个非常复杂的热动力学系统，对其数值模拟时必须简化其基本对流方程：

（1）地幔对流的热动力学系数的估算十分困难，多为实验数据的外推，或理论计算结果。不同作者给出各自的估计。通常认为地幔 Rayleigh 数很高，上地幔 $R_a \approx 10^6$，全地幔 $R_a \approx 10^7$。理论分析表明高 Rayleigh 数时线性理论已不适用，能量方程中的非线性项将起主导作用。

（2）热对流系统的行为在很大程度上取决于系统的力学框架，在同一物质的系统中对流格局决定于其粘滞结构特征，包括径向和横向不均匀性，以及温度关系。横向不均匀的直接结果是环形场和极形场的耦合，被考虑为对流乃至于板块运动环形场的激发因素。

（3）化学组分改变和相变影响：例如在过渡带相变时吸热和放热影响对流格局。

为了进一步了解地幔对流的结构，需要更清晰地观察来自地球科学各领域的证据，同时考虑地幔流变学的复杂性和对流过程的理论。这可以帮助阐明可能的地幔对流结构和性质，和用“反演模拟”来构筑许多不确定的参数。因为地幔对流关系不能在实验室实际模拟，诸如，相变粘度或幂律蠕变的压力关系的影响，无滑动边界，球状，或强烈液体压缩。数值模拟有十分重要的意义。

地幔对流模拟时常以比较简单的模式进行研究，利用具有统一粘度从下面加热的液体的板状层（Rayleigh-Benard 对流）模式。基于简单的 Rayleigh-Benard 对流模式能精确预测某些显著特征，诸如平均板块速度，热流，重力的数量级和拓扑异常。近年数值模拟在大多数情况下是隔离成小量的可能的复杂性，和确定这些复杂性对对流性质的影响以及它们的相互影响。除了少数模式之外，不企图直接模拟地幔对流，而是考虑简单液体动力学模式的基本物理过程，给出各种可能的不确定性作为地幔参数的定量值。

9.4.1 基本方程和数值分析

在数值模拟中，不同的粘度对流由运动方程、能量方程和联系粘度与温度、压力和应力的方程组成。驱动力可以忽略和应用 Boussinesq 近似。Boussinesq 近似在实验室对流中被证明是合理的，但在整个地幔深度范围内压缩性是明显的。虽然非 Boussinesq 近似效应不一定很小，它通常在数学简化中被忽略。

对二维对流，流线函数ψ用来代替“原始”变化速度→u＝（u，0，w）＝（ψ_z，0，ψ_x）和压力 p 是方便的。为加快部分差分方程的数值处理，通常以无量纲形式表达。Christensen（1984a）分别给出对二维不同粘度流的运动方程和能量方程

$$（\partial_{zz}-\partial_{xx}）[\eta（\psi_{zz}-\psi_{xx}）]+4\partial_{xz}（\eta\psi_{xz}）=（R_{a0}）\partial T/\partial x \qquad （4.26）$$

$$DT/Dt=\partial T/\partial t+u\partial T/\partial x+w\partial T/\partial z=\nabla^2 T+Q_{int} \qquad （4.27）$$

式中 D/Dt 为物质导数，T 为温度，Q_{int} 为内部加热速度。计算范畴为 0≤x≤l 和 0≤z≤l，l 为对流胞的正常比。“表面 Rayleigh 数”R_{a0} 由下式给出

$$R_{a0}=\alpha g\rho\Delta T h^3/\kappa\eta \quad （T=0，z=0） \qquad （4.28）$$

式中α为热膨胀系数，g 为重力加速度，ρ为密度，ΔT 为穿过高度 h 的对流层的温差，κ为热扩散。在顶部表面的温度下基准粘度是$\eta_0=\eta$（温度 T＝0，z＝0），如果粘度的压力或深度关系同样在表面压力下（即为零）。必须处理化学均匀性，相边界或非 Boussinesq 近似效应。方程（4.28）指的是有温差的 Rayleigh－Benard 对流情况；如果代替以底部或内部加热，则有稍微不同的定义。

除了“表面 Rayleigh 数”R_{a0}（4.28），平均顶部和底部温度上的对流粘度值，T＝0.5，考虑平均压力或深度（z＝0.5）得

$$R_{a0.5}=\alpha g\rho\Delta T h^3/\kappa\eta \quad （T=0.5，z=0.5） \qquad （4.29）$$

可以计算在对流层实际平均温度的粘度，和得到“内部 Rayleigh 数”

$$R_{a\,T}=\alpha g\rho\Delta T h^3/\kappa\eta \quad （T，z=0.5） \qquad （4.30）$$

考虑完整性，还有“底部 Rayleigh 数”

$$R_{ab}=\alpha g\rho\Delta T h^3/\kappa\eta \quad （T=1，z=1） \qquad （4.31）$$

在论文中大多数模式使用自由滑动边界，它是在地球表面和核幔边界的正常条件。

通常有限差分技术用于对流方程的解。近年也成功地使用有限元法。讨论的模式使用非标准的带有 B-仿样（splines）函数的有限元近似。在大多数情况下仅稳态解是有意义的。更经济的办法是降低方程（4.27）从头算的$\partial T/\partial t$ 项，和在方程（4.26）和（4.27）之间迭代，而不是全部时间关系问题的解（Christensen，1989）。图 4.31 提供 R_a/R_C 为 1、10^1、10^2、10^3、10^4 和 10^5 时流场温度剖面和流场的流函数剖面。左图显示中部的上升流和两侧的下降流，随 Rayleigh 数增加上升流和下降流的流束（边界层）变窄。右图显示出对流环。

图 4.31 二维数值模拟稳态对流时温度（左）和场流图（右）（Jarvis 和 Peltier，1989）

图中数值为 R_a/R_C；各小图网格点为：a、b：24×24；c：80×80；d、e、f：200×200。

9.4.2 粘度的温度关系

数值模拟研究中时常把粘度的温度关系与一系列附加效应一道考虑。在实验中具有强烈温度关系粘度的液体，例如甘油或葡萄糖浆有重要意义。实验给出，对流胞热结构如何变得不对称，在上边界层有一个大的温度跳跃，和在下边界层有小的温度变化。在粘度对比高到足够时在顶部边界形成一个厚的停滞层。数值研究证实在胞的上部和下降边界流速度减少，而在底部和上升流速度增加。实验的一个主要目标是对不同粘度对流中测定 Nusselt 数-Rayleigh 数关系。对于固定粘度对流 Rayleigh 数将以下述临界的形式相关

$$Nu=a\,R_a^{\,b} \qquad （4.32）$$

式中指数 b 数量上主要从 1／4 到 1／3。这关系在不同粘度下具有在同样范围 b 固定粘度的实验中

被证实，如果在顶和底温度平均值粘度下 Rayleigh 数，即式（4.29）$R_{a0.5}$ 被确定。A 为在顶和底边界粘度函数比 η_0 / η_1。η_0 / η_1 以 15％变化于整个 $1 \leqslant \eta_0 / \eta_1 \leqslant 10^5$。这变化可为临界 Rayleigh 数的相应改变所解释。对流胞的正常比随粘度比增加而减少。然而，不确定的是对于刚性边界之间的对流，这可以考虑应用于具有自由上部边界的地幔对流的板块构造模式。

对具有温度依赖粘度和自由边界的对流性质的详细数值研究表明，温度关系有一个简单的指数形式

$$\eta = \eta_0 \exp(-\theta T) \qquad (4.33)$$

这时温度 T 在顶部为零，在底部为 1，粘度比 $\eta_0 / \eta_1 = e^{\theta}$。十分令人惊奇的是，通过对流层的热传输该层内部的粘度变得近于独立。这对于地球热演化的理论有重要意义。

对流状态由三个参数 R_{a0}（4.28），θ和正常比 l 所确定。当 $R_{a0.5} = R_{a0}\ e^{\theta/2}$ 保持固定和θ增加时，流的图式和等热改变：

（1）当“表面 Rayleigh 数”R_{a0} 小于 3000，最大 Nu（l）出现于在大的 l 值，1.7～4，但当 R_{a0} 较大时接近 1。

（2）在这些参数范围内，顶部边界平均速度随 l 强烈增加，而以流线函数最大法测定的平均对流速度是中等。

（3）平均内部温度随 l 减少，即上部和下部边界层的不对称降低。

由于最大 Nusselt 数出现于在高 Rayleigh 数时正常比近于 1，更详细的热传输性质研究在立方对流盒中进行。虽然天然对流系统不必须选择正常比，它在热流中最大。

对于固定粘度对流下列 Nusselt-Rayleigh 数关系为

$$Nu = 0.2697\ R_a^{0.3185} \qquad (4.34)$$

Christensen（1989）详细讨论地幔中可能出现的更复杂的 Nusselt-Rayleigh 数变化关系。在地球热演化中应用 $Nu\text{-}R_{aT}$ 关系，可以从简单温度流变学关系导出地幔对流的板块构造循环。看来，我们以幂律流变学能达到近似板块行为。

9.4.3 粘度的压力关系

地幔粘度随升温而强烈减少是毫无疑问的。它的随压力或深度的变化不清晰。20 世纪 60 年代基于地球 “非静压赤道凸出”的解释，认为粘度随深度不断增加的假设，到 70 年代基于冰期后回跳，基本等粘度地幔的假设。80 年代基于重力异常的动力学解释，认为随深度粘度至少中等增加。

为了研究在对流性质上附加压力关系的影响，粘度律方程可改写为

$$\eta = \eta_0 \exp(-\theta T + \xi z) \qquad (4.35)$$

式中 z 坐标在对流层顶部为零，底部为 1。由于压力粘度变化沿 e^{ξ}，它是 64 或 1000。此模式与相同 R_{a0}，l 和穿过该层相同的粘度差 $\eta_{0\text{对}} / \eta_1 = e^{\theta-\xi}$ 对比。这样可平衡穿过层的压力效应，θ仅随较大的ξ增加。Christensen（1985）详细描述在这样的模式系列中确定的 $R_{a0.5}$。压力的平均效应是：

（1）对流层下降的平均温度 T 是高于顶和底的平均温度，但附加压力影响使它将低于 0.5。为了得到 $T \geqslant 0.5$，必须θ≥2ξ。因此，对流的顶和底边界层之间的不对称是颠倒的，具有底部边界层上的较大的温度跳跃。

（2）在粘度深度分布上有一个不同的“软流圈”（低粘度通道）和在迭加有较低边界层粘度的急剧下降的胞的较低部位的高粘度。

（3）“回转流”速度对上部边界层速度比变小，回转流延伸到较大深度范围，和流的某些通道进入较低边界层。

（4）具有热传输最大的正常比减少到低于 1。

（5）只要θ足够大于ξ，这 $Nu\text{-}R_{aT}$ 关系仍以低环 b_2（R_{a0} 固定）为特征。

数值模拟表明粘度的压力关系在整个地幔对流中起重要作用。在不同领域有进一步影响，诸如，冰期静压和旋转动力学，固体蠕变实验和理论，或重力异常的动力学解释将获得有关地幔径向对流结构的进一步证据。

虽然粘度的深度关系研究仍较粗糙，但一般认为，下地幔平均粘度比上地幔大一至二个数量级。这些证据包括冰期后回升，大地水准，沿火山热点相对慢运动（Richards，1991），地球化学混合研究，和长期旋转动力学。Su 和 Dziewonski（1991）在地幔中观察到令人惊奇的“红”热不均匀谱。Bunge 等（1996）用三维球状对流模式讨论粘度的压力依赖效应，地幔粘度从顶到底增加一个数量级以上。这导致不同粘度模式，即下地幔基本是地幔对流系统的一部分，但它的高粘度相当强的阻止它与上地幔快速对流。上地幔是处于快速对流和均一化。但 Manga 和 Jeanloz（1996）模拟表明，在整个时间内下地幔高粘度斑点（blob）可能实际是集聚，这将造成下地幔的不均匀。Peltier（1996）用数值模拟给出直到下地幔底部的粘度剖面。

9.5 地球热演化的参数化对流模式

对流行星体的热演化在简单的数学模式中以对流热传输参数来研究。在这些参数中关键是 Nusselt-Rayleigh 数关系，弱 Nu 和 R_{aT} 关系的结果。Christensen（1985）描述地球热演化模式。渐冷行星平均温度 T*（*本节均为平均温度）的时间变化从能量补偿原理中获得

$$C\mathrm{d}T / \mathrm{d}t = H（t）- Q（T） \qquad （4.36）$$

式中 C 为热容，H 为由于放射性衰减，热的时间关系速率，Q 为表面热损耗。H 的时间变化由三个放射性元素：铀，钍和钾的相对丰度所确定，对于地球限定为 U：Th：K＝1：36：12600（Jochum 等，1983）。H 绝对目前值在模式计算中维持自由。目前 H / Q 被称为 Urey 比。一个重要的考虑是热损耗 Q 仅依赖于系统的平均温度 T。函数关系 $Q（T）$ 得自于精确确定的粘度律 $\eta（T）$ 和 $\mathrm{Nu}\text{-}R_{aT}$ 关系。涉及后者，大多数工作者在通常对固定粘度对流导致的关系（式 4.32）中得到指数 b 量级为 1／4～1／3。

地幔热状态与地球演化历史有不可分割的联系，而地幔对流却与地幔热状态直接相关。地幔热状态不仅决定对流能否发生，而且也影响地幔的粘滞结构。Stacey（1992）论述系统中对流存在的必要物理条件是系统中的温度梯度必须大于组成系统物质的绝热自压温度梯度（谢鸿森，1997）。显然，确定地幔的温度剖面是必要的。

9.6 地幔羽和地幔对流

地幔羽与地幔对流的关系是令人感兴趣的问题。Wilson（1963）提出夏威夷岛屿长的线状链的成因是地幔对流的结果。同时，他认为夏威夷岛屿产生的熔融来自大对流胞的稳定内部。这与目前流行观点相对立，目前认为在洋岛下面的熔融源于上升的地幔羽，而不是对流胞的内核，并且熔融仅出现于靠近刚性岩石圈相对较浅区的减压熔融。Morgan（1972a）联系洋岛链与地幔热点，把洋岛的线状解释为深部热点穿过上部的移动板块。这观点被广泛接受。通过 Morgan 和 Wilson 讨论，地幔羽主要由于温度导致密度差。

White 和 McKenzie（1995）考虑把地幔羽作为地幔对流的一部分，并假定主要由温度改变引起水平密度变化形成地幔对流。在对流范围内不出现固体物理改变，仅热膨胀是主要的。

9.6.1 平面形式和时间依赖对流

20 世纪 60 年代后期进行对流平面形式研究，显示在高 Rayleigh 数下三维对流由上升和下降羽组成，以热和冷流体片结合形式进行。实验得出流体是时间依赖的，有两种形式，热和冷的板片围绕固定形态的胞对流，并导致振荡环流。Whitehead 和 Chen（1970）找到另一种形态，下沉羽彼此朝向和结合在一起，并由于边界层不稳定性使新羽突然形成。在对流中动量对流的重要性依赖于 Rayleigh 数和 Prandtl 数 Pr。困难的是实验中仅 $Pr > 10^4$，而对地幔 Pr 趋近于 10^{24}。

70 年代具有巨大的 Prandtl 数流体上的数值模拟给出下降羽的聚结和新的初始羽，显示在实验中观察到的同样行为。虽然早期数值模拟是二维的，接近三维实验得出动量对流效应不是时间关系的原因。这为随后三维数值实验所证实。

最近，Malevsky 和 Yuen（1993）给出 Rayleigh 数大到 10^8 时巨大 Prandtl 数三维数值实验。他们找到对流有强烈的时间依赖，和包括地幔羽头从它们的边界层中分离。数值模拟找到边界层厚度 δ 和速度 v 与 Rayleigh 数相关。

地幔粘度强烈依赖于温度。当温度升高 100℃以约为 10 的因子减少。因为地幔羽的轴部比周围地幔大约热 200℃，地幔羽中心的粘度是以大约 100 的因子低于上地幔平均值。在低 Rayleigh 数时，随温度的粘度变化主要影响对流的平面形态，和在对流胞中心具有强烈集结的地幔羽导致六方和立方图式。然而，作为 Rayleigh 数增加，从具有固定模式与温度依赖对流的结果之间的差别变小。White（1988）显示在 3×10^4Rayleigh 数和 10^3 粘度变化，以片结合的地幔羽环流组成，和类似 Busse 和 Whitehead（1971）辐射图式。这些实验显示在地幔的对流区域内随温度的粘度可能变化仅可能在平面图式上出现小变化。

近来，广泛的数值模拟得出粘度和热膨胀系数垂直变化的影响（Hansen 等，1993）。在地幔中随深度增加粘度增加和热膨胀系数减少。因此随深度增加流体热部分浮力减少，和热边界层厚度增加。Hansen 等（1993）找出两个效应结合导致流以始于下部边界少数大上升区为主，和来自冷的较上边界的许多小下降羽。

地幔对流的形态和尺度受到广泛的注意。Anderson（1998）从地震拓扑和大地水准数据显示两个重要的尺度，联系着球谐度 l=6 和 l=2。l=6（6000km）由具有深而冷骨架的克拉通所控制，l=2 相应于 Pangea 大陆破裂消减带冷却图式，与热点和洋中脊分布有关，联系着地球长期的上升和下降特征。第三个较小的 400～1000 km 的尺度，控制吸热相变的深度。

9.6.2　相变和层状对流

近年的主要进展是固体物理，它们同样影响地幔对流。不同于粘度变化的影响，在对流上相变的影响难以在实验室研究。Christensen 和 Yuen（1985）基于流体动力学行为，得到一系列有意义的结果。首次导出以消耗值 D_i 控制相变潜热影响的方程

$$D_i=\alpha g d / C_p \qquad (4.37)$$

式中 g 为重力加速度，α为热膨胀系数，d 为层的厚度，C_p 为在固定压力中比热。因为剪切热和绝热温度梯度的影响仅由 D_i 控制。这结果应用于任何相变。

Christensen 和 Yuen（1985）另一个重要的结果是在 670 km 深度尖晶石向钙钛矿转变的吸热转变（随深度增加）能从下部分出在 670 km 以上的层状对流。这由两者 Rayleigh 数和无量纲的相浮力参数 P 所给定

$$P=(\Delta\rho / \rho_0\alpha\Delta T)(\gamma\Delta T / \rho_0 g d) \qquad (4.38)$$

式中$\Delta\rho$为在两相之间的密度差，γ为 Clapeyron 斜率，$\gamma=\Delta p / \Delta T$，表示温度每上升 1℃时的压力变化。Christensen 和 Yuen（1985）找到随 Rayleigh 数增加趋向形成层增加。由相变流边界所出现的应力τ为

$$\tau=\eta\nu / d\approx(\eta\kappa / d^2)(\mathrm{R_a} / \mathrm{R_{ac}})^{2/3} \qquad (4.39)$$

ΔT 为在上升与下降羽之间的温度差，并导致压力差，在这时相变显示$\gamma\Delta T$ 相应于$\Delta\rho\gamma\Delta T / \rho$。导致双层对流相变条件是相变应力超过粘性应力。这条件表现为

$$\Delta\rho\gamma\Delta T / \rho\approx(\eta\kappa / d^2)(\mathrm{R_a} / \mathrm{R_{ac}})^{2/3} \qquad (4.40)$$

重排和代替给出

$$P\approx(\mathrm{R_a} / \mathrm{R_{ac}})^{-1/3} \qquad (4.41)$$

在数值模拟中 Christensen 和 Yuen（1985）获得－1 / 5 幂，代替方程（4.41）的－1 / 3。

这些结果导致一系列的复杂性逐渐增加的数值实验，一般减少热浮力，正如随深度热膨胀减少效应，或在对流中增加 Rayleigh 数，增加趋向形成层。然而，不了解在约 400km 吸热橄榄石到尖晶石相变是增加（Zhao 等，1992）或减少（Solheim 和 Peltier，1994；Tackley 等，1994）成层趋向。在实验中成层中断，冷物质下沉的大板片完全通过下地幔到核－幔边界。这样实验中热传输穿过 670km 边界是以大的对流形式，甚至考虑间歇传输。正如 Tackley 等（1994）显示，穿透显示在三维比二维更容易。数值模拟至今不显示似板块行为或反对称消减。许多消减带由反转朝向消减板块，和较少趋向产生大的冷板片，由于板块作为片下沉和积聚相对薄的层在下地幔底部（Lungren 和 Giardini，1994），数值模拟中它们能比大的板片更快地被从下部热传导所加热。穿过 670km 边界质

量流的最佳估算可能是地球化学研究，它提出下地幔每 10^9 a 不多于 1～2%。下地幔 2%流相应于约 20km / a 的质量流。夏威夷目前熔融产生速率 0.2km^3 / a 和形成具有ε_{Nd}值为 5 或更多的 5%地幔熔体。所以夏威夷必须在源区约有下地幔物质 2km^3 / a，才能达到它的同位素比。由稀有气体聚集所要求的在下地幔与上地幔之间的输运速率能维持约十个地幔羽，和可能足够满足时间平均地幔羽产生速率。

总的来说，类似于尖晶石－钙钛矿相变的吸热相变时对流热动力学的研究显示能产生类似于地球化学所支持的分层对流系统。进而，在地幔 Rayleigh 数 10^7～10^6 数值模拟支持尖晶石－钙钛矿相变的 Clapeyron 斜率界面仅刚刚足以稳定，和因此他们允许由地球化学观察所要求的在上与下地幔之间有小量物质流。对于以热转运机制的传导，这物质流太慢。所以地幔羽在 670km 界面上升。地幔对流是一个非线性动力学过程。吸热相变相当大的影响地幔对流和在过渡带和局部层系统相容地自组织。

9.7　展望

目前，我们对于地幔对流的了解仍然是有限的。从基础地质上来说，一个主要疑问是对流在全部地幔中，还是分层进行，分几层进行对流？利用 van der Hilst 等（1997）的地震拓扑研究，van der Hilst 等（1999）提出在约 400～1000km 和 1700～2300km 存在地幔对流间隔。同时地球物理证据表明，存在化学组分的差异，地幔对流在于下地幔底部 1000km 是被分隔的。可能的化学组分变化联系着局部铁的富集和硅酸盐到氧化物的转变。其次，地幔对流的特殊性是较上边界层的似板块运动，它具有全球的特征形式。过去它在对流模式中整体忽略，或者把板块作为空间固定表面粘度，或在高速边界层边缘上薄弱带以稳定方式导入。而具有非 Newtonian 体温度关系的地幔对流流变学可能是板块构造循环的原因。Wen 和 Anderson（1997b）应用三维 Newtonian 粘度流模式解释现今板块的大尺度运动。在地球上部 90km 大陆与大洋之间密度差因子 30～50，同时可以解释观察到的大尺度的园形和螺旋状板块运动。Megnin 等（1997）使用三维球对流模式对全球地震拓扑解出地幔动力学特征参数，特别是④：① 上地幔到下地幔的粘度增加；② 在 670 km 不连续的吸热相变；③ 穿过核－幔边界的热流；③ 在对流平面形态上刚性表面板块的运动效应。大尺度的地幔对流，对一级而言，是一个被内部密度异常所驱动，为不同的板块厚度和地幔顶部极端的流变学差异所调制。在大洋与大陆区域之间的流变学差异明显影响其表面速度。de Smet（1998）用数值模拟讨论地幔对流与大陆稳定性和增长的关系。另一个问题涉及大洋岩石圈的本质，以及它为什么作为一个准刚体运动？海洋岩石圈的活性对地球热损耗和它的热演化，对地幔不均匀性的混合，或层状地幔对流的动力学行为可能是重要的。最后，对流形态是由表面板块几何学形成？还是相反？一个重要不确定的内容涉及地幔羽。

显然，从不同的地球科学领域的地球结构观察和推断是非常重要的。其中特别有希望的是：地球长波重力场解释，地震拓扑学，670km 不连续和核－幔界面的精细结构，适合地幔对流结果的实验数据（相变、状态方程），和作为地幔化学不均匀性研究方法的地球化学。地幔对流的理论掌握是困难的，因为它要求复杂的非线性数学问题的解，涉及大量有潜在意义的参数。可能有成效的领域是：复杂流变学的对流，涉及化学不均匀性的对流，和三维对流的数值研究。

第二节　核幔界面

本节阐述的核幔界面（CMB），更多地叙述 D”层。准确地说，D”层处于下地幔的底部。把 D”层列为单独一节，基于它联系着地核与地幔，对消减板块、地幔羽、地幔对流、核内对流和地球动力学研究有重要意义，以及近几年来地球物理研究的巨大进展。

地球最鲜明的两个边界层：地表和核幔界面，其特征是具有行星上的最丰富的热、化学和动力学行为。核幔之间的平均密度差（4.4）远大于壳幔之间的平均密度差（2.7）。近年地震、地磁和大地测量资料都表明下地幔的底部是极不均匀的。Dziewonski（1984）提出 CMB 有隆起和凹陷。核幔界面附近的横向不均匀性超过除地表以外的地球上任何区域（图 4.32）。图 4.30 中包括热分界层

（TBL）和化学分界层（CBL）这说明核幔界面是不同化学、热和动力学区域之间的过渡带。

图 4.32　核幔界面示意图（美国地球深部合作研究委员会，1992）

对地震波而言，核幔界面是清晰的，有强的反射；仅有几百米到几公里的地形起伏。而其上的 D”层则极其复杂。D”层是地幔最下部约 200～300km 的地带，其上界面起伏很大。Bullen（1949）提出 D”层命名时，就指出其化学不均匀性和高密度特征，以及异常速度梯度的存在。PREM 模式也包含有地幔底部 150 km 的速度梯度变化。预测它有大的温差，达 1500℃。然而，近年发现 D”层可能有不同的化学组成。

D”层内地震波显示强烈的横向和径向上不均一性，类似于岩石圈内的情况。图 4.33 给出现有的 D”层附近的各种横波和纵波波速模式。矿物理实验表明，地核与地幔之间有强烈的温差。所以，D”层是明显的热界面（TBL），并可能存在化学分界层（CBL）。后者可能来自地幔的早期分异作用，消减带产物的下沉或核幔界面的化学反应。这些都使核幔界面状况复杂化。核幔界面既可以看作核内对流的外界，也可视为地幔对流的下界。

图 4.33　现有的 D”层附近的各种横波（左）和纵波（右）波速模式（Young 和 Lay，1987）

Ritzwoller 和 Lavely（1995）得到地幔三个主要界面的地形起伏图（图 4.10）。其中核幔边界 CMB 的隆起区在太平洋中南部及非洲西部，与下地幔低速异常带吻合；而下降区在亚洲中部及东部及南美洲地区，与下地幔高速异常带相吻合。根据观测的大地水准面及三维速度模型计算的大地水准面，最低值为印度半岛、中亚至贝加尔区。高值区位于太平洋中南部及非洲西南部、北欧等地（。

1　D”层的地震研究

近年地震法集中于地幔最下部，由于它可能关系着全地幔过程。Loper 和 Lay（1995）等总结 D”层结构，不均匀性和动力学。Garnero（2000）综述近十年来地震法，特别是利用差别前进和反转法得出 D”层和下地幔的不同尺度的强烈不均匀性。差别前进和反转法是基于地幔折射剪切波（Sdiff）和压缩波（Pdiff）波行进时间差的实际表观相干图式，文中讨论其分辨和不确定性，并与地震拓扑结果相比较。前进模拟可以补充拓扑研究，它提供较小尺度不均匀性图式的详细结构特征。地震波行进时间和波形模拟研究得出 D”层和下地幔存在强烈横向变化，诸如，高速 D”层区，超低速带，D”层各向异性，强烈分散和不均匀性。

Su 和 Dziewonski（1991；1992）给出长波全球数据反演的全地幔拓扑图。在前进模拟结果中显示一系列小和中明显特征。这些研究都显示在太平洋和西非下部的低速体和在美洲和欧洲下的高速体。Tanimoto（1990）等对之进行评论。

长波在 D”层观察到强烈横向不均匀性，这支持大的热－化学稳定性。其中的高速体和低速体传统解释为热异常。一个普遍的假说是高速体联系着板片“渣滓”，因为高速体空间联系着板片下降的 D”层密度异常。然而，更近则认为涉及 D”层的化学区别或 D”层相变。

近五年下地幔最小波长的分辨的进展，使深部地幔短波长反演分辨小于 1000km。Russell 等（1998，1999）利用 ScS-S 法得到 Hawaii 地幔羽根部供应流。

D”层不连续研究认为在 CMB 之上 200～300 km 存在地震波速突然增加。这涉及 D”层成因：化学区别层，相变，和各向异性结果。

地幔底部高速区的区域在位置上特别是处于过去和现在消减带之下，这结构时常称为下地幔高速区，正如拓扑反演所描绘的，在 Caribbean 和 Alaska。波形模拟得出 CMB 之上 200～300 km 地震波速有一级不连续。而 D”层顶部的突然性在波形模拟不特别被约束，事实上显示 50～75km 过渡范围。它与拓扑结果不同。

D”层不连续结构特征具有厚度从 300 km 到 180 km 的逐渐改变。这转变是平滑和长波的，横

向显示有几千公里。这与相变成因相容。

D”层从短波到长波都清楚表明有强烈的不均匀性。散射研究典型地涉及短波，如＜10 km。近年研究探明 D”层不均匀性造成地震能量反射。Heedlin 等（1997）提出散射通过地幔的证据，并认为是贯穿地幔的小尺度化学不均匀性。Shearer 等（1998）提出近于 8km 尺度长度（1％振幅），CMB 散射不集中（至少全球），这支持不完全地幔混合。另一方面，Vidale 和 Heedlin（1998）找到在南太平洋近于 CMB 至少有一个集中散射带，可能联系着超低速的部分熔融。在稍高波长，约 100km，不均匀性反射为 Lay 和 Young（1996）等研究，利用双束法测定在 Arctic 之下的 10～100 km 波长的散射不均匀性，它联系着过去消减。Earle 和 Shearer（1998）讨论可能的散射源。

Lay 等（1998）讨论 D”层各向异性。它在边界层很容易被测出，但对其本质尚不清楚（Montagner，1998）。可以考虑为： D”层不连续（Matzel 等，1996）、洋壳的重叠和堆积形成交替的高速和低速页片、最深地幔的流变学、最下地幔物质的弹性常数等。这情况与许多其它现象同时发生，并联系着深地幔不均匀性，D”层不连续、散射和低速带。

Weber（1994）讨论高速页片。Thomas 等（1998）发现西西伯利亚 Kurilesar 区低速页片证据，并支持部分熔融成因。这些页片形成剪切波分裂，使之必须薄于约 5km，而正常地幔交替薄层最小厚度约 75～100 km。

D”层超低速带（ULVZ）研究是近年的重要成果。Garnero（1998）总结近年在 CMB 中的薄界面层的超低速带。其特征是 P 波和 S 波减少 10％或更多，某些地区 S 波减少为 P 波的三倍，其厚度变化于 5～50km，出现于中太平洋、阿拉斯加、冰岛和非洲等地（图 4.34）。在中太平洋 ULVZ 呈现明显的厚度和深度变化。目前，从超低速带研究得出地震波 CMB 的 Fresnel 带（相干波相互作用区，Lay 等，1998a）覆盖约 CMB 的 44％；研究区少于 1 / 3 包含 ULVZ（探测区约 37％或全球约 12％ ULTZ。

图 4.34　ULVZ（浅色）和板片消减的高速区（深色）分布图（Garnero，2000）
园圈为热点的浮力流（图 4.21）

ULVZ 成因是最下部地幔某些物质的部分熔融，使 P 波和 S 波分别减少 10～30％，能达到 5～30％体积部分熔融，对薄膜约 5％，对管状俘体约 30％。导致熔融的热异常源于不同方式，诸如，来自地核热流或粘度热。除了部分熔融，ULVZ 能含有比下地幔背景不同的化学成分，可能是核幔反应的产物。如果 ULVZ 含有物质明显密度大于周围地幔，其重要意义更大。当大波速减少伴随大密度增加，考虑地震波约束将显示剪切波速比熔融减少。穿过 CMB 约有 74％密度增加（PREM 模式），对稳定 CMB 边界密度有一个宽的范围。

在 CMB 上 ULVZ Fresnel 带跨越大的面积，其结构细节为：① 至少在确定区域 100 km 量级上观察到小尺度不均匀性。这尺度远小于 Fresnel 带尺度。② ULVZ Fresnel 带在空间上相关于表面热点局部，导致 CMB 源支持热点的地幔羽。③ 缺乏 ULVZ 证据的下地幔区域是典型地联系着 D”层的高剪切波速度。这暗示 ULVZ 分布直接联系着地幔底部的热变化：ULVZ 缺乏为消减流致冷的活力，和存在长波低速，这是从地核上升的热流。

D”层可能与其上的地幔物质发生结构和动力学的耦合。以前提出 ULVZ 与上覆 D”层速度减少有关，但未被证实。Ritsema 等（1998）等提出低剪切速（3～4％）延伸到下地幔。Bijkwaars 和 Spakman（1999）用 ISC 的 P 波拓扑反演得出在冰岛下从地壳到 CMB 的低速连接模式。

在大多数情况核幔界面上拓扑与不均匀性交替使用。在地幔底部详细的结构研究，特别是 P 波结构表示强烈不均匀性正好在 CMB 或在 CMB 之上。

2　实验证据

根据高压下硅酸盐与金属反应的实验和地球物理观测资料，表明核幔边界区可能存在幔－核之间的化学反应。Jeanloz（1990）提出一个有核幔化学反应的核幔边界区的结构图。图中显示在核幔

之间有一个 10～100km 厚的化学反应带，地幔组分中的氧和少量的硅、镁被溶解进入外核，并在流动的铁（合金）熔体中快速分散。在大于 10Ma 的时间尺度上，核幔边界区化学反应的产物被大规模的地幔对流带走，但由于反应产物的密度比地幔的密度大，所以不可能上升至几百公里以上，未反应的地幔物质和不均匀的反应产物最终构成了 D”层。

Duffy 和 Ahrens（1992）用冲击压缩法研究下地幔条件下镁橄榄石声速温度系数（$\partial v_P / \partial T)_P$ 的变化规律，发现在高压下有大幅度降低。这将导致对俯冲板块下插深度的估计值有所增大。

Jeanloz（1990）认为 $MgSiO_3$ 在 CMB 界面熔点低于铁可以进入地核（图 4.35a）；而 Boehler（1996）提出在 CMB 界面 $MgSiO_3$ 熔点远高于铁不能进入地核（图 4.35b）。

图 4.35　Fe、FeO 和 $MgSiO_3$ 熔点－压力曲线（高桥荣一和中嶋胜治，1997）

Holland 和 Ahrens（1997）用冲击压缩方法研究（Mg，Fe）$_2SiO_4$ 的熔化行为，建立在 130GPa 下 MgO-SiO_2 体系的高压相图（图 4.35）。据此分析下地幔的粘度，解释核幔边界超低速带（ULVZ）的成因，并对地幔对流模式提出了新的看法。他们认为，如果下地幔主要由钙钛矿和方镁石组成，在 130GPa 处下地幔的熔化温度将不高于 4200K。该结果与下地幔地热等温线类似，根据粘度的 Weertman 相似尺度律（homologous scaling law），这支持全地幔对流的观点。如果下地幔底部的温度为 3500K，相应的粘度约为 10^{23}Pa；这符合建立在深部消减板块基础上，并且没有大规模熔融的大地水准面模型（geoid model）。如果地幔底部的温度达到 4500K（高于 MgO–SiO_2 体系的共晶温度约 500K），则在核幔边界附近可能出现大规模的非均匀性地部分熔融和化学反应，相应部位的粘度也会显著降低。这种大规模的部分熔融可以解释位于太平洋中隆之下的 ULVZ 内的 P 波速度降低（从 5.5 降到 4.5km / s）。如果 MgO–SiO_2 体系的共晶成分接近 Mg_2SiO_4，其部分共晶熔化将引起在该层顶部形成非常清晰的边界。另外，在此条件下由于 Fe 强烈地分配到熔体中，造成剩余的富 Mg 固体的密度低于平均的地幔物质密度，因而具有一定的浮性，趋于上升到 ULVZ 的顶部。这可以解释 ULVZ 顶部大范围的 P 波低速区。他们推测，地核对流系统中的上升流可以将大量的热流传过核幔边界，为 ULVZ 大规模地部分熔融提供了热源。相应地使大量的富 Mg 残留固体形成 ULVZ 的顶部。这种具有浮性的贫 Fe 固体物质趋向于通过地幔对流而上升。

图 4.35　MgO 一 SiO_2 体系在 130GPa 压力下的组分一温度相图（Holland 等，1996）
per：方镁石；pv：钙钛矿 $MgSiO_3$；stish：斯石英

3　D”层不均匀性成因的热和化学考虑

近年，主要成果是深部地幔的 P 波和 S 波长波结构。许多结果，正如前进模拟法（Wysession 等，1992；1993；1999）显示出深部地幔内 P 波和 S 波不均匀性之间相关的破坏。这说明热异常不能够解释不均匀性，可能由于某些化学特征，例如铁富集。D”层中 P 波和 S 波结构细节比较表明，在中太平洋之下速度梯度$\partial v_P / \partial z$（Young 和 Lay，1989）是正的；而 Ritsema 等（1997）的$\partial v_P / \partial z$ 是陡而负的。

在 CMB 或近于 CMB 的小尺度不均匀性（ULVZ）早期认为是部分熔融所造成，虽然地热考虑下地幔的主要矿物钙钛矿的估算为高熔点，某些高压实验研究证实最下地幔熔融实际可能性。Knittle（1998）提出地幔橄榄石可能变得密度大于熔体，并下沉到 CMB 内。在地幔底部熔融的讨论依赖穿过 D”层的温度下降，这主要根据内核－外核界面温度的推断。Williams（1998）在一系列不确定中给出穿过 D”层可能温度下降的宽范围。

D”层地球动力学涉及地幔对流行为中岩石圈和板块运动过程。D”层结构和过程联系着重要地幔过程，诸如地幔羽形成。例如，大的、低地震波速异常扩展进入下地幔（超地幔羽）作为热异常模拟。而地幔羽－地幔羽碰撞产生超地幔羽（Brunet 和 Yuen，2000）是在 CMB 中的一种可能性。

Williams 等（1998）提出 ULVZ 区域与地表热点区域有强烈相关，意味着 ULVZ 与地幔羽之间的相关。某些地幔羽源区来自深地幔是符合锇比的研究，这意味着外核的小量配分在地幔羽内输运。在地表某些地幔羽上看到地幔羽的深部证据。例如，冰岛地幔羽显示与 CMB 有关。一个重要的参数是地幔羽超过周围地幔的温度（200～300℃），它远低于在 CMB 上穿过 D”热边界层给出温度（1000～1300℃）。这参数意味着一个薄的地幔化学层存在于 CMB 的地幔羽源。地幔羽可能联系着广泛变化的现象，诸如地磁场反转频率。显然，更好地了解下地幔结构和动力学将有助于阐明全部地球动力学和演化。

CMB 表现为在行星上最大的绝对密度增加。这界面提供具有在地核与地幔之间的密度物质的贮库。依赖对流的活力和反应产物的密度，D”层在某些区域能有明显的化学不均匀性。这不均匀性在整个地质时间内是否能形成一个稳定的化学上区别的层取决于许多因素。例如，一个化学区别层能稳定于上升根部局部，正如地核热流穿过 CMB。附带地说，在地核与地幔之间可能有化学反应（Knittle 和 Jeanloz，1989；1991）允许 D”层存在化学不均匀性，和用于建立 CMB 在整个某些有限间隔的梯度界面，约 1.5km。这些化学异常，如果强烈含铁，能通过该场与导电的最下部地幔不均匀性之间的耦合来影响地球磁场。

在过去和现在消减带之下的 D”层所观察到的现象是否为消减物质的特征？许多假说提出涉及 D”层板片景象。一个普遍的例子是以前大洋地壳消减到进入下地幔，和在地幔底部部分熔融，这联系着 ULVZ 的成因，或 D”层各向异性。

总之，D”层的结构和动力学存在较大的不确定性，这涉及 D”层不连续和各向异性，散射，ULVZ，CMB 拓扑和过渡结构，动力学运动。

第三节　　地核

地核分为外核和外核。外核从 2900～5155km，厚约 2260km。地核的波速、密度、重力加速度见图 4.36。研究表明，地核最外层 20～100km 是异常区，内核与外核界面附近也有异常。

图 4.36　　地震法得出地核和地幔下部的密度、弹性波速和重力加速度随深度变化图
（美国地球深部合作研究委员会，1992（Jeanloz，1990）

地球内部各圈层纵向及横向不均匀性和热动力学过程，是地球行星演化与发展的基本动力来源。他们是决定地球不规则外形和自转、地球磁场及重力场特性、地幔对流和板块运动的根本因素。

1　　外核

由于地震横波不能通过外核，认为外核可能是液态。此外，地球的自由振荡和章动的测量，以及射电天文观测都证明外核刚度极小，其粘度与水近似，从而确认外核为液态。大地水准测量、地球磁场的变化以及对地球自转的观测都表明外核物质是处于不断的运动之中。外核表面物质流动，或称核面流直接影响着核幔边界区的形态和物质运动特征，以及核幔之间物质的相互作用。根据数年至数百年时段内，地球磁场变化资料反演得出的多个外核表面流图形基本一致。在印度洋和大西洋之下的外核表面，各有一个大的环形流，而在太平洋之下的外核表面存在两个环形流。

一般认为，外核主要由液体金属铁组成，它的对流形成地球的磁场。然而，外核的粘度的估算相差 12 个数量级。这妨碍人们对于对流的认识。de Wijs 等（1998）计算外核粘度约为 1.5×10^{-2} Pa•s。这粘度值支持外核是具有小尺度环流和管状对流的分立磁场，而不是大的全环流磁场。

地磁场的古地磁记录表明其极性特征，在过去 160Ma 出现几百次极性反转。在极性反转时发生地磁场方向和强度的变化。更值得注意的是极性反转的频率。不像太阳磁场有近于固定的周期，在地球上某些时段它可以稳定千万年，而在另一时段几千年就出现极性反转，后者见于在 118Ma 到 83Ma 的白垩纪的超时阶段。在超时阶段地幔热结构有明显的变化，联系着板块消减和地幔对流。Glatzmaler 等（1999）通过最下部地幔热结构的计算机模拟，提出穿过 CMB 的热流对极性反转的控

制作用。

2 内核

内核界面是莱曼（Lehmann）在 1936 年发现的。外核与内核的界面清晰。地震法得出内地核是固体，可能有部分熔融，主要是靠近其外表面。

近年发现地球内核自转速率比地幔和地壳快。这对于地球磁场的起源、倒转以及地球的演化等问题有着重大的意义。地震波研究表明，内核旋转速度以 0.2°～3°/a 快于地幔和地壳。Laske 和 Masters（1999）从地球自由振荡分析讨论旋转差异的限制。

地震研究表明，沿自转轴进入内核的 P 波的速度比沿赤道进入内核的速度要快约几秒（3～4％）。看来，这是由内核的弹性各向异性所引起。Su 等（1996）最近确定了各向异性对称轴的位置，它通过北半球 160°E15°，与自转轴呈 10.5°偏角，内核最内层的各向异性大于 3％。关于内核各向异性的成因，有的学者认为是由糊状内核的流动造成。Karato（1999）提出 Maxwell 应变导致的流动引发内核的各向异性。而大多数的研究者认为，这与内核的固态铁有关。Stixrude 和 Cohen（1996）根据六方紧密堆积（hcp）和立方面心（fcc）的铁单晶弹性参数计算，提出内核的各向异性可能是由于六方紧密堆积铁单晶的定向排列所造成。但是，缺乏内核压力（330～360GPa）和温度（4000～8000K）的弹性实验数据。Mao 等（1998；1999）在 211 GPa 测定弹性参数有 15～40％变化。看来尚需进一步研究。

3 地核的物质组成

一般认为，地核主要成分是铁。这获得下列支持：① 地磁场的存在需要地球内部有一个熔融区，外核是唯一可能的地区；② 地核密度和波速与相应温度和压力下铁的性质相近，只是比铁的密度稍低；③ 铁的宇宙化学丰度与地核观测结果一致，内核与外核界面被认为是高温下铁熔融的结果。

Yoo 等（1995）给出 130 GPa 和 3500K 下铁的相图（图 4.37）。包括正常条件下的α相（bcc），γ相（fcc），δ相（bcc），ε相（hcp），和β相（结构未定）。Chen 和 Ahrens（1996）进行高压下铁的熔融试验和计算。 Mao 等（2001）给出在 153GPa 下铁的核共振非弹性 X 射线散射测定的状态声子密度，表明内核原子量大于纯铁，可能是铁镍合金。

图 4.37　　130 GPa 和 3500K 下铁的相图（Yoo 等，1995）

地球物理测定表明，地核实测密度约比铁轻 10％，可能含有氢、氧、硅、镁、硫、镍和氮等元素。铁的冲击波数据显示，液态外核的密度要比纯铁的低 1g / cm^3。球粒陨石是与地球原始物质最为相似的地外物质。球粒陨石研究指出，金属铁镍中包含有 Si、P、C 等，共生的硫化物中有 S、K、Na 等轻元素。高压实验也给出许多重要的结果。Fei 和 Mao（1994）在金刚石压腔中，进行 FeO 的相变研究。验证了室温和 16GPa 下 FeO 由石盐结构相（B1）向六面体相的转变，发现 96GPa 和 800K 下 FeO 由石盐结构相（B1）转变为 NiAs 结构相（B8）。绘制 FeO 的高压相图。Hemley 等（2000）讨论地幔深部和地核的矿物行为，包括钙钛矿型（Mg,Fe）SiO3、镁方铁石、SiO_2、FeO、Fe_2O_3、FeS 和 Fe 等。Ahrens（1996）认为外核中可含多达 10％（质量比）的 O 或 45％（质量比）的 FeO，仍能满足地震学压力一密度和体积模量的约束。近年来对 Fe－S、Fe－O 体系熔融作了大量工作。

地球在冷却时将导致内核增生并引起外核轻元素的富集，内外核界面随铁冷凝有轻元素释放和上浮，这可能是地核动力学对流的能量来源。

关于富铁地核形成于在平均压力 28 GPa（800 km 深度）的深部岩浆海内铁金属与硅酸盐熔体平衡条件下的模式，能计算出上地幔许多亲石元素，特别是 Co 和 Ni 亏损量级。Tschauner 等（1999）实验得出金属与下地幔最大丰度的镁钙钛矿之间的 Co 和 Ni 配分数据。结果表明下地幔比上地幔富集这些元素，并应对岩浆海模式进行某些修改（图 4.38）。

某些亲石元素，诸如 Co、Ni、W、Re 和 Au 强烈进入富铁金属相，并集中于地核，使之在上地幔硅酸盐相对于早期太阳系丰度出现数量级亏损。亏损值强烈依赖于温度、压力和周围组分。实验

可以给出金属／硅酸盐配分系数 D。两个特别重要的元素是 Co 和 Ni。由于在上地幔 Co／Ni 与球粒陨石近于相等，意味着在地核形成时没有分异，或者说 DNi／DCo 近于 1。

图 4.38　从深岩浆海中地球金属核的积聚模式（Walter，1999）

a：金属从岩浆海中积累；b：金属成池，并且在岩浆海底部形成金属－硅酸盐平衡；c：金属积聚到地核中，与固体下地幔有或无再平衡

4　地核的温度

地核的温度的判定对于地核组成、对流及其对地幔、地壳和环境的影响都是十分关键的（图 4.39）。然而，内核与外核之间，地核与地幔之间，以及地核内的温度分布均无定论。例如，核幔界面为 3000～6600K，温度梯度 0. 7～1. 2 K／km，这种不确定性显然太大。由于绝热梯度的存在，向核外传递的热能估计为 4×10^{12}W，这相当于地表热流的 10%。这对驱动地球动力系统应该是贡献不大的。可能是热对流系统为地球动力系统提供能量。根据确定内核边界温度（ICB）可以限定地核温度变化范围。ICB 的压力约为 300GPa。Andrault 等（1999；2000）讨论≥200GPa，和≥4000K 下ε-Fe 的情况。Alfe 等（1999）用从头算分子动力学法得出 ICB 的熔化温度为 6700±600K。从而给出估算的地球温度剖面。

图 4.39　地球内部的温度估算（Bukowinski，1999）

5　地核的形成

地核形成是地球历史上一个极其重要的事件。庞大的重力能被释放，足以使地幔瞬间升温约 2000K。然而，对地核形成机制了解不多。这问题首先在于地核组成的不确定性。基于密度、高压数据和太阳星云中铁的高丰度，可能地核主要组成是铁。联系着铁陨石，预期核形成时有 5%的 Ni 和其它亲铁元素，包括 Co、W、Mo、Ga、Ir、Au 等元素被萃取进入地核。这将在残留地幔组成上留下印记。残留在地幔中这些亲铁元素的数量提供地核如何形成的重要限制。应用地球化学限制要求掌握：① 在地幔和原始体地球中亲铁元素丰度；② 作为压力、温度、氧逸度和成分函数的金属／硅酸盐分配系数；③ 地核形成方式和时间，以及地球增生持续过程。

5.1　地核形成模式

地核形成模式可分为两种：从近似的 *p-T*-组成的条件下由金属／硅酸盐平衡结果预测亲铁元素的观察地幔丰度（平衡模式）；和观察未与地核平衡的目前地幔，并考虑几个增生幂（不均匀增生模式）。后一个模式意味着为了达到地幔亲铁元素的亏损观测值有早期金属／硅酸盐平衡。平衡模式进一步分为：① 在低到中等压力（在上地幔压力范围）金属／硅酸盐（地核／地幔）平衡。此模式包括月球到火星尺寸行星原岩平衡，但常常不能解释地球地幔中的亲铁元素图式。②在高压下，即压力达下地幔的金属／硅酸盐平衡。鉴于金刚石压砧测定下地幔主要硅酸盐相的高熔点：Mg-钙钛矿（约 7000K）和镁方铁石（约 5000K），建议在地球历史的下地幔为固相。如果金属分离随增生瞬间出现，形成核的大金属滴将通过固体下地幔到核中。大质量液体金属与下地幔矿物的平衡是可能的。然而，高压平衡尚有许多问题不清楚。同时不混合和不完全分离的可能（，以及金属后期氧化也需考虑。

平衡与不均匀增生（非平衡）模式之间的区别是重要的，这导致地球增生和地核形成时间的变化。不均匀增生模式要求地核形成或多或少是瞬间增生的，并意味着随时间增生物质组成变化。如果应用 Lee 和 Halliday（1995）的时间限制，最后有效转移金属进入地核出现于开始增生后的 60 Ma。

5.2　地核形成的地球化学限制

亲铁元素的地幔丰度是否反映金属或金属硫化物相平衡或不平衡的问题是 20 年前高度怀疑的目标，近年又被提出。Murthy（1991）建议观察地幔中亲铁元素丰度反映在地核形成时金属与残留

地幔硅酸盐在高温高压下的平衡。虽然 Murthy 近似的方法学为 Jones 等（1992）、O'Nill（1992）所评论，其高温全核幔平衡不能完全包括在 Murthy 提出的时间内。O'Nill 等（1995）给出更高温度和压力下亲铁元素在金属与硅酸盐之间的新实验结果。

Ertel 等（1996）研究钨在硅酸盐熔体中的溶解度来了解金属／硅酸盐分配。W／Mo 比特别有意义。两元素都具有高熔点，并且出现在所有球粒陨石中，多有相同的比例类似于体地球。由于在地球上挥发性亲铁元素的普通亏损，挥发性亲铁元素（Ge、Ga、Cu、Sb、等）的体地球丰度已知是小的。正如 Ertel 等（1996）所强调的，在地幔中 Mo 丰度两倍低于 W 不能是金属／硅酸盐平衡的结果，因为 Mo 具有比 W 大百倍的金属／硅酸盐分配系数。Walter 和 Thibault（1995）的工作表明在高压（达 7GPa）和高温（达 2700K）下 W 和 Mo 的分配系数有某些汇合。然而，丰度与分配系数之间存在矛盾。

钨的化学和同位素性质的结合给出对阐明核形成最重要的亲铁元素的潜在性质。然而，钨原始地幔丰度估算难以提供。由于钨是高度不相容元素，其绝对含量随岩浆过程而变化。Newsom 等（1996）把钨的丰度对高度不相容亲石元素 Th 标准化，来修正岩浆分异对地核形成结果的影响。Newsom 等（1996）介绍地球贮库不同样品的新钨丰度数据和收集现有数据，评述钨在地球不同条件下的地球化学行为，认为与地球的不均匀增生理论相符。

与 W 和 Mo 的类似结果也从地幔的 Ni 和 Co 丰度得出。对平衡模式地幔内球粒陨石比要求两个元素有相同的分配系数。然而，Ni 的亲铁性远大于 Co，甚至在升温时，尽管 Ni 和 Co 的金属／硅酸盐分配系数有些收敛。这在 Holzheid 和 Palme（1996）论文中阐述。这些作者同样表明在核形成的条件下 Ni 和 Co 独有地以 NiO 和 CoO 溶解在硅酸盐熔体的 FeO 中。没有找到 Ni 或 Co 金属的证据。Ni 和 Co 在高压下分配的进一步研究表明在高压下存在分配系数的差异，至少在上地幔压力范围内。Ni-Co 和 W-Mo 数据不是竞争的平衡模式。它们更容易用不均匀增生模式来解释，并具有某些附加 Mo 的移出。

最近企图用测定硅酸盐熔体中金属的溶解度来测定高亲铁元素，诸如 Ir、Pd、等的金属／硅酸盐分配系数。硅酸盐熔体内较高浓度使之易于测定。在适当的 T，p，O_2 条件下观察到在金属／硅酸盐分配系数上 Pd（10^7）和 Ir（10^{12}）的大差异。然而，对 Ir 考虑的问题首先遇到微小 Ir 矿粒的形成。Lindstrom 和 Jones（1996）分析来自已知 Ir 含量大玻璃碎片中的极小玻璃样品（10 到 100μg）。他们找到小样品中 Ir 浓度的明显散布，有微小 Ir 矿粒存在。这造成极难精确测定 Ir 的金属／硅酸盐分配系数。

5.3　地核形成年龄

地核形成年龄是个关键问题。但对此认识差距很大。从气体星云的原始组成或失控生长导致增生的模式给出＜10^6 年的短时间尺度。Wetherill（1989）表明行星胚胎将碰撞和进一步生长，预测约 10Ma 地球基本形成，但主要撞击持续到约 100Ma。这些模式由 Hf-W 和 U-Pb 计年来检验。一般来说，Hf-W 数据限于早期，而 U-Pb 数据用于晚期，能给出地球增生和分异成硅酸盐及金属的分额。除 Halliday 等（1996）、Jacobsen 和 Harper（1996）的早期模式，Halliday 和 Lee（1999(in press)）提出巨大撞击来解释地球钨同位素组成。

^{182}Hf 经双β衰变到 ^{182}W，具有 9Ma 半衰期。Harper 等（1991）等在不同的太阳系物体内用 N-SIMS 和 ICP-MS 测定，给出相对于地球 W 标准 NIST3163 的 ^{182}W／^{183}W 或 ^{182}W／^{183}W，显示在地球熔岩，月球月海玄武岩，Allende 和 Murchison 球粒陨石的体粉末在误差内εW 值为零，而从 Arispe，Coya Norte 和 Toluca 铁陨石锯下的块体ε值近于－4。

这些变化基本上用宇宙成因产物，前太阳系颗粒或早期太阳系存在的 ^{182}W 均可以解释。然而，在铁陨石中 ^{182}W 异常是独特的，因为它表现为一个同位素的不足，而不是富集。这从宇宙成因和前太阳系成因很难解释，但用 Hf-W 元素分馏能容易地解释，当 ^{182}Hf 仍存在于早期太阳系。由于 W 是强烈亲铁元素，而 Hf 是亲石元素，陨石母体的铁核发展非常低的 Hf／W 值。进而，从 Fe-Ni 系统的证据表明这些核形成于非常早，在球粒陨石形成的大约 5Ma 之内。所以，铁陨石保存太阳系近

于原始$\varepsilon^{182}W$值。相反，在其它太阳系物体中^{182}W连续增长，直到^{182}Hf消失。

按照这个模式预测石陨石中有$^{182}W/^{184}W$和$^{180}W/^{184}W$之间的相关，类似于其它灭绝核确定的相关线。Ireland（1991）报道这一个弱相关，基于 Simmern 球粒陨石中锆石的离子探针 W / Hf 分析。这相关线意味着原始太阳系内初始$^{182}Hf/^{180}Hf$值近于2.5×10^{-4}，但遗憾的是这仅是最大值。

Harper 和 Jacobson（1996）在球粒陨石上用没有^{182}W的数据作为一个太阳系 W 同位素演化基准。他们预测超新星产物的初始太阳系$^{182}Hf/^{180}Hf$值为2×10^{-5}，这意味着一个理论体地球^{182}W值（在 Hf 灭绝以后），仅 0.3ε单位高于铁陨石。因此，测得的 4ε单位超过体硅酸盐地球要求 Hf / W 分馏，意味着早期地球核形成。相反，Lee 和 Halliday（1995）在两个体球粒陨石样品内测定 W 同位素比，和找到相对于铁陨石＋4 的ε值。这意味着在体地球和体硅酸盐地球内有确定ε值，并因此地核聚集在铁陨石以后至少 60 Ma。

BSE 的陨石钨同位素组成明显与某些不均匀增生模式矛盾。这些模式涉及从不同的早期星云凝聚物中直接形成金属和硅酸盐。类似地，地核不能在短和早期中作为小行星核形成。对 BSE 中陨石钨有两个变化的“端元”地核形成模式，或者是地核在所有^{182}W近于衰减完（约 50Ma）以后生长，或者是地球及其核缓慢生长。

某些物理模式（Solomon，1979）考虑地核形成在当地球被加热到某个临界温度以后$<10^7$年。钨和铅同位素数据符合这些模式。然而，更近的物理模式（Sasaki 和 Nakazawa，1986；Stevenson, 1981）结合核形成作为一个行星由放射性衰变和增生能导致快速加热呈现密度驱动分异的积累部分。在10^7年或更多的时间尺度上加热体中短寿命核仅有可以忽略的作用。然而，在一个热的内太阳系内从增生的加热（Boss，1990）造成熔融和地核形成，目前考虑可能需要10^8年。

Harper 和 Jacobsen（1996）用 Hf / W 法给出地核形成年龄。由于^{182}W是^{182}Hf的衰变产物，在^{182}Hf寿命期间钨移到地核内，将在残留物（硅酸盐地球）中比未分异球粒陨石形成高$^{182}W/^{183}W$比。Harper 和 Jacobsen（1996）报道精确测定 Toluca 铁陨石和地球标准$^{182}W/^{183}W$同位素比。结果表明地球（硅酸盐地球）$^{182}W/^{183}W$约亏损 0.4%。Harper 和 Jacobsen（1996）认为早期太阳系中^{182}Hf寿命在水平上近似于在原太阳系星云附近超新星爆发产生大多数灭绝放射核的引发模式。假设 Toluca 的钨同位素组成近似于太阳系的初始比，在硅酸盐地球中较高的$^{182}W/^{183}W$同位素比将要求早期核形成时间尺度在^{182}Hf半衰期范围内（Palme 和 O’Neill，1996）。

Lee 和 Halliday（1995）报道 Toluca 铁陨石的钨同位素组成，类似于 Harper 和 Jacobsen（1996）的结果。然而，Lee 和 Halliday（1995）分析两个碳质球粒陨石，并找到在行星样品内相同的钨同位素组成。这暗示铁陨石内^{182}W亏损，和假设存在球粒陨石源演化。这表明地核在^{182}Hf衰变之后的晚期形成。另外，地核形成可能不是一个单独的事件，而更像一个连续过程。这样和其它复杂状态$^{182}W/^{183}W$的解释比它初看起来更困难。

Halliday（2000）报道主要月球形成撞击效应的更广泛的数字模拟。对于体硅酸盐地球（BSE）具有非陨石 Hf / W 比，而地核具有陨石钨同位素组成这一矛盾。考虑早期增生的低 Hf / W 金属和高 Hf / W 和高度变化钨同位素的硅酸盐的不均匀，它们与 BSE 生长有大量同位素平衡，以指数衰减速率模拟均匀增生和连续地核形成地球钨和铅同位素组成。假设 BSE 的 Hf / W 比为～15，整个地球$^{238}U/^{204}Pb$为～0.7，增生平均时间需要 25～40Ma。但这样的模式不能反映晚阶段的主要撞击，正如月球可能由晚期－－太阳系开始后约 50Ma 的主要撞击形成。Halliday（2000）提出地球在早期增生以后曾遭受巨大星子的撞击。他把形成在 50Ma 以前撞击的位于近地球尺寸原地球与火星尺寸之间的撞击物，命名为 Theia。这种晚期大撞击物的加入将减少甚至消除 BSE 中的^{182}W过量。

逻辑上简单的东西不一定是物理学上真实的东西。而物理学上真实的东西则一定是逻辑上简单的东西。　　－－爱因斯坦

第五章　　宇宙、恒星和行星

第一节　　宇宙、星系和恒星的起源

在浩瀚的太空中已观测到大约一千亿（10^{11}）个星系；而银河系中约有一千亿个恒星。这个观测数目还在迅速扩大。1999 年美国天文学会上报道新的估计是 1250 亿个星系，比 1995 年的估计要多大约 40％。观测工作主要由哈勃太空望远镜完成，观察距离为 120 亿光年。

宇宙间的物质明显具有聚集成团的倾向。它们形成恒星、星系、星系团、超星系团、直到可见宇宙（表 5.1）。

1 恒星是一个巨大的热气体球，依靠自身引力维持，从核反应提供能量。它本身的高温使固相和液相不能存在。太阳只是银河系中的一个质量中等、亮度一般的恒星，处于银河系中心平面附近。它对之所以重要，只是因为与我们的生存息息相关。

表 5.1　　重要天体和天体系统的质量和尺度（巴罗，1995）

天体	尺度(km）	质量（g）
地球	约 6.4×10^{3}	约 6×10^{27}
太阳	约 7×10^{5}	约 2×10^{33}
星系	约 10^{16}	约 5×10^{44}
星系团	约 10^{18}	约 10^{47}
超星系团	约 10^{20}	约 10^{51}
可见宇宙	约 10^{23}	约 10^{56}

表 5.2　　疏散星团和球状星团（林忠四郎等，1983）

	疏　散　星　团	球　状　星　团
星数	$10^{2}-10^{4}$	$10^{4}-10^{6}$
半径	5 秒光速距离	50 秒光速距离
形状	疏散集合体，形状不定	紧密，球状
亮星	主序星	红巨星为主

恒星可以聚集成团，例如，疏散星团或球状星团（表 5.2）。通常看到的是疏散星团。球状星团的形状是球对称或接近球对称，星团内恒星的平均密度很大，越向中心密度越大，中心区恒星密度能比太阳附近大千倍以上。

星际物质指的是存在于恒星之间的物质，包括星际气体、星际尘、星际磁场和宇宙射线。

2 星系是大量恒星的聚集体这一传统观点已经过时。星系是由暗物质形成的巨大球体，或者叫“晕”，其范围可达数十万光年，数千亿个恒星点缀期间。星系约以 10^{6} 秒的光速间距，比较均匀地分布在宇宙空间内，质量 $10^{7}\sim10^{12}M\odot$（⊙为太阳质量）。

根据星系的形状可以分为旋涡星系（S）、椭园星系（E）、棒旋星系（SB）、和形状不规则星系

（Irr）。旋涡星系呈盘状，中心有凸起的核，周围有旋臂状星云（nebulae）。例如，银河星系和仙女座星系。椭园星系一般由老和冷的大质量恒星组成，很少有旋臂。棒旋星系中心有一个亮的棒状结构，有旋臂。不规则星系无核和旋臂，颜色偏蓝，多为年轻恒星。

有些星系发光很暗，直径多＜6000 光年，被称为矮星系。矮星系形状特殊，被称为“黑团”、或“炸鸡蛋”，但更多地被称为“不规则星系”。近年发现矮星系普遍存在，并与较大星系极为不同，能休眠数十亿年，又突然发生短期的恒星突增。大星系拥有由氢分子和尘埃组成的巨大星云，容易形成恒星。矮星系较少分子氢，却有大量原子氢。典型矮星系中原子氢云中的质量是恒星质量的十倍。矮星系的密度低，不能由重力吸引或坍缩产生恒星，在绝大部分时间里处于宁静状态，所有恒星都是暗淡、红色和古老的。仅在恒星突增时矮星系有热的、蓝色的近期恒星形成。矮星系没有超新星爆发，缺乏热核反应产生的重元素。天文学家把氢和氦以外的元素都称为金属。金属丰度越低星系进化程度也越低。矮星系的金属丰度仅为太阳附近区域的 2～30％。很少矮星系在恒星突增时金属丰度达到旋涡星系的水平。此外，矮星系含有更多的暗物质。

3 星系聚集成达 300 万以上光年的星系团。星系团由几十个至上千个星系组成，以引力相互束缚。银河系属于本星系团。其中仙女星系最大，依次为银河系和 M33 旋涡星系，以及大、小麦哲伦星云和大约 40 个矮星系。本星系团的尺度约 10^6 秒差距，即 3.26×10^6 光年。本星系团不远处有室女座的星系团。它含有几百个星系，其核心距我们约 5000 万光年。

类星体（quasistellar object，简称 QSO）过去认为是类似恒星的星体。之后，发现类星体射电源 3C48 有宽的难解释的发射谱线，紫外辐射也比恒星强得多。其中射电源 3C273 是兰色的 13 等星，有很宽的发射线。Schmidt（1963）研究 3C273 光谱认为，它是氢的 Balmer 线系，但红移 15.8％。根据哈勃定律，它们不是恒星，而是距离我们 30 亿光年的河外星系。这种天体现已发现四千多个。它们可分两类：前者具有强射电源和红移光谱，称射电噪类星体；后者有红移光谱，但没有强的射电辐射，称射电静类星体。后来又发现类星体与红移较小的星系结合在一起，有人认为其红移与距离无关。哈勃望远镜发现类星体是星系核。射电噪类星体的主星系为椭园星系，射电静类星体的主星系是旋涡星系。然而，至今类星体红移的本质和产能机制仍是未解之谜。一般认为，核聚变不会产生这么高的能量，最可能的是黑洞的引力塌缩机制。

4 星系团结合成超星系团。我们所在的本超星系团中心位于室女座星系团，尺度约有几十百万秒差距。至今，已辨认出几十个超星系团。

在星系团结构之上，还存在着更大的星系系统。1981 年在牧夫座发现直径 2.5 亿光年的巨大空洞。1983 年后陆续发现众多星系组成延伸 7～10 亿光年的纤维状超星系团。1985 年发现“泡沫状结构”，纤维状星系团聚集在泡沫壁上，其内是观测不到星系的直径 0.8 亿光年巨洞（图 5.1）。Geller 和 Huchra（1989）发现一个由许多星系和星系团组成的“长城”，长达 5 亿光年，宽约 2 亿光年，厚约 1500 万光年。之后，发现 13 段“星系长城”组成的“宇宙栅栏”，两相邻“长城”间相距均近于 4.2 亿光年。1993 年在南半球天空也发现的“宇宙长城”。

图 5.1　　北半球星系团分布特征: 泡状网和左侧“长城”（Geller 和 Huchra，1989）

4 当我们讨论宇宙时应当界定“宇宙”的含义。宇宙可能是无限延伸的，也可能是有限的，我们对此并不了解。“可见宇宙”是宇宙的有限部分，是目前人类可以,观察到的宇宙局部，大约是宇宙开始膨胀的 150 亿光年的球体。如果我们在球心，可以观测到 150 亿年所发生的事情。随着时光流逝可见宇宙在增大。我们的宇宙学研究只能对可见宇宙进行观测，超过这一个范围则只能外推。

根据各种宇宙年代学方法的测定，计算宇宙年龄为 110 亿～160 亿年，上限 200 亿年；银河系年龄为 110 亿～120 亿年；太阳系元素年龄 62 亿～77 亿年；太阳星云形成至太阳系形成的间隔约 1 亿年；太阳星云凝聚形成太阳系各行星的年龄为 45.7 亿±0.3 亿年；各行星、卫星和陨石母体之间形成的时间间隔约为 1 亿年。.

1　恒星的演化

1.1　赫罗图

恒星研究首先从可测定的事实开始。恒星有两个重要的可测特征：颜色和光度（辐射光谱）可以作为恒星的分类依据（表 5.3）：

比较恒星的颜色能确定恒星的表面温度。蓝色恒星温度高。例如，天狼座双星的主星天狼 A 表面温度约 9500K；而猎户座中最亮的参宿四是红色，仅 3000K。太阳处于中等温度，约为 5800 K。

恒星的光度是恒星每秒向空间辐射的能量。测出某一恒星的亮度后，再根据该恒星与地球的距离能求出该恒星的实际光度。肉眼看来，太阳是天空中最亮的恒星；实际它的光度不大。光度最大的恒星每秒辐射的能量比太阳大百万倍，但因它们距离太远，所以看来只是一些小的光点。当然也有很暗的星，其光度只有太阳的百万分之一。根据恒星光度和表面温度可以求出恒星的半径。

用恒星的表面温度和光度可以作出赫罗图（HR 图）。它能帮助我们了解恒星的演化规律。赫罗图以它的两个发明者丹麦天文学家 Hertzsprung 和美国天文学家 Russell 命名。纵轴为恒星光度，横轴由右向左是恒星表面温度。每个恒星对应为图上的一个点（图 5.2）。

图 5.2　　邻近太阳的恒星赫罗图（基彭哈恩，1996）

表 5.3　　恒星的辐射光谱分类（Roy 和 Clarke，1982）

光谱型	性　　质	颜色
W	Wolf-Rayet 星，高温，以氢和氦的宽的亮线为特征；根据碳、氮线分为 WC 和 WN 星	蓝
O	高温星，约 30000K，吸收线主为氢、氦和离子化氦、氮和氧	蓝白
B	13000～20000K，氢线强于 O 星，氦线变化，离子化硅、氧和镁	白
A	10000K，氦线由于离子化逐渐减弱，氢为 Balmer 线系，钙 K 线系增加	黄白
F	7000～9000K，有明显的金属元素（Fe、Na、Mn 等）线	黄
G	5000～6000K，与太阳相似，金属线加强	橙
K	4000K，主为钙的 K 线系	红
M	3000K，主为氧化钛分子带	橙红
R、N	2300～2600K，许多含碳分子基团的线	橙红
S	主要是氧化锆带	

在赫罗图上太阳位于中间部位。光度大的恒星在图的上部，光度小的在下部。白色或蓝色的热星位于左侧，红色的冷星处于右侧。右上方的恒星是具有很大光度的冷星，冷星每平方厘米表面只能辐射很少的能量，而它能辐射大量能量，说明它一定有巨大的表面积，故称为红巨星（red giant）或红超巨星（red supergiant）。其特点是密度极小，仅 10^{-6}～10^{-9}g / cm^3。例如，御夫ξA 表面温度约 3400K，直径比太阳直径大 200 倍，可以放入地球绕日的轨道；其质量相当于 22M⊙（太阳质量），密度为 3×10^{-6}g / cm^3。同理，赫罗图左下部的恒星必定表面积很小，是白矮星（white dwarf）。例如，天狼座双星的 B 星。白矮星密度特别高，达 10^5～10^9g / cm^3。例如，天狼座双星的 B 星只有 1$M\odot$，半径为太阳半径的 1%。所以，物质压缩程度比太阳强一百万倍，达到 1000 kg / cm^3。

如果把距离我们较近的恒星画到赫罗图（图 5.2）上。可以看出 90%的恒星落在由左上方向右下方的一个条带状区域内，这个带状区域被称为主序带。处于主序带上的恒星称为主序星。此外，有一些恒星在红巨星的范围内，左下方还有三颗白矮星。通过恒星的质量测定，可以发现质量确定的主序星处于赫罗图上的固定位置（图 5－3）。光度越大的恒星，其质量也越大。这个规律被称为质光关系。

1.2　恒星的能源

恒星的特点是不断向外辐射能量。以太阳为例，地球朝日面接受太阳照射功率约 1.36kW / m^2，整个地球表面接收总功率约 2×10^{17} W。地球接收的能量与地球背日面辐射能量接近相等，后者稍小。

两者的差值使地球表面维持一定温度，并以煤和石油等形式贮存化学能，以水循环方式贮藏机械能。

地质研究表明，太阳一直以近于不变的光度进行辐射。最古老的南非 Onverwacht 群沉积物中的藻类化石，证明 35 亿年前有单细胞生物存在，说明那时太阳具有与今日相近的光度。

对于太阳辐射的能源，曾经提出流星碰撞（使动能变为热能），引力能（太阳内部物质的向心收缩）等观点来解释太阳的长达数十亿年的长时间辐射，但均未成功。1926 年 Eddington（爱丁顿）提出，恒星内的氢转变为氦所释放的能量能长期维持恒星向外辐射。一克氢原子核聚变为氦释放 6.25×10^{11}J 能量，相当于烟煤的 2000 万倍。如果太阳是烟煤组成的，只能烧五千年。如果太阳全部是氢并全部燃烧，寿命达一千亿年。但是当时的物理学家反对 Eddington 的观点。

Eddington（1926）估算出太阳内部的温度。太阳通过重力把内部气体物质聚集在一起。太阳的气体具有一定的压强，压力的作用和重力相反，两者处于平衡状态。气体的压力取决于它的密度和温度。由于太阳的密度已知，可以估算出太阳内部温度约为 1500 万度。核物理学家认为，在这样的温度下，氢虽然已经失去外层电子，变成分离的质子和电子，可是仍不足以产生核聚变，在质子达到可以发生核聚变距离之前，电荷排斥力就已把它们推开，使核聚变不能发生。为了达到氢发生核聚变的要求，必须达到几百亿度的高温。

量子理论的发展解决这一难题。大家知道，镭由 88 个质子和 138 个中子组成。经过一定时间镭核会自动放出两只质子和两个中子变成一个新核，放出的粒子组成一个氦核。按照经典物理学理论，核力约束镭核内的质子和中子，不能产生分裂。因为分裂必须是电荷排斥力变成主要时才能发生。量子理论提出核的一部分偶然会冲破强大的核力。这部分物质上电荷排斥力起主导作用，使之离开。虽然它发生的几率很小，一千年以上镭核才分离出一个氦核。这一现象被称为隧道效应。其图像是镭核中的粒子被核力所束缚，好像一个环形山从外部包围这些粒子。粒子本身的能量不足以使其爬越环形山。经典物理学认为粒子不能翻越山峰。量子力学认为，核内粒子可以偶然穿过山下的隧道。

根据量子隧道理论，证实 Eddington 的推测。然而，这种核反应是如何进行的？是两个质子的聚合？还是一个质子插到另一个原子核之内？仍然是个谜。美国 Bethe（1939）和德国 von Weizsacker（1938）分别发现氢和碳核作用，经过一系列反应形成氦核的聚变。为此，Bethe 获得 1967 年诺贝尔物理学奖。但是，诺贝尔奖金委员会似乎没有很好的调查就作出决定，因此忘记把这个奖金均分。是否必须有碳参与氢的核聚变？同年，Bethe 和 Critchfield（1938）指出，没有碳和氮的条件下也能进行。在一千万度时主要是质子碰撞反应，当温度显著升高，则能量主要来自碳循环。所以，在第一代恒星中主要组成是氢和氦，缺少碳；必须以质子碰撞才能形成核聚变；以后恒星通过氦形成碳，才为后来的恒星提供了聚变的催化剂。

1.3　主序星和红巨星

在图 5.3 上可以看出，星团中质量大于主序期的恒星呈现出向右转的分支，转折以虚线表示。不同星团在主序上的不同位置向右转。这一现象使我们了解到恒星是随时间流逝而演变的。

图 5.3　不同星团的恒星在赫罗图主序上的转折（基彭哈恩，1996）
箭头指出恒星质量

恒星主要历史进程处于主序期内，正象太阳在 45 亿年以来几乎没有明显变化一样。假定主序星的能量来自氢聚变。根据一颗恒星内有 10～20％氢被烧掉时，恒星就会呈现出核能耗尽的现象，可以算出太阳可以均匀辐射 70 亿年。而具有 10 $M_\odot$的角宿一，其核燃料比太阳大十倍，但辐射比太阳强一万倍；它的氢耗尽时间将比太阳短一千倍，只能辐射几百万年。这样，可以算出不同主序位置恒星的寿命（图 5.3）。上述讨论表明，星团中质量大的恒星把氢先耗尽，从而在赫罗图上向右转进入红巨星区域。这说明主序星是以氢聚变来维持其能量平衡，当氢耗尽后转变为红巨星。

可以估算出恒星内部特征，密度很高，温度也很高，使原子失去壳层，成为自由的原子核和电子。这样，粒子占据的空间远小于原子占据的空间。所以，虽然恒星内部物质密度达到 $100\mathrm{g/cm^3}$

或更多，仍然是稀薄气体，可以很好的了解它们的性质。相比之下，地球内部物质的性质却给地球科学家造成很大麻烦。地球内部的压强使原子成为液体或固体，各原子的壳层将相互作用，这一复杂的作用细节至今尚不清楚。

从核反应可以计算出恒星内部一克物质在确定的温度和密度下所释放出的能量。显然，这些能量首先将以辐射的形式穿过恒星的外壳向外逃逸。有时恒星向外的辐射流很强，而物质透过率过小。这时对流将参与能量传输过程，使内部物质上升，沸腾。这是相当常见的。例如，太阳表面的米粒组织，即直径大约 1000 km 的高温发亮的上升气团。

根据化学组成可以算出恒星的辐射透过率、质量等。最初，对太阳计算的结果与实际不同，只有太阳直径的 92%，辐射能量的 75%，表面温度 5620 K。为什么有差别？原因很简单。计算中假定主要是氢，但太阳已辐射 45 亿年，其中心区有更多的氦。所以，实际计算的是原始太阳模型。

从原始的太阳模型出发，可以得出太阳的演化史（图 5.4）。在原始太阳中心，每 1 kg 氢在一年内能产生 10^{-7}g 氦， 1g 氢燃烧放出能量 6.4×10^{18} 尔格。现今太阳具有后产生的 30%氦。内层氦含量为 59%，外层为 27%。计算表明，100 亿年时太阳光度约比今天增长一倍，直径比目前增大一倍。如果那时还有人类存在，气候将十分恶劣。太阳中心区的氢已经耗尽，成为氦核。只有在氦核的表面，在氦和氢的界面上有氢聚变反应；氢燃烧的中心区变成氢燃烧的壳层，使氦核不断增大。太阳进入赫罗图上的红巨星区域。130 亿年后太阳比现今约大一百倍，光度增大两千倍，表面温度降到 4000 K。中心温度达到一亿度，开始氦聚变反应。这时，占据着大半个天空的巨大的红色太阳照射着地球，海洋已被蒸乾，铅被熔化。这一计算结果，为一个球状星团的赫罗图所证实。

图 5.4　　计算得到的太阳不同演化阶段的内部结构（基彭哈恩，1996）

恒星主序期可以延伸多远？计算表明，恒星质量减少到约 8%M⊙时氢聚变仃止。这是主序期的下限。质量极大的恒星，例如，100 M⊙以上恒星在计算中出现奇特的性质：如果在一瞬间把它轻轻压缩一下，其中心区密度将显著增大，温度上升，反应加剧，释放的能量又突然把压缩物质外推，使产能率下降，压强下降，重力再次把物质压缩。这种重复的振动，使恒星的外部物质被抛出，直到约 90 M⊙为止。所以，主序期的最大质量实际上是在 90 M⊙。

恒星质量越大在主序带上仃留时间越短，15M⊙的恒星只仃留 1 千万年；而 0.2M⊙的恒星仃留 1 万亿年。红巨星：随着恒星中心区氢的燃烧，形成氦的核心。氦核不断增大，引力使之收缩和加热，当温度达到 1 亿度，密度达 10^5g / cm^3 时，开始氦燃烧，进入红巨星阶段。按照这个计算程序，可以得到不同质量的恒星模型。

1.4　造父型变星

造父型变星是仙王座中的亮星之一，质量为 7M⊙。18 世纪发现该星的亮度有变化，其周期为 5 天，最大亮度为极小值的 2.5 倍。随后找到多个造父型变星，光度变化周期 1～40 天，温度约为 5300 K，属于红巨星。

人们认为，造父型变星的光度变化联系着膨胀和收缩。造父型变星存在膨胀和收缩相间的振动。一般说来，振动是阻尼的，很快就应仃止。对恒星而言，摩擦不很大，但仍有阻尼机制。估计恒星经过 5000～10000 次振动，即大约 100 年会仃止下来。可是，造父星自 1784 年被发现以来，一直在振动。1926 年 Eddington 在恒星内部结构一书中提出，压缩时恒星物质变得相对不透明多吸收能量，膨胀时变得透明的机制。之后科学家证实这一机制，造父型变星内恒星外层物质透明性的能量补偿机制克服恒星阻尼作用使恒星维持振动。

造父型变星的计算（图 5.5）表明，7 M⊙的恒星曾五次通过图中造父型变星带这个虚线内的区域。第一次由右向左穿过这个虚线区域，历时数千年。第二次由右向左穿过需时 35 万年。并发现每次穿过造父型变星带时，它就发生振动；其振动周期与观测的光度变化周期完全相符。这说明造父型变星是恒星演化的必然过程。

图 5.5　不同质量恒星的演化过程（基彭哈恩，1996）

1.5　白矮星的形成

当 7M⊙恒星的中心处于氦耗尽的状态时，中心的密度和温度继续升高，朝着碳燃烧的方向发展。但是，随后的模拟计算遇到困难。首先是中微子冷却问题。在密度和温度足够高的条件下，一个光子和一个电子碰撞时，形成中微子和反中微子对。恒星对于中微子和反中微子都是透明的。它们消耗光子和电子的能量，并把能量从恒星中心带到外部宇宙中去，使恒星内部冷却，从而阻止或延迟碳燃烧。当碳聚变开始时，可能反应以爆发形式进行，甚至能使恒星破裂。但中微子冷却使之难以准确计算。其次，在红巨星阶段氢和氦的两个壳层燃烧不是均速进行；产能率忽大忽小，或氢壳层供能，或氦壳层供能；加以对流区存在局部物质混合和移动。计算时必须考虑两个壳层燃烧和相互作用的细节，这使计算难以进行。第三，核燃烧越来越复杂，碳燃烧后，产物可以是镁、氧、氖或钠，它们以一定几率按比例形成，使恒星化学组成复杂化。随着碳燃烧开始，比碳更重的元素在相近的温度也开始燃烧。多种核燃烧使计算模拟难度加大。这时，将出现“洋葱头”结构（图 5.6）

图 5.6　即将出现超新星爆发前红巨星的“洋葱头”结构（卢米涅，2002）
各层的化学成分是各区内热核反应的产物，各区温度和压力随着趋近恒星中心不断升高

当计算机不能告知恒星以后的演化时，我们只好回到观测上来。7M⊙恒星在主序期之后，向红巨星演化时，中心区不断增大。在主序期时中心密度比水的十分之一还小，在氦耗尽后，已增到 10t / cm^3。这时核的密度很高，相当于白矮星的密度。核的总质量略大于 1M⊙，半径也与白矮星相当。不同的是它的外部被一个气体外壳所包围，外壳质量约为 6 M⊙。

类似太阳的恒星在主序期物质损失很少。太阳每年把十万亿吨的物质化为太阳风吹向宇宙。但这只是太阳质量的九牛一毛。红巨星阶段会损失更多物质，刚离开主序阶段的红巨星中的物质能以每秒 2000～3000km 飞出，估算其物质损失率比太阳大 1000 万倍。这样，当达到亿年数量级时，红巨星的物质损失是相当可观的。当然，这不足以承认红巨星丢掉物质变成白矮星。

环状星云的研究给我们提供新的线索。目前已发现 700 个环状星云。天琴座的环状星云像一个发亮的小园盘。这是围绕一颗高温恒星周围的发光气体。气体处于球的壳层位置，中心有一颗热星。气体受热星照射而发光，并向外膨胀，速度约 50km / s，外壳气体质量约为太阳质量的 10～20％。中央恒星很小，表面温度却很高，可能是白矮星。这正象是红巨星推出外壳形成白矮星的状况。

当然，也可能通过爆炸去掉外壳。这就是通常所说的超新星爆发。1054 年中国和日本记载了金牛座的蟹状星云中的超新星爆发。它以大于 2000 km / s 速度爆发膨胀，释放能量在 10^{50} 尔格以上；而 1 M⊙氢燃烧能量仅为 1.3×10^{52} 尔格。1885 年 Hartwig 发现仙女座超新星爆发，把大部分物质抛向天空。看来，这是白矮星形成的另一种重要机制。

在宇宙中像太阳这样的单个恒星是少数，银河系中的恒星多数是双星。如果白矮星是双星之一，而两者又靠得足够近，就会改变白矮星的演化历程。白矮星的伴星如果处于红巨星阶段，其表面物质将被白矮星的引力所吸引。由于双星轨道运动的离心力，吸引的物质不会直接落到白矮星表面，而是环绕白矮星形成一个扁平的园盘，叫做吸积盘。来自伴星的气体流对盘的撞击，导致局部加热，形成像恒星一样亮的热斑。这是白矮星存在的间接证据。如果白矮星是高度磁化的，盘不能形成，气体受磁力线作用落向白矮星的两个磁极，撞击形成光学、紫外线甚至 X 射线辐射，使白矮星间断变亮，这样的双星系统被称为激变变星。积累物质可以造成氢聚变，使白矮星外层爆发，光辉夺目，显现一个新星。例如天鹅座 1975 新星，以太阳能量 100 万倍的光度照射三天，证实双星中的物质转移模式。

1.6　X 射线星和中子星

1968 年 2 月“自然”发表了一篇震撼人心的论文，随即全世界报纸纷纷报道 Hewish 领导的剑桥大学研究组收到宇宙空间的无线电信号。

20 世纪 30 年代天文学家开始监测太空中的低频辐射。二次世界大战以后射电天文学迅速发展，研究射电波段星际物质的吸收和辐射。射电辐射受太阳风影响有随时间起伏的现象。为此，1967 年剑桥大学建成新的射电望远镜研究这种起伏现象，接收波长 3～7m。女博士生 Bell 负责观测和记录整理，研究穿透太阳风的星际射电源，并把地球的无线电干扰区分开来。每星期观测七个天区长达 210m 的纸带。九年后已婚的 Bell 在饭后谈话中回忆这一历程。观测开始不久她已能识别地球上的无线电干扰。六到八个星期后她发现记录中有些异常，但因他事所误。直到 11 月底又发现这一异象。信号由一系列脉冲组成，脉冲大小不一，时间间隔相等，相邻脉冲差 1.33 秒。我马上打电话告诉导师，他认为这只可能是人为的。但我不明白，为什么不是来自某个星体呢？第二天他来到现场，目睹这些脉冲。事实表明，既然通过某一天区信号会重现，显然不是来自地球。如果信号来自绕恒星运动的行星，其时间间隔将有规律的变长变短。这脉冲像人为信号，莫非是另一个文明世界的人类发射的？这使我十分困惑。晚饭后我又到实验室，在受到仙后座 A 强射电源影响的一个天区又发现异常。翻阅该天区的过去记录，也有所得。这时实验室马上要关门，我只好走。回家后想到这个天区清早要越过望远镜视场，我又奔赴天文台。这时天很冷，望远镜和接收机有的部件冻得很厉害。我启动开关后又诅咒又呵气，仪器居然运转了五分钟。就在这时有一系列脉冲出现。这次时间间隔是 1.2 秒。我把记录放在 Hewish 桌上，回家去过圣诞节。不久 Bell 又发现两颗脉冲星。1968 年 1 月把发现第一颗脉冲星的论文向“自然”投稿。文章发表前几天，Hewish 在剑桥大学召开学术报告会宣布发现。剑桥大学的天文界人士全都参加，大家心情相当激动。Hoyle 教授在结束评语中说，他第一次听到这种星体；猜测这应该是超新星爆发的残余星体，不是白矮星。由于文章提到另一文明世界信号的可能性，所以新闻界十分积极，特别是其中还涉及一位女士。他们让我站着装出查阅观测记录，又坐着凝视假的记录带，以各种姿式照相。一位记者要我挥舞双臂边跑边喊：“瞧，朋友们，我发现啦”！他们还要我回答一些重要问题。例如，我比公主高还是矮。

目前已发现上千个射电脉冲星，周期从百分之几秒到 8.5 秒，周期极其稳定。根据脉冲峰的变化，可以从理论上推断脉冲区的大小。脉冲星越大，其脉冲宽度越大。在高时间分辨率的接收器上，万分之一秒内的宽度说明脉冲产生源＜50 km。最窄的达千万分之八秒，即辐射源小于 250m。相比之下，白矮星直径数万公里，地球直径也有 13000 km。

1969 年底报导蟹状星云中发现周期 0.03 秒的光学脉冲星，这位置说明它与 1054 年中国和日本记载的超新星爆发有关。巨蟹座星云就是那颗超新星爆发的残骸所形成。1969 年 1 月两位年轻的天文工作者 Cocke 和 Disney 申请在亚利桑那州 Steward 天文台观测三夜。他们使用最新的计数装置，但缺乏观测经验，也无观测对象，决定搜索蟹状星云的可见光辐射。第一天毫无结果，第二天天气变坏，三天过去了。偶然的良机往往产生深远的影响。恰好下一个观测者为二位新手又提供两夜的观测时间。第四天 20 点开始工作，测定无星的天空背景之后，对准蟹状星云中心星，才过 30 秒，计数器就显示一个清楚的不断增长的脉冲。他们欣喜万分，又怕是仪器干扰，因为它的频率是美国交流电源频率的一半。这样，他们发现第一颗光学脉冲星。然而，光学脉冲星的发现历程是艰辛的。第二颗光学脉冲星在八年后才找到。1977 年由 Wallace 等 12 人署名发现船帆座光学脉冲星。而其他搜寻者则一无所获。然而，随着仪器的发展科学家证实射电脉冲与光学脉冲的相关。

这使人们形成这样的印象：超新星爆发产生脉冲星，开始脉冲周期很短，有射电脉冲和光脉冲。随时间流逝，脉冲周期加长。过一千年，变到近于蟹状星云脉冲星周期，再过若干年达船帆座星云的周期，随之可见光变得更暗。后来，周期达 1 秒以上，光脉冲消失。我们看到的两个光学脉冲星都是最年轻的脉冲星。

脉冲星是什么？从它的尺度上看，它一定是密度非常大的恒星。可能是中子星。1932 年 Chadwick 发现中子，并获得 1935 年诺贝尔奖金。随即 Landau（朗道）提出可能有由中子形成的天体。Baade 和 Zwicky（1934）提出中子星可能形成于超新星爆发。Oppenheimer 和 Volkoff（1939）阐述中子星

的理论模式。中子星是由中子简并态组成的恒星。它的平均密度极高，达 $3\times10^{17}g/cm^3$，相当于把太阳质量压在直径 30km 的球内。中子星直径仅 10km，具有固态的壳层——一个铁质 1km 厚表面。

为什么出现脉冲？前面曾经讨论过造父型变星的振动问题。造父型变星振动周期以天计，远长于脉冲星。而用中子星密度计算振动周期，其频率又远快于脉冲星。Pacini 和 Gold（1968）提出脉冲星是快速旋转的中子星。太阳每 27 天自转一周，白矮星可以每秒转一周，而不被离心力所撕裂。中子星可以转得更快。同时，自转随时间放慢，可以解释脉冲的变长。脉冲星的脉冲源于磁场。磁场与物质密度有关，白矮星密度高，磁场变强万倍。中子星磁场强度要增加千亿倍，达 $10^5\sim10^9$ 特拉斯。假定其磁轴与自转轴不一致，正象地球一样。中子星自转时表面上的中子变为电子和质子，而强磁场使带电质点获得能量，沿磁力线方向抛离中子星。电子最轻，运动速度近于光速。这样，中子星粒子辐射的向外主要传播方向是中子星的磁力线指向，形成两个随自转变化的辐射锥。远方观测者被辐射锥扫到时能接收到辐射，正如海船被灯塔的旋转光柱所扫到一样。

后来的一次采访中，Bell 说一个不愿透露姓名的射电天文学家向她透露。在她发现之前，他观测到猎户星座的一颗脉冲星，这正是目前知道的一颗脉冲星的方位。但他忽视这一现象。随之消失的是一个诺贝尔奖。Hewish 小组由于发现脉冲星获 1974 年物理学诺贝尔奖。Hulse 和 Taylor（1973）发现脉冲双星，获 1993 年诺贝尔奖。发现是重大的，取名则不当。它不是象造父型变星那样是时胀时缩的星体，而是自转的中子星。但是，真正有中子星吗？回答这一问题，必须了解 X 射线星。

探测表明，太阳发射 X 射线。日冕温度约 200 万度，其中快速电子与原子核碰撞产生 X 射线。但日冕发射的 X 射线只占太阳辐射中的极小部分。而 X 射线星的辐射主要在 X 射线波段。在 X 射线波段研究开始阶段美国处于领先地位。研究历程联系着意大利人 Giacconi。他获博士学位后，1959 年到美国科学与工程公司（AS&E）工作。他受到公司的咨询组主任物理学家 Rossi 的影响。Giacconi 回忆 Rossi 说天体的 X 射线是特别值得抓的课题。虽然这一方面是空白，但相信会取得成果。在 Giacconi 小组筹划下，1962 年一个 X 射线接收机上天，在天蝎座找到一个 X 射线源。1970 年又把 UHURU 卫星送上天，发现了一百多个 X 射线点源。它们的 X 射线波段辐射强度约为太阳全波段辐射的一千倍。之后，又发射高空间分辨力的 HEAO-2 卫星和 Chandra-AXAF 天文卫星。Giacconi 因为发现宇宙 X 射线源和探测技术方面的巨大贡献获得 2002 年诺贝尔物理学奖。

武仙座 X-1 是 UHURU 卫星在武仙星座发现的 X 射线源。它的 X 射线脉冲的时间间隔不固定，主要是以 1.70017 天周期循环，先慢慢变短，再变长，如此反复循环。由此断定该 X 射线源围绕另一颗恒星旋转，旋转周期为 1.70017 天。可以推论另一颗星应掩食 X 射线星。观测表明，每一周期中有 5 小时被掩盖，没有 X 射线被接收。但 Uhuru 卫星只能粗略定位。在 1936 年武仙星座中曾发现一个变星；而此后该星亮度不变，被命名为武仙星座 HZ。1972 年发现这个变星的周期也按 1.70017 天变化。两者的关系是，当 X 射线脉冲不出现，即 X 射线星在可见星后面，星变暗。当 X 射线星在可见星之前，有 X 射线脉冲处，星光最亮。显然，星光变亮是被 X 射线所加热而造成的。扣除加热，则可见星是一个主序星。但是，为什么亮度变化曾停止，仍然是个谜。

X 射线星的情况相当复杂。天鹅座 X-1 发出不规则脉冲 X 射线，并有迅速起伏，有与之相符的射电源。半人马座 X-4 发射时间很短，曾发出周期 6.7 分的脉冲，数天后突然消失。武仙座 X-1 脉冲上升到最大强度不到 0.25 秒，而天鹅座 X-1 的无规则起伏出现在 0.01 秒之内。考虑到上述脉冲宽度和星体大小的关系，在 0.01 秒内变化的脉冲，X 射线发射区小于一万 km。

既然 X 射线星是很小的星体，自然会联想到白矮星或中子星。这样，X 射线的产生就很容易理解。当物质落向白矮星或中子星，强大的引力使它以极高速度撞击星面，当运动受阻时产生数百万度的高温，产生 X 射线。可是落向白矮星或中子星的物质从何而来？X 射线星多数是双星，另一个星体与白矮星或中子星组成双星，可能该星体中的物质抛向太空后，部分受白矮星或中子星吸引，撞击表面形成 X 射线（图 5.7）。那么，究竟是白矮星还是中子星呢？

图 5.7　X 射线星形成的白矮星方案和中子星方案（基彭哈恩，1996）

1976 年一个新的更高能量的探测器用于高空探测，这台仪器可探测到 30 keV 以上辐射。新仪器发现武仙座 X-1 在 58 keV 处有一尖峰。宇宙中没有一种足够丰富的原子在 58 keV 发出辐射。为此，发射仪器的德国普朗克地外物理研究所的 Trumper 领导的小组，用苏联物理学家 Landan 理论来解释这一现象。电子在磁场中会偏转到沿圆形轨道运行的状态。磁场强时其轨道就小，磁场异常强时，其轨道可以与原子中的电子轨道相比拟。这时有一条量子力学规则，确定其只能是定值轨道。电子从外侧轨道跃迁到内侧轨道时发射量子。其能量决定于磁场强度。这样，通过 58keV 峰可以算出武仙座 X-1 的磁场比地球磁场大千亿倍以上。这样强的磁场将撕碎白矮星，只有中子星才能存在。所以，武仙座 X-1 是中子星。

除了发现 X 射线脉冲源之外，在银河系内还找到约 100 个 X 射线暴，两者机制不同。X 射线暴可持续数秒，或重复爆发，但无周期性。X 射线暴释放的能量远大于新星爆发。其机制可能是中子星表面的氦热核爆炸，以及中子星或黑洞的吸积盘的不稳定性所造成。

1.7　γ射线源

1963 年美国和前苏联签署部分限制核武器试验条约。为了监测外层空间核试验，1968 年美国发射 Vela 卫星，记录到数千次天体的γ射线爆炸。1979 年 3 月，一个γ射线暴冲击太阳系，延续 5 秒，能量超出卫星探测器的测量范围，被称为“软γ射线重复源”（SGR）。随后在天空的同一部位还出现多次较弱 SGR，在其他位置也探测到零星 SGR。

1991 年美国发射 Compton γ射线天文卫星（CGRO），得到一个惊人的结果，γ射线背景辐射与 X 射线背景辐射一样是各向同性的；而脉冲星却集中于银道面。说明后者是银河系内天体；前者绝对不在银河系内。到目前为止，CGRO 记录 170 多个γ射线源，这些γ射线源多处于银河系的平面上。

1996 年意大利和荷兰发射的 BeppoSAX 卫星，可以记录γ射线、测定 X 射线和定向。1997 年 12 月 14 日发现巨型γ射线爆发事件（AXP），其释放的能量至少比超新星爆炸强 100 倍，相当于太阳两万亿年的辐射能量。随之，发现一个迅速减弱的 X 射线源余辉、光学余辉和射电余辉。夏威夷天文台找到一个模糊的星系，推测距地球 120 亿光年。

1998 年 4 月记录到 GRB980425 的巨大γ射线爆发，伴有 X 射线、光学和射电源。它与超新星爆发 SN1998bw 射电源相符，光谱特征表明属于Ⅰc 型超新星。其射电波段发光极强，数据要求的最简单解释是源区的扩展表观速度至少两倍于光速，表明该超新星爆发伴随着相对论速度的激波运动。能量达 10^{48}erg。随同有 $10^{-5}M\odot$的红外喷射，比通常超新星爆发小 5～6 数量级。1999 年 7 月 Chandrs 卫星发射升空，它的 X－射线接收器收到巨大的超新星爆炸的初期闪光和类星体的 X－射线喷射爆炸。Kulkarni 等（1999）等报道最大的一次γ 射线爆发事件。

高能射线是由宇宙中某些极端的天体或事件产生的：如黑洞，中子星或者星体爆炸时的冲击波，都可能产生高能射线。天文学家发现，SGR 源位于超新星遗留下来的云团之中。曾把 SGR 跟中子星联系起来。但是，中子星的磁场比磁星至少弱 100 倍。SGR 的情况与之大不相同，它既发出伽玛射线暴和 X 射线暴，也发出稳定的闪烁。另外，1979 年 3 月 5 日的 SGR 紧跟在一个具有周期性波动的低能辐射之后，暗示辐射源每 8 秒旋转一次；而中子星每转一次远小于 1 秒。

Duncan 和 Thompson（1992）提出“磁星”解释软γ射线爆发 SGR 源。磁星具有比中子星更强的磁场，达 10^{10}～10^{11} 特拉斯。其磁场的强烈运动使表面极大地升温，以致表面破裂，造成星震发生磁场重组，释放出巨大的磁能加热其上空的稀薄空气分子，引发出大量的软γ射线辐射的爆发。Duncan 和 Thompson 认为磁星是年轻的中子星。中子星形成时旋转得很快，其磁场强度因之增强 100－1000 倍，形成磁星。

在 1996 年 10 月至 1997 年 11 月间， SGR1806－26 的 SGR 源重新活动，美国宇航局马歇尔飞行中心的 Kouveliotou 等使用 Rossi X－射线计时开拓者卫星，对它进行观测。发现这个源每 7.47 秒脉冲一次，并且逐渐放慢转速，是一个不超过 1 万年年青中子星。这个放慢的速率意味着，它具有一个大于射电脉冲星约 100 倍的磁场，这证实磁星理论。Kouveliotou 等提出，磁星的磁场衰减得很

快，约 l 万年后，星震活动和 SGR 都将停止。老年磁星旋转太慢，难以将其旋转能转换成射电波。这与所有超新星遗迹的事实相吻合。他们估计，在银河系内，有多达 1 亿颗磁星，但很少见到，因为它的活动期较短。Gavrill 等（2002）观察到 SGR 与 AXP 有联系，可能属于演化关系。

1.8 超新星爆发

1054 年我国记载杨惟德观察到超新星（supernova）爆发。《四库全书》中《续资治通鉴长编》：“至和元年五月已丑（1054 年 7 月 4 日）客星出天关（天关是金牛座的一颗恒星）之东南可数寸。伏覩客星出见，上微有光彩，黄色”（王德昌，1977）。之前，我国还记录三个可能的超新星爆发：公元 185 年于半人马座，396 年于天蝎座，827 年也在天蝎座。1572 年 Brahe 发现在仙后座第谷超新星爆发。1604 年天鹅座发现超新星爆发，称开普勒超新星。1987 年加拿大天文学家 Shelton 在大麦哲伦星系发现超新星爆炸，该星被命名为 SN1987A，可能是Ⅱ型超新星。

超新星爆发对恒星演化十分重要。首先介绍铁核爆炸。超过 8M⊙的大质量恒星演化极快，数百万年后氢耗尽，之后氦燃烧为碳，碳又转变为更重的原子核。核聚变的极限是铁。核反应中参与元素越重，产能越少。恒星内的核反应到铁为止。对于铁原子核，用其它原子进行反应合成不会产生能量；既使要打碎铁原子核，也要消耗能量。聚变最终形成铁核时，出现如下的情景。电子被铁原子核捕获使铁核收缩。在铁核中原来气体压力与重力是平衡的。电子是形成气体压力的主要原因。当电子减少，重力占上风，使铁核随电子被铁原子核捕获不断收缩和升温。当温度达 40 亿度时光子的能量使铁原子核分解，出现光致蜕变

$$^{56}\mathrm{Fe} \rightarrow 13\,^{4}\mathrm{He} + 4\mathrm{n}$$

随之，氦也分解

$$^{4}\mathrm{He} \rightarrow 2\mathrm{p} + 2\mathrm{n}$$

两者都是强吸热反应，使恒星核的压力急剧降低，恒星塌缩，迸发巨大的中微子流和引力辐射。

推测铁核物质积聚到 1.4M⊙时就开始这一过程。这一过程造成高密度条件下各种基本粒子充分挤压，终于使所有质子（p）和 99％电子都合并成中子（n）。恒星内部的高密度气态铁球变成密度达 $10^{25}\,\mathrm{g/cm^3}$ 的中子星。这个事件释放出的惊人能量把该星体的外壳以巨大速度抛向太空，出现超新星爆发，中心留下了中子星。

以天狼座双星来考虑，白矮星天狼 B 绕天狼 A 运行。天狼 B 接近太阳质量，半径只有太阳的 0.7%。如果我们不断把天狼 A 上的物质移到白矮星上，随质量增大，其体积不断缩小。当达到 1.33$M_{\odot}$时，半径只有太阳的 0.4%，白矮星已处于不稳定状态，体积缩小的势头越来越大。当白矮星达到极限质量时引力终于占了上风，星体失衡，电子简并的核突然崩塌。原来由电子和氦原子核组成的气体，其密度突然增大，电子闯入原子核，与核内质子结合成中子，原子核发生裂变。中子是坍塌的产物，随坍缩速度不断加快，一直到星体半径仅 10km 左右，中子气体压力才与重力平衡使坍缩仃止。这时白矮星变成中子星。这一过程显然适用于红巨星内部的白矮星核，红巨星的核聚变过程不断向内部的白矮星核增加新物质，使质量加大。超过临界质量时超新星爆发，也形成中子星（基彭哈恩，1996）。

计算表明，小于 8$M_{\odot}$的恒星达不到铁核阶段，这些星体必然经历白矮星阶段。白矮星是比较稳定的。但印度人 Chandrasekhar（钱德拉塞卡）于 1928 年提出白矮星的临界质量为 1.4$M_{\odot}$，称为钱德拉塞卡极限质量（Chandrasekhar，1957）。为此，他获得 1983 年诺贝尔物理学奖。

超新星可以分为两类。Ⅰ型超新星是爆发时光度增强到最大时光谱中无氢元素谱线，说明它的前身是 3～8 $M_{\odot}$的年老恒星。其中Ⅰa 型超新星的光谱中有较强的 SiⅡ吸收线，可能其前身是大质量恒星；Ⅰb 型超新星的光谱中不出现硅吸收线，，有强光学 HeⅠ线，其前身说法不一，一般认为其前身质量大于 9 $M_{\odot}$。之后，又提出Ⅰc 型超新星，无 SiⅡ和 HeⅠ线。Ⅱ型超新星有强氢元素谱线，其前身是富氢的大于 10$M_{\odot}$恒星。近年提出Ⅰ型超新星的双星中白矮星吸积等新模式。

仙后座 A 超新星爆发遗迹研究表明，它在 1670 年左右爆发。但缺乏铁，不可能是Ⅰ型或Ⅱ型超新星，又未留下中子星，未出现可探测 X 射线源。类似的还有第谷超新星和开普勒超新星。有人

认为是III型或Ⅰb型超新星。其成因有碳核爆炸、Wolf-Rayet 极热恒星的不稳定性引发等模式。

然而，在截止到 1991 年已知的 450 颗脉冲星和 200 个超新星遗迹中，只有三个彼此吻合。可能的原因有：超新星爆发不是留下中子星，是被破碎或留下黑洞；中子星被爆发推到别处；脉冲不够强或其发射轴取向与地球对不上；脉冲星寿命比超新星遗迹长等。

1.9 黑洞

当然，中子星也不是没有平衡问题。当中子星质量达到约 $3M\odot$，在远小于 1 秒时间内坍缩，而且引力越来越强，气体压力永远不能与之平衡。这一星体将持续坍缩。当它的质量达 $3.2M\odot$，任何物质都不能逃逸。广义相对论断定，经过太阳的光线发生弯曲。在中子星附近光线弯曲更强，而坍缩中子星形成的星体没有一束光线能离开。光线被弯曲最后回转到该星体上，因此被称为“黑洞”（black hole）。

“黑洞”这个术语是 1968 年美国科学家 Wheeler（惠勒）提出的。但这一思想可以追溯到 200 年前。1783 年剑桥大学 Michell 提出质量足够大的恒星的引力场可以使光线不能逃逸。几年后法国科学家 Laplace（拉普拉斯）独立提出类似的观点。Oppenheimer 和 Snyder（1939）提出恒星收缩到某一临界半径时，光再也不能逃脱。这正如但丁（Dante）对地狱入口的描述：“从这儿进去的人，必须抛弃一切希望”。

星体坍缩到光线都不能逃逸的临界半径称为 Schwarzschild（史瓦西）半径。Schwarzschild（1916）得出描述球状物体周围真空中引力场的解。它是太阳系引力场很好描述，有相当大的普适性，能用于不同质量的恒星。随着向引力源的趋近，时空几何出现奇异的临界半径，即 Schwarzschild 半径 r

$$r=2gm/c^2$$

式中 g 为万有引力常数，m 为中心星质量，c 为光速。Schwarzschild 半径随星体质量变化（表 5.1）。Schwarzschild 球面即黑洞表面，就是不可见区域的边界，或称视界。黑洞的视界是绝对的，是时空的分界，与观测者无关。视界把所有事件或时空点分为两类。在视界以外，可以由电磁波信号在任意距离上相互联系，这就是我们居住的正常宇宙。在视界之内，光线不能自由传播，都向中心集聚，事件之间的联系受到严格限制，这就是黑洞。落入黑洞的物体穿越视界后经历有限的时间落到中心奇点，其时间间隔随黑洞质量而定。10 $M\odot$黑洞只需 10^{-3}秒，而星系核内的巨型黑洞可能要 1 小时。然而，对远处观测者而言，趋近黑洞的状态将持续无限长的表观时间，这种“时间冻结”现象就是相对论中相对时间的极端例证。

1.9.1 黑洞的基本特征

所有恒星都有自转，不是严格球形，两极处稍显扁平。所以，一个真实恒星的引力坍缩不能用球对称的 Schwarzschild 解精确描述，恒星周围时空几何受随时间变化的引力波影响变得相当复杂。然而，恒星坍缩成黑洞后情况立即简化。一旦视界形成，在一秒内引力波消除所有的不规则性，成为一个两极因离心力而变扁的椭球面，引力场达到平衡态。此状态只依赖于两个参数：质量和角动量。新西兰 Kerr（1963）给出爱因斯坦方程的上述两个参数精确解，描述转动黑洞平衡态的引力场。

大多数恒星进行较差转动。太阳系的气体行星的较差转动形成平行赤道的环带。Kerr 黑洞的转动是刚性的，视界上所有的点都以同样的角速度旋转。另外，恒星，即使中子星也不能以任意速度转动。黑洞也一样，超过临界角速度时视界将会“破碎”，只留下裸露的中心奇点。这个极限所对应的视界具有等于光速的转动速度。大多数由大质量恒星坍塌形成的黑洞的角速度接近这个极限。太阳角速度为极限值的 20%。而双星 3 $M\odot$的 X 射线源每秒约转动 5000 次。黑洞转动的第二个特点是：它不是在固定的外部空间中转动的陀螺。Kerr 黑洞拖曳着整个时空与它一起转动。理论上仅在无限远处时空才仃止转动。可以认为视界具有一个角速度，靠近黑洞的时空被扭曲成旋涡状。

坍塌形成黑洞的恒星通常都有磁场，黑洞还从星际介质中吞噬带电粒子，因此黑洞具有电磁性质。20 世纪 20 年代得到爱因斯坦方程在带电引力场的精确解。该解是 Schwarzschild 解的推广形式，描述带电黑洞视界外部的时空。带电黑洞的引力波消除恒星的大部分电磁属性，只留下总电荷。其电荷不分布在视界上，不改变黑洞视界的形状，即在黑洞不转动时保持球形。黑洞带电量有一个限

度，超过限度视界将被电斥力所摧毁。带电限度与黑洞质量成正比。然而，黑洞带电只有理论意义。因为黑洞引力场吸引带电粒子，但带电黑洞只吸引异号电荷。静电力比引力强 10^{40} 倍。在短期内带电黑洞能捕获大量异号电荷，使其带电电荷小于极限电量的 10^{-40}。

黑洞只有质量、角动量和电荷三个参数，丢掉原来恒星的大多数性质。Wheeler 把这一特征形象地称为“黑洞无毛”。这样，总共有四种黑洞：只有质量的静态球对称的 Schwarzschild 黑洞、静态球对称的带电黑洞、转动和电中性 Kerr 黑洞、以及最一般的平衡态黑洞，即转动和带电 Kerr-Newman 黑洞。现实的黑洞是 Kerr 黑洞。黑洞有两种长程作用：引力和静电力。

欧洲的 XMM-Newton X 射线卫星发现在活动星系核周围的 X 射线不是原来认为的吸收线，而是发射线。它们的光谱特征源自距黑洞中心只有几百万公里的炽热气体。这也暗示黑洞在自转，是 Kerr 黑洞的证据，是源自于非常靠近旋转黑洞中心的吸积盘发射。在 X 射线暴中铁的谱线被红移到很低的能量上，说明辐射正挣扎着向外逃逸。

从理论上来说，黑洞也有一个与之对称的反面，就是白洞。这是一种从隐藏在视界之后的区域发出的引力外流。Sutton 曾经说过：“科学的前沿总是一种由新的真实、合理的假设和轻狂的猜想组成的古怪混合。”广义相对论属于混合中的第一种成分，黑洞属于第二种，而白洞是第三种。把一个二维曲面投影在一个平面上有多种方法。制作地图常用 Mercator 投影法，靠近赤道的区域比较精确，近两极严重失真。Kruskal 投影要求 Schwarzschild 时空的光锥——表示空间中的一个点和由该点发出的光线，随时间膨胀的光球在图中以一个园锥来表示——像在平直时空中那样互相平行。在引力场中光锥会变形。所以 Kruskal 投影导致时空失真（图 5.8），表现为：具有恒定表观时间的轨道是通过原点的直线，而与黑洞中心距离不变的轨道为抛物线。视界与中心有固定距离 $r=2m$，又有无限长的表观时间 t，呈两条 45°的等分线，也可以视为双曲线缩并成的渐近线。而且由光线所规定出来的视界本身就是一个光锥，所以被分成两半，一个将来视界和一个过去视界。在视界以内引力奇点 $r=0$ 也是两条双曲线，一条在过去，一条在将来。图上越过这两条极限的区域不具有任何意义。黑洞以外的宇宙由两个对称的部分组成，一个在图的左方，一个在右方。Kruskal 图上物体的运动可以用光锥来表现。例如，一个落入黑洞和中心奇点的飞船（曲线 A－B－C－D－E）。A 点离开园形轨道，在 D 点越过视界，并到达奇点。飞船发出的电磁信号沿 45°方向行进（图中虚线）。远处观测者收到来自 A、B、和 C 点的光信号时，红移陆续增大，时间冻结出现，使信号有越来越大的延迟；D 点信号需无限长时间才被收到。E 点光信号被囚禁在黑洞内，并落入奇点。F 点发射的光线能离开过去视界出现在外部宇宙中，也就是说过去视界内部是一个白洞。

图 5.8　以 Kruskal 图表示球形黑洞（卢米涅，2002）

白色区域为视界以外的区域，分为我们的宇宙和另一个宇宙两部分。灰色是视界内的时空，奇点以上和以下的黑色区域不属于时空，因此没有意义。光线沿 45°的直线行进。位于与黑洞距离处的观测者在一条以视界线为渐近线的双曲线上运动

1.9.2　黑洞的证据

星体变成黑洞并不是在宇宙中消失。它的引力仍可为外界所察觉，光线靠近它被其捕获，远处光线被弯曲改向。用平行光束从背后照射黑洞，由于靠近黑洞的入射光大多被黑洞捕获，将出现一个比黑洞半径大的黑洞像，以及其外的一系列同心光环。黑洞外侧的吸积盘是一个合适的光源，可以给出黑洞的照片。然而，得到黑洞照片有许多限制，并受到各种因素的影响。

推断黑洞存在依靠两种间接的论证。首先，在靠近星系中心恒星运动得极快，以致必须有一种巨大质量——相当于 10 亿个太阳——的引力拉住，否则它们就会飞走。具有这样大质量的物体，除了黑洞别无选择。其次，许多星系中心和双星系统以极大的速率喷涌出辐射和物质，它们一定有一种极高效的能量产生机制。从理论上说最高效的可能机制就是黑洞。

黑洞的强引力使其成为高效的能量转换机器。光速运动的物体也以高速被拉向视界，途中它们

可能同其它物体碰撞，使之在靠近黑洞处变热。因为物体正以接近于光速运动，转换成热的动能近于它们静止时的固有能量，$E=mc^2$。这样，黑洞把静止质量转换成热能。转换效率取决于黑洞的旋转速度。黑洞的角动量是它不会损失的少数性质之一。黑洞以接近于极限速度自旋时能把 42％的殒落物体质量转换成能量。而静止的黑洞只能支配 6％。相比之下，普通恒星热核聚变效率仅 0.7％，而铀裂变转换值只有 0.l％。上述机制使殒落物质非常热。环绕黑洞的粒子能够分享它们的能量（例如由于碰撞），正处于在视界之外的质子达到 1013K。在这样高温下的物质发出γ 射线。但是质子（一般的说是离子）虽易于变热，却不善于辐射能量，常在碰撞中把能量转换成较好的辐射体，尤其是电子。电子再放出能量较低的光子，如 X 射线。因此会看到从一个浓密的电子区域里流出 X 射线。这正是在 X 射线双星系统中所观察到的现象。以 X 射线的形式放射出的能量，可达太阳总输出的 100,000 倍。

然而，非常相似的论证也适用于中子星。物体能以一半的光速碰撞中子星的表面，从而转换为能量，效率约为 10％，与典型的黑洞效率相差不多。黑洞与中子星的不同在于：① 黑洞的质量下限为 3.2M⊙；中子星的质量低于此值，已发现的均在 $2M\odot$ 以下；② 中子星多为脉冲星，有强磁场。黑洞没有磁场，它们近乎无特征物体，不能发射射电或 X 射线脉冲。③ 任何有规律的、稳定的脉动都排除黑洞的存在。因为这需要可以积聚物质的表面。中子星有一个物质可在其上积聚并不时地爆发的坚硬表面，而黑洞没有坚硬表面。看来黑洞不具有这第二、第三个性质；但反过来，即使观测不到脉冲和爆发现象，也不能据此断定就是黑洞。

对于黑洞存在的证据，过去唯一的线索是其密度。但是，Narayan 等（1995）研究伴星气体被致密天体吸入状况，提出辨别中子星和黑洞的新方法。致密天体周围的气体形成一个薄的吸积盘，在盘中气体因摩擦而丧失能量，慢慢向盘内层旋入，使盘内层越来越热。盘外层辐射可见光，盘内侧发出 X 射线。Narayan 等发现有两类 X 射线源：含中子星的一般 X 射线源；以及可能含黑洞的暗 X 射线源。即中子星有表面，盘的能量在气体撞击中子星表面时释放；而黑洞没有表面，能量穿过视界入内，就永远回到黑洞以外，故仅有暗 X 射线辐射。寻找黑洞首先的目标是没有周期性的 X 射线双星，有来自吸积盘的光强变化现象。

当物质骤然向紧密物体落下来，并不一直掉进紧密物体中去。由于角动量守恒，它落入大体为圆形的轨道。如果气体有效地冷却下来，它将失去轨道能，形成平而薄的结构——一个增长盘（ADAF）。

1996 年 4 月 20 日 MeClintock 小组观察 X 射线瞬变 GROJ1655-40，捕捉到一个非常罕见的事件：一次突然爆发。接着 5 天里该系统的可见光亮度增大，但 X 射线仍然检测不到。第 6 天开始出现 X 射线放射。延期恰好是期望的双组分增长流。这是双组分增长盘现象的证明。系统大部分时间处于静止态，由 ADAF 发出微弱辐射。它们偶尔放出一个辐射的强爆发。因为 ADAF 内在的稳定性，在外盘中可以偶然触发的突然爆发，开始放射的是光而不是 X 射线；随后物质急速地向黑洞扩散，开始放射 X 射线。观察结果是绚丽的，是这个理论的意外证明。另外，静止态中子星瞬变应当比以相同速率增长的黑洞亮。

1.9.3　黑洞的质量

图 5.9 给出天体的质量－密度图。恒星级的黑洞是由 10 $M\odot$的恒星在其超新星爆炸时形成的，其质量与太阳质量差不多，也被称为“小类星体”。

银河系之外，天鹅 X-1 是一个强 X 射线源，有 X 射线的光度变化，其质量约 $6M\odot$，可能是黑洞。此外，大麦哲伦星云 LMCX-3（7～14 $M\odot$），在 3000 年外的 A0620-00 星（3.2～7 $M\odot$）和 1990 年发现在距银河系中心 300 光年的暂名 IE1704.7-2942 星也都可能是黑洞。

更大的潜伏在星系中心的大黑洞质量比太阳大 100 到 10 亿倍。银河系中心的黑洞约为 3×10^9 $M\odot$，其附近的 M87 以近 60°的开放角，进行强烈的准直喷射，距离黑洞的喷射半径约 30～100 史瓦西半径。椭园星系梅西叶 87 是天空最强的射电源之一，其核心质量在 30 亿～50 亿 $M\odot$。而 NGC6240 有一个质量为 500 亿 $M\odot$。仙女座星系中心质量为 1000 万 $M\odot$。这些属于巨黑洞。

图 5.9　天体的质量－密度图（卢米涅，2002）

以太阳的质量（2×10^{33}g）和密度（1g / cm^3）为参照值。质量小于 10－3 $M\odot$星体，主要压力是静电力，其平衡态是行星

微型黑洞由英国物理学家霍金（Hawking，1971）提出：在宇宙大爆炸后，可能形成数以百万计的微小原始黑洞，它们把成 10 亿吨的物质密集于一个质子大小的空间内。根据前苏联 Zeldvich（1971）提出“旋转的黑洞一定会辐射，这辐射将反作用于黑洞，使旋转变慢，然后停下来，旋转停止，辐射也将停止”。对此，Hawking （1974）提出“黑洞辐射”，或称“黑洞蒸发”假说。这通常被称为“霍金辐射”。Hawking 认为，旋转黑洞必然会辐射，并减慢旋转；然而，当黑洞停止旋转时。辐射不会停止！Hawking 计算预言黑洞以不违被热力学第二定律的速度发射粒子，其辐射谱是黑体辐射谱。“黑洞发射”是一种量子效应，与上述关于黑洞吸积物质时发出辐射并不相同。Hawking 依据量子力学中的不确定性原理，考虑到黑洞附近极大的时空曲率会产生真空涨落，会有正反粒子对的产生和湮灭；若正、反粒子中的一个进入视界的负能级，或者说有负能量流入黑洞，使黑洞的质量减小，同时造成具有正能的粒子被抛离黑洞，这样形成黑洞的发射。黑洞辐射出能量的速度与其质量的平方成反比。虽然只有亚原子尺度的黑洞才具有较大的蒸发速率，这成为黑洞定律与热力学定律之间的一种极为重要的联系。Hawking 辐射使黑洞能够达到与环境的热平衡状态。过去认为，在黑洞内部，所有物质因引力坍缩而聚向中心处的本征奇点（r＝0 点），那一点物质趋于无限密集、时空曲率趋向无限大。上述量子效应引起的发射缓解物质的集聚趋势，使该奇点变得模糊。

1.10　恒星演化的进程

恒星演化的进程可以用图 5.10 来表示。图右半区（logT_e≤4.7）是接近太阳表面成分初始质量为 25、5、1 和 0.2 $M\odot$的单星演化轨迹。开始星体处于氢核燃烧的主序星范畴，其寿命通常被称为 Hubble 时间，粗略反比于星体质量的 2.25 幂。对于 1$M\odot$星体寿命约为 10^{10}a；25$M\odot$星体约 7×10^6a。次大的黑点表示星体开始氦核燃烧和氢壳燃烧。氢壳燃烧提供主要光度。氦燃烧时间变化于中等质量星体主序寿命的 25％到巨星主序寿命的 10％。星体损失质量大致等于氦核质量，它们具有近于相等的光度和寿命，分别约 50$L\odot$和 10^8a。随后，星体进入红巨星和超红巨星阶段，有三个演化模式：1 质量≤2.3$M\odot$，内部具有电子简并氦核和氢燃烧壳层，例如 1$M\odot$的标有红巨星分支（RGB）的轨迹；2 在氢核燃烧和氢壳燃烧时质量为 2.3～20$M\odot$，例如 5$M\odot$的轨迹；3 初始质量 1～9$M\odot$，并有中微子冷却电子简并的碳和氧核（CO 核），氢和氦交替燃烧。这被称为反对称巨分支（AGB），由于在此阶段其低质量轨迹，例如图 5.10 内 1$M\odot$的轨迹中与 RGB 呈反对称。

单星演化到 AGB 星体前受核合成、混合和质量损耗的影响能出现 RCrB 星，Wolf-Rayet 星和碳星。CNO 循环有四步。在每步中湍流对流把内部核合成产物带到星体表面。第一步出现于内部氢耗尽（在质量小于 2.3 $M\odot$星体质量的 10％）和由于氦收缩和加热造成富氢壳层，先形成锂；它与光子反应形成 ^{12}C；再经过 ^{12}C（p，γ）^{13}N（e^+，ν）^{13}C 反应转变成 ^{13}C；随后 ^{12}C 转变为 ^{14}N，和在巨星内 ^{16}O 也变为 ^{14}N。这样，星体表面锂、^{12}C、 ^{12}C / ^{13}C 和 ^{16}O 减少，而 ^{14}N 增加。在 CNO 循环之后，出现 Ne-Na 的 H 燃烧，继而进行 Mg-Al 的 H 燃烧。越重元素燃烧时间越短，对于 25 $M\odot$星体，碳燃烧持续 600 年，氖为一年，氧六个月，硅仅一天。

在质量小于 2.3 $M\odot$星体，在氦燃烧之前氦核为电子简并态，电导使核大致等温，但等离子中微子损失使星体中心不是最高温度。随着核质量增加重力潜能转化为热，当核质量达约 0.45～0.5$M\odot$离开电子简并态，氦燃烧和氦闪开始。星体变为“块（clump）星”氦转变为碳。

当星体质量约小于 9$M\odot$，氦一次耗尽，CO 核变为电子简并态，并由于中微子损耗，冷却使碳未能燃烧。氦壳燃烧提供主要能量。当星体质量约小于 5$M\odot$，氦壳燃烧仅能使氢－氦不连续燃烧，氢再燃烧，形成氢和氦交替燃烧。当星体质量 5～9$M\odot$，CO 核质量超过 0.56～0.61$M\odot$，氢耗尽核行为类似氦核红巨星：电子简并态 CO 核收缩和加热，而富氦层膨胀和冷却。9～11$M\odot$星体的现象

更复杂，因为 CO 核仅部分是电子简并态，并碳燃烧或碳闪和氦闪燃出现。

在 AGB 星体阶段：约 97%星体在小于哈勃时间离开主序变为 AGB 星，并由于氦壳闪经历热脉冲，这周期性阻断正常的静止的氢燃烧。它被称为热脉冲 AGB（TPAGB），寿命仅约 10^5～10^6a，能产生更多 ^{12}C 和宇宙中的主要 s－过程同位素，并主要与氦数量有关。

TPAGB 星的 CO 或 ONe 核半径近于相同质量的白矮星。氦壳闪出现于白矮星积聚物质速度必须小于支持静止氦燃烧，当氦燃烧以较小速度达到一个较大的临界值经历新星爆炸。当氦闪产生的对流区从氦燃烧区底部扩展到近于氢－氦不连续燃烧区，大的热流出现。周期性达到氦闪使 ^{14}N 丰度等于原始 CNO 元素丰度。当氦闪的第一部分 ^{14}N 以 ^{14}N（α，γ）^{18}F（β^+，ν）^{18}O（α，γ）^{22}N 反应完全转变 ^{22}N。在核质量≥0.9$M\odot$的模式中对流带底部温度达到 350×10^6K，并且 ^{22}N（α，n）^{25}Mg 反应对于产生 s-过程是一个潜在的中子源，其丰度数百倍大于太阳。在 AGB 模式中核质量＜0.9$M\odot$的 CO 核，温度不能达到 ^{22}N－^{25}Mg 反应，但某些星的中子源是 ^{13}C（α，n）^{16}O，进行 s-过程。

氦壳闪和第三步氢燃烧可以形成碳星和 s-过程同位素。当 AGB 巨星在氦壳闪之间对流底部附加第一、二步氢燃烧，进一步增强 ^{14}N，^{12}C 燃烧形成 ^{14}N。氦闪合成的 ^{14}N、^{12}C 和 s-过程同位素被超风运送到星际介质。由于 TPAGB 星的每次胀缩都喷出气体，使其部分外壳转变为行星星云。AGB 星主要提供元素和同位素增强星际介质，诸如 ^{4}H，虽然这些轻元素主要是大爆炸的贡献。

除了标准的核合成过程，混合过程：包括热和重力扩散、在辐射－对流边界的对流突增，和旋转导致混合都影响星体表面组成。混合过程可以使表面的锂减少。超风同样影响表面组成，它吹开富氢表面，残留氦层，并在白矮星中部分扩散到光圈之下。在穿过分子云时，白矮星增加富氢物质，使之出现 DA 白矮星（富氢谱）和非 DA 白矮星（氢亏损谱）。

最小的黑点表示白矮星，其形成于 1～11$M\odot$，形成速度约 0.5～1a。0.6 和 0.85$M\odot$的点线给出 AGB 星体表面物质脱落形成白矮星的过程。“太阳”符号表示从收缩星体残余的表面发射光子时在喷射物质内强到足以离子化氢原子。喷射物质称为行星星云。行星星云受到 AGB 星高达 2 万度炽热表面的辐射。行星星云内区受紫外线辐射氧和氦被激发和辐射绿光，其外区能量降低，只能激发氢，发射红光。行星星云演化很快，最大直径小于 1 光年，以 10～30km / s 速度膨胀，越来越稀薄，在不到 10 万年内消声灭迹。图 5.10 表示两个相对较大的行星星云核（PNN）。典型的 PNN 质量 0.55～0.65$M\odot$，并有氢以薄壳形式在近表面燃烧，时间约 10^4a 量级。AGB 星体脉冲式抛射物质的速度为 10^{-5}～$10^{-4}M\odot$ / a，或者说大于典型内部物质核燃烧过程速度的 10^2～10^3 倍。AGB 星体的高速质量损耗被称为“超风”（superwind）或行星星云喷射事件。超风是下列作用的联合结果：① 脉冲导致激波；② 激波加热使大气膨胀；③ 脉冲循环时干颗粒形成并在大气低温区增长；④辐射压力驱动颗粒高速逃逸，颗粒拖曳气体向前。

白矮星是中等质量恒星演化的终点。新形成的白矮星内部温度达 1 亿度，老的白矮星降到数百万度，外部由厚数公里不透明和高度绝缘＞10 万度的薄层所保护。其引力收缩被电子简并态的压力所阻止。这个限度由 Pauli 不相容原理来决定。据此，钱德拉塞卡于 1928 年提出白矮星的临界质量为 1.4 $M\odot$。

巨星最终爆炸成为超新星，并提供宇宙中重于氦的大部分元素。较轻的星体贡献主要的碳、氮和 s－过程同位素。演化到超新星期间的巨星主要特征是经过强烈辐射风的质量损失。质量损失速度随初始质量和光度的增加而增长，并随星体演化持续发展，质量损失速度达数倍于 $10^{-5}M\odot$ / a。对于≥30 $M\odot$的初始大质量星体，质量损失时间短于核燃烧时间。

大多数巨星最后损失其富氢部分和爆炸，先经历复杂的氢燃烧，随后进行部分氦燃烧。这些“脱落”氢，只剩下含有丰富氦核的星总称为 Wolf－Rayet 星（WR），并再分为 WN（He 和 N 谱）和 WC（He、C 和 O 谱）两类。WR 星核质量处于 $5M\odot<M_{WR}<20M\odot$，依赖于初始质量，质量损失速度近于（0.6～1.0）$\times10^{-7}$（M_{WR} / $M\odot$）$^{2.5}M\odot$ / a，光度 L_{WR} 满足 $4.8<\ln L_{WR}/L\odot<5.5$。WR 星光圈位于逃逸风之内。

在碳核燃烧之后巨星内部的化学演化伴随一条或两条途径，依赖于初始质量和组成。对于类似

太阳组成，初始质量 11～13$M\odot$，在电子俘获激发核坍塌之前形成 Fe－Ni 核；在更大质量星体模式上激发核坍塌之后形成 Fe－Ni 核。11$M\odot$星体模式处于变成具有稳定电子简并 ONe 核的 TPAGB 与直接形成电子简并 ONe 核质量足以使电子捕获在 ^{20}Ne、^{23}Na 和 ^{24}Mg 上触发一个快速减少甚至仃止 O 和 Ne 的燃烧的星体之间。核反应转变核的组成到铁峰同位素，并 Fe－Ni 核动力学坍塌到核物质密度。事实上，10.75$M\odot$星体可能在 AGB 阶段足够长，ONe 核质量能演化到 NS 星。

质量大于 13$M\odot$星体静止地燃烧 C、Ne、O 和 Si，在统计平衡下形成铁峰同位素核。超过碳燃烧（图 1 中 25 $M\odot$轨迹的第三黑线部分），它们在赫罗图上基本没有运动；快速演化核和富氢发展基本隔绝。Fe－Ni 核收缩和加热导致铁峰同位素部分光分解为α粒子和中子。核随后动力学坍塌，中子化，中微子捕获，核颤动和演化为Ⅱ型超新星爆发（SNⅡ）。 这超新星喷射 ^{56}Ni。它β衰变为 ^{56}Co，再β衰变为 Fe，成为宇宙中潜在的铁源。

基于超新星谱的特征分为缺乏氢的 SNeⅠ和显示氢线 SNeⅡ。近年 SN 光弯曲在确定爆发的本质时变得重要。在谱特征与光弯曲之间的理论模式比较建议 SNeⅡ是富氢巨星发展到红或蓝巨星爆炸，而 SNeⅠb，c 是 WR 星爆炸的结果。SNeⅠa 则涉及在靠近双星系统中 CO 白矮星的爆炸。

RCrB 星（R Corons Borealis）和 SNeⅠa 很容易解释为两个白矮星的合并。SNeⅠa 常出现于椭园星系内，而椭园星系内没有 SNeⅡ。

图 5.10　　理论和观测得到的恒星演化进程赫罗图（Wallerstein 等，1997）

虚线表示固定的星体半径。图右半区的实线表示质量为 25、5、1 和 0.2 $M\odot$的单星演化轨迹指示中心核燃烧相。标有 0.6 和 0.85$M\odot$的点线分别是初始质量 1 $M\odot$和 5$M\odot$星体在反对称分支上随着超风状态的演化轨迹，它们的富氢演化的损耗和进入白矮星阶段。沿这些轨迹“太阳”符号显示来自收缩中心星硬光子是足够经常发射到喷射物质进入正如行星星云的发光。黑点是观测到的白矮星（最小），中心氢燃烧的主序星（次小），氦核燃烧（次大）和氢或氦的壳燃烧的红巨星和超红巨星（最大）。同样显示质量 0.6$M\odot$模式轨迹，它经历一个最后氦壳闪，随后变为一个白矮星和演化进入“再燃烧”AGB 星。虚点线描述从富氢伴星物质增大的质量 1$M\odot$白矮星模式的途径；在增加到临界质量，这模式经历新星爆炸和发展到在转到白矮星状态以前高发光。“星”描述超软 X 射线双星（USXR，最小），过去传统新星（次大），和行星式星云的中心星（PNNi，最大）。对距离合适的低质量 X 射线双星的最大发光显示在沿固定半径的线的左手框，这线可与 1.4$M\odot$中子星和 10$M\odot$黑洞半径相比较

在恒星的演化中，引力持续起着决定性作用。引力诱使恒星的诞生，也推动恒星的死亡。恒星的一生处于对自身重量所导致引力的持久和拚死的反抗。然而，引力终将获胜，恒星终将坍塌。引力的威力也体现在更大的尺度上，星团和星系也都在引力收缩中诞生，在引力收缩中死亡。

2　恒星的诞生

恒星从氢聚变开始，以致密星体告终。然而，恒星如何诞生？至今尚不清楚。恒星形成可以分为两种情况：相对低质量恒星（约 0.2～3M⊙）的孤立恒星形成范围（更准静态的）；和更动力学的聚集的高质量恒星形成区。两者主要形成物理机制是不同的（Ward-Thompson，2002）。

孤立恒星形成主要阶段有：① 分子云的形成；② 在分子云内形成重力核；③ 在自重力下核崩塌；④ 建立类似恒星物质，可能包括围绕的行星；⑤ 残余云物质的分散。对于不同形成介质的质量、密度和温度模式，甚至只有轻微原始条件的差异都能给出不同的图象。密度、温度、速度和磁场决定了分子云重力崩塌，但主要关键是它们的原始状态。恒星形成的物理过程涉及在非均匀磁场内部分离子化介质的微扰行为。目前主要讨论分子云中 ISM 动力学、核的崩塌和微扰衰减，以及微扰与磁场之间的相对重要性（Ward-Thompson，2002）。

一般说来，星际空间不是空的，有气体和尘埃。太阳附近星际空间介质（ISM）的氢原子密度约为 1 / cm^3。恒星形成开始是 ISM 扩散；再经历氢原子密度约 10～100 / cm^3 和温度－30～50K 扩散云；形成更密集的气体分子云。分子云中氢分子密度约为 10^3 H_2 / cm^3 和温度约 20～30K。这气体

是分子有两个理由：较高密度提供在原子气体间和与尘粒间碰撞的较短平均自由程，因此有较高的分子形成速度；另外，分子不能与星际紫外辐射分开。另外，由于尘粒与紫外辐射也不可区分，并屏蔽分子，说明分子云约 1％质量是以某些硅酸盐，或碳酸盐形式出现，粒径约 0.1μm（Ward-Thompson，2002）。

分子云，特别是巨大分子云（GMC）形成于星系中具有最小星系重力潜能的旋臂部分。磁场同样起作用，通过磁 Rayleigh-Taylor 不稳定性，使物质沿磁力线流动，聚集到重力潜能最小部位。GMC 一般导致聚集恒星形成，而较小分子云则形成较少量和孤立星体。孤立恒星同样可以形成于较大分子云的密集区（被称为核），密度达 10^4～10^6 H_2 / cm^3。分子云形成的密集核立即由于自重力而崩溃，在核内形成单个恒星或多个恒星。然而，崩塌的本质，包括原始状态，崩塌过程，以及形成恒星质量关系等都有争议（Ward-Thompson，2002）。

分子云形成的高密度核内观察到中红外区 7 和 15μm 的吸收，发现 NH_3、CO 和其它分子。某些核内有红外线发射源。最近，前恒星核的毫米和亚毫米（0.3mm＜λ＜3mm）照相技术，例如，夏威夷 James clerk Maxwell 望远镜的亚毫米波辐射热列阵（SCUBA）（Holland，1999）等发现它们具有相似的密度剖面：平滑的内部和陡峭的边缘。地基望远镜的毫米波谱和红外线空间观测（ISO）的远红外线连续观察表明，核的中心比边缘冷。典型核发射波长＞100μm，中心温度约 10K。这说明不是内部加热，而是由星际辐射场加热。近红外和中红外吸收、亚毫米波辐射发现前恒星核密度剖面符合 Bonnor-Ebert 密度分布。这意味着这些核是平衡的，它们的质量接或稍大于近崩塌的临界质量（Ward-Thompson，2002）。

在 ISM 内过去星体的超新星爆炸、风和流出都能触发恒星形成。然而，更孤立区域原始崩塌机制尚不清楚。崩塌核快速形成一个大致为星体尺寸的原恒星。如果崩塌核具有大的原始角动量，将形成双星或多星系统。这是由于物质崩塌时分子云核半径从约 10^{15}m 下降到星体的 10^9m，角动量的补偿使它的角速度增加几个数量级。这样，如果快速旋转核崩塌形成单个恒星，该恒星的赤道旋转速度将超过重力逃逸速度，使之破裂，当然，这种情况不会发生，而是形成双星（Ward-Thompson，2002）。

分子云核的崩塌形成原恒星，其半径约为数个太阳半径；周围有环星体盘，其半径约 100 *Au*；其环境的半径约 5000 *Au*（Andre 等，2000）。基于统计，原恒星核相总共持续数 10^6 年； 0 类原恒星持续数 10^4 年，和以高增生速度为特征（≥10^{-5} M⊙ / a），其中至少最后星体质量的一半是增生的；Ⅰ类原恒星持续数 10^5 年，以较低增生速度为特征（≥10^{-6}M⊙ / a），最后星体质量的残余是增生的（Ward-Thompson，2002）。

分子云核重力崩塌机制是有争议的。有一系列原恒星崩塌模式。早期理论预测认为，崩塌在固定温度下和广大、不变（自相似）尺度范围。同时，自相似解分为不同类型。外层首先开始崩塌；内部开始崩塌，即中心区首先崩塌，再向外传播。如果不考虑原始条件的精确解，认为主要是外部作用形成。最近，给出观测到的中心相对平滑密度剖面的崩塌解（Ward-Thompson，2002）。

恒星聚集体在宇宙所有类型和各个演化阶段是十分普遍的，它们形成于广泛变化的环境中。说明恒星聚集体形成有其内在原因，而不是孤立现象。关于恒星聚集体的重大难题是了解它的质量谱。本评论试图给出观察和模式来解释星体形成的基本问题（Pudritz，2002）。

有各种恒星聚集体，银河系盘上观察到上百个年青星体聚集体，而在星体爆炸星系，例如 M82 有上百万个星聚集成超大恒星聚集体（SSC），以及星系相互作用中，正如 Antennae。不同时期形成的恒星聚集体具有相似的原始质量函数（IMF）（Pudritz，2002）。

在银河系和其它星系的恒星形成于冷的（温度约 10～20K）、质量约 10^3～$10^{6.5}$ M⊙的自重力分子云，在云内嵌入年青星的红外线观察揭示它们的形成在高平均气体密度被称为群的小区内。在星体形成中近年主要进展之一是大多数星是在这样的群内形成恒星聚集体，而不是形成单个星体（Pudritz，2002）。

银河系最大和最近的（450pc）恒星聚集体是 Orion Nebula Cluster（ONC）。恒星聚集体中心的

气体被组成 Trapezium 群的四个发光和大质量年青星体的辐射和风所瓦解。ONC 有半径 0.2pc 的中心核，星体密度近于 2×10^4 星体 / pc^3，在延伸到 2pc 的较低密度星体晕包括约 2200 星体。1 pc＝3.26 光年＝3.09×10^{18}cm，是银河系我们所在区域星体之间的典型距离（Pudritz，2002）。

大多数银河系内的分子气体逐渐聚集在它们的最大分布上，即称为巨大分子云（GMC）。分子云能利用 CO 微量分子毫米波所探测和画图。银河系 CO 源找到 GMC 区质量 10^5～$10^{6.5}$ $M\odot$。GMC 具有不同的质量谱；分子云数量对每单位质量是云质量的能量律，$dN_{GMC}/dM_{GMC}\propto {M_{GMC}}^{-1.6}$。如果 GMC 是由较小的云碰撞和附聚而成，能量律指数－1.6 自然出现。GMC 空间尺度为 10～100pc，其中中等云（其质量处于 GMC 质量谱的中部）的质量 3.3×10^5 $M\odot$，半径 20pc，密度 180 / cm^3，柱密度 1.4×10^{22} / cm^2，或者等于 260 $M\odot$ / pc^2。在分子云内压力远高于围绕它们的 ISM 压力，$p_{GMC}/p_{ISM}\cong$20～30，由于这些云是自重力聚集（Pudritz，2002）。

外部星系内分辨分子云是困难的，由于它们离我们太远。然而，在银河系找到 GMC 质量谱。例如 Antennae（或称 NGC 4038 / 4039），中心范围有 800～8000 个年青星体，中等云半径为 4±1pc，近于球状聚集体。在其中有许多超聚集体，其质量 0.4×10^4～3.0×10^6 $M\odot$。这些聚集体产生超大质量分子云，CO 源探测到约 100 个超大质量分子云，其质量范围 10^6～10^9 $M\odot$。其能量律 $dN/dM\cong M^{-1.4}$，与银河系 GMC 的谱相符（Pudritz，2002）。

在 10^2～10^3pc 物理尺度上星际介质是一个微扰气体、磁场、宇宙射线和离子化辐射的贮库，它们影响分子云以及聚集体形成群的性质。然而，这些微扰来自星体风离子化辐射场的质量和能量输出，和超新星爆炸，这是在年青的恒星聚集体内大质量星体形成的标志（Pudritz，2002）。

Larson（1969）计算由星际物质形成恒星的过程（图 5.11）。研究起点不是星际物质，而是密度已经增大的云团，云团内六万氢原子 / cm^3。

图 5.11　拉森的太阳起源模型（基彭哈恩，1996）

a　初始云团半径为形成恒星的 500 倍。最初云团是透光的，气体不断向中心积聚，变成向中心密度增大的气体球。随之，氢全部结合成氢分子；b　经过 39 万年后，中心区密度变大使气体对辐射变得不透明、核部开始升温。升温部分仅为密度大的气体球的 0.4%；c　42.3 万年后，随着升温，坍缩暂仃，其质量只是参与坍缩过程物质的 0.5%；d 物质不断落入，核逐渐缩小，并不断升温。直到温度达 2000K 氢分子分解为原子，使核心再次收缩，收缩释放的能量使全部氢变成原子。新核心比太阳稍大。落下的外围物质进入新核心，一颗质量和太阳一样的恒星形成

通常星系中恒星的形成是一个缓慢的，稳定的过程，平均每年大约一个太阳质量的气体和尘埃变成一颗新星。矮星系的恒星突增则相对较短，只有 1～20Ma。在这期间恒星生成速度比银河系快 100 倍。由于恒星形成的速度加快，使其亮度急剧上升，可以像“类星体”一样灿烂。恒星突增是短暂的，周期仅数百万年。恒星突增的亮度集中在射电和红外波段。矮星系在恒星突增时期中充满着热的，年轻蓝色恒星的团块，它们处于一些更大的、更暗淡的、温度更低的老年红色恒星的包围之中。在恒星突增过程中，矮星系可能像旋涡星系一样明亮，而在平静时期它的亮度只有旋涡星系 1%或更低。所有恒星突增活动来自于小区域，直径通常几百到一千光年。其中有数百到数万颗明亮的 O 型和 B 型恒星。矮星系突增恒星的年龄处于 Wolf－Rayet 阶段，相当于年龄在 2～10Ma 的超过 25$M\odot$大质量恒星。在此阶段恒星以每秒数千公里的速度将自身最初物质的大部分喷射出去。在这些迅速运动的物质中，离子的发射线由于多普勒效应变宽；其光谱朝红色和蓝色两端扩展。在 NGC5253 里，恒星突增中最年轻的部分还不能在光学波段上被观察到，因为它仍然被形成它的气体和尘埃所掩蔽。详细研究发现它们射电和红外辐射源很集中，这使人相信在这个星团中仅在大约 3～6 光年直径的范围内聚集十万颗年轻的恒星。辐射源中的恒星的密度和大小与银河系和其他大星系中看到的密集的球状星团非常相似。银河系球状星团至少存在了几十亿年，其中有最古老的恒星。在 NGC5253 和其他矮星系中的恒星突增完全可能是正在形成的球状星团。

矮星系形成机制不同于大星系。矮星系的星际云密度不及分子氢的星云，不可能因重力吸引坍

缩产生恒星，也没有密度波或其他有组织的气体运动从而使星云坍缩。目前著名的模式是自增长随机恒星形成（Self－Propagating Stochastic Star Formation）。在这个模式中，星系某一部分中的恒星突增团引发星系另一部分第二次恒星突增。处于第一个活动中心的大质量恒星通过恒星风，离子化和其他能量活动扰动毗邻区域。然后气体坍缩使恒星突增。该过程连续发生，直到没有足够的气体可被年轻恒星影响。

星系突增是如何引发的是一个重要的问题，而且不同的星系有不同的答案。矮星系表现出相互作用的特性：它融合在其他大星系中，或吸收其他天体。在大星系中，近距离的遭遇也可产生恒星突增。虽然在一个星系里恒星几乎不会与另一个相碰撞，因为即使是在星系最密集的部分也有足够的空间。但是恒星间相互作用能大大地影响星系的气体云，使其受到震动，压缩和引力挤压等作用而破碎、坍缩并形成恒星。这些发生在大星系中的过程同样在矮星系中进行。然而，众多的矮星系常常遭遇的不是其他的矮星系，而是比它们更小的系统。正如俗话所说的：“大鱼吃小鱼”。 矮星系可以吃掉质量范围在一百万到一千万 $M\odot$的原子气体云，绝大部分是氢。例如，NGC5253 可能从星际空间“捕食”一个大约一百万 $M\odot$的小气体云，引发矮星系的恒星突增。

在恒星突增结束时，它产生大量的气体喷流物，呈现似贝壳、气泡、餐叉或烟囱形状。急剧的质量损失是所有大质量年轻恒星的特征，而质量较小和引力较弱的矮星系使喷发的气体运动更快，甚至全部逃逸。这使恒星突增是自动终止。恒星突增中形成的质量较小的恒星不能为超新星，演变成为暗弱的红色恒星后存在于矮星系中。星系回复到平静的状态。

3　银河系的演变

银河系（Galaxy，Milky Way）是个直径 10 万光年，厚约 300 光年的盘状物（图 5.12）。银河系绕银心公转一周约 2 亿年。银河系近中心的球形区称为银核。银核之外是银盘，其半径约 65000 光年。银河系内比较年轻的恒星位于“银盘”中，含重元素较多。银盘外近于球状的区间称做“银晕（halo）”，许多老的恒星，包括球状星团散布其中。它们的组成与太阳相比，重于氦的元素较少，常不及太阳的 10％。银河系内星际间的发光云表明恒星之间并非空无所有。银河系有大量直径约 100μm 的星际尘，化学组成和太阳相近，但密度为太阳的 10^{-24}。

银河系的中心在人马座，被大量的气体和尘埃云所遮掩，有从射电到γ射线的宽广发射谱。银心的直径约 30 光年，其总光度是太阳光度的 1000 倍。有两个射电源：人马座 A 东和人马座 A 西。人马座 A 东具备超新星遗迹的所有特征。人马座 A 西是两类射电辐射的复合：热气体云的自然辐射，和来自人马座 A 西中心的接近光速电子产生的同步辐射。后一射电辐射源称为人马座 A*，是银河系最强的射电源，其光度 10 倍于太阳光学光度，更特殊的是辐射来自小于 30 亿公里的区域内。射电辐射不具有脉冲特征，其强度远大于脉冲星、双星 X 射线源；又不具备超新星遗迹的膨胀速度；该源静止在银河系中心。同时，人马座 A*与 IRS16 红外源集团位置重合，红外辐射计算出中心质量在 500～800 $M\odot$。

图 5.12　　银河系的结构（卢米涅，2002）

a：侧视图；b：俯视图

Eggen 等（1962）提出银河系形成图象（ELS 模式）。银河系是一个质量约为太阳千亿倍的分立云团。随着密度加大，由湍流使物质逐步成形。它与一切物质一样有自转运动。通过坍缩和密度增大形成次级云团。之后演化成最早的恒星，最早的恒星主要是氢和氦。当大质量恒星走向超新星爆发，才会增加更重的元素。这时，原始银河系云团还处于球状时期，银河系园盘尚未形成。所以，老的恒星处于银晕中。随着演变继续进行，星际气体中重元素不断增多，尘埃颗粒形成。不久，自转运动明显增强，密度变大的气体和尘埃离开球状银晕中的恒星和星团，形成了园盘状的聚集物质。随银盘密度加大，近期恒星，包括太阳继续诞生。ELS 模式认为球状星团在快速坍缩早期形成，应

在 2 亿年产生；但观测表明有的球状星团比另一些年轻几十亿年。Searle 和 Zinn（1978）提出银河系外部的晕由缓慢捕获不同年龄小星系而形成。对于银晕，发现有两种组成，一种与银盘无任何动力学联系，另一种与银盘有关，可以用 ELS 模式来解释。Helmi 等（1999）提出靠近太阳的贫金属 8%晕星具有简单相干结构，是与银河系几乎同时形成。Lee 等（1999）则认为银河系中星体的最亮球状聚集体是另外的球状矮星系的残存核。

对于银心，一般认为由三重结构组成：外部有一个温暖的气体盘，以及延伸到距中心 530 光年的“冕”，冕中聚集着许多物质团，盘的内缘被中心辐射源强烈加热；中层在冕以内半径 5 光年区域中有总质量 200 万 $M\odot$的恒星组成的非常致密的星团；最内部是一个质量为 300～600 $M\odot$，缓慢吸积着的黑洞。

4　宇宙的起源

远古以来，宇宙的起源就萦绕着人们，有各种各样的想象：宇宙起于混沌、来自双亲、从虚空中创生、由人格化的神所制造、以及宇宙没有开端和宇宙处于轮回之中，周期的死去，又像火凤凰一样以新的形式再生。对于科学家而言，只能接受经过实验或观测检验过的事实。基于 20 世纪的研究，特别是通过最大和最小目标的两大科学前沿——恒星和星系的天文学研究和基本粒子研究，提出统一两者的大爆炸模式，即宇宙的起源模式。这是 20 世纪的重大发现之一。

4.1　“红移”和哈勃定律

大爆炸理论的最早证据来自美国天文学家 Hubble（哈勃）。Hubble（1929）对遥远星系中星光颜色研究中，发现星光呈现系统地“红移”。 “红移”是星光中某原子的谱峰位置比地球上相同原子的峰值发生系统地移向红区方向。这可以用多普勒效应加以解释。根据多普勒效应，当声源，例如火车头的笛声等，离我们远去时笛声的频率降低。与之类似，当光源离开观测者远去时，光波频率降低，观测到的可见光向红区移动，这称为“红移”。相反，如果光源朝观测者驰来时，光波频率升高，出现“蓝移”。所以，哈勃发现的“红移”现象，说明这些星系远离我们而去。同时，根据测定的这些星系与地球的距离，哈勃发现星体越远，离我们远去的速度越快（图 5.13）。这称为哈勃定律：

$$cz=\mathrm{H}r \qquad (5.1)$$

式中 c 为光速，z 为星系的红移量，H 为哈勃常数，r 为星系的距离。

图 5.13　　哈勃定律的图解（巴罗，1995）

Chen 等（1999）报道用谱学方法确定的星系红移（z）可能达到 6.68，是距我们最远的天体。Blundell 和 Rawlings（1999）报道具有高度红移的射电星系，可能是中心黑洞的等离子体喷流产物。它们反映宇宙的早期演化。

4.2　宇宙膨胀

哈勃发现的事实说明宇宙在膨胀。必须说明的是，你和我都没有膨胀，地球没有膨胀，太阳系没有膨胀，实际上银河系也未膨胀，甚至星系也不膨胀。它们由化学力或引力束缚在一起。只有我们超出星系团的尺度时，我们才发现膨胀。所以，宇宙的膨胀是星系团之间的空间在膨胀。

如果宇宙在膨胀变大，我们倒转时间的方向，就会发现宇宙是从某个更小更密的状态，从接近零尺度的时刻变化而来。这个表观的初始时刻，被称为大爆炸时刻，距今约为 150 亿年。

那么，宇宙膨胀是否会无限期地进行下去？举个例子，如果我们朝上扔一块石头，地球物质对它的引力使它终归要回到地上。如果我们以超过 11km / s 的速度发射导弹，就可以克服地球物质对它的引力，这就是火箭的临界发射速度。据此，1922 年 Friedmann（弗里德曼）设想可能出现三种状态（图 5.14）：① 开始的膨胀速度远大于临界速度，则膨胀不会仃止，宇宙将永远膨胀下去。同时，引力难以把局部物质拉在一起，形成星系和恒星；② 开始膨胀速度小于临界速度，宇宙的膨胀将仃止，并转为收缩，直到恢复为零。但这一状态至今也未出现；③ 开始的膨胀速度接近临界速度，

膨胀不断进行。看来，这与实际宇宙状况比较符合，已经膨胀了 150 亿年，仍然接近于临界速度。

图 5.14　闭宇宙可能出现的三种状态（巴罗，1995）

这样，宇宙在膨胀时也应有一个临界发射速度。而临界发射速度则取决于宇宙的引力，更具体地说取决于宇宙的物质总量。若物质密度足够地大，这将使宇宙膨胀走向终止；若密度太低，那么宇宙将永远膨胀。宇宙学家把宇宙的实际密度与临界密度之比，称之Ω。

另外，若Ω正好是 1，那将是宇宙起源的现行理论的一个胜利。按照这一理论，宇宙诞生后，即被“暴涨”而扩大，像个巨大的气球；当宇宙因暴涨而急速膨胀时，空间应变得较少弯曲，看上去应是平直的。爱因斯坦的引力理论把空间曲率跟宇宙中的物质联系起来，得出一个平直宇宙的结论。他的理论表明，Ω应正好为 1。

数十年来天文界一直企图测定Ω值。人们把能见到的所有天体都加起来，其结果太小。星系团引力效应的研究表明（表 5.4），在宇宙中至少存有 10 倍于发光天体质量的暗物质。但是即使把所有这些暗物质都放入方程，仍不能使理论家感到满意。

现在，天文学家考察清点宇宙物质的能力大为提高。但是，物质的总量不足以产生平直宇宙。Burles 和 Tytler（1996）等应用类星体的光被星系际氢云吸收来测量原始氘的丰度。这些云绝对没有包含恒星，所以这些氘云只能是由大爆炸产生的。Burles 和 Tytler（1996）的发现意味着普通物质的平均密度占要使宇宙平直所需要的数量的 4～7％之间。

表 5.4　宇宙中不同类型物质的Ω值（Krauss，1999）

类型	组成	主要证据	Ω的近似分布
可见物质	普通物质（主要是质子和中子）形成的恒星、尘埃和气体	天文望远镜观察结果	0.01
重子暗物质	暗不可见的普通物质，或棕和黑矮星（厚重密实晕圈物体，MACHOS）	大爆炸核合成计算和观察氘丰度	0.05
非重子暗物质	奇异粒子，如中微子，弱相互作用重粒子（WIMPs）	可见物质的引力不足以解释星系团内星系和星系内恒星的轨道速度	0.3
宇宙“暗物质”	宇宙常数（空空间能量）	微波背景显示宇宙是平直的，但重子和非重子物质不足以大到使它平直	0.6

天文学家在研究宇宙中最大的引力束缚物体——星系团时探测物质的密度（表 5.5）。德国普朗克天体物理研究所的 White（1993）年搜集了几个星系团的资料，推论出明亮物质占物体总质量的 10～20％。与测量氘所得的结果结合起来，意味着团集物质（包括质子和中子以及更多的异粒子，如暗物质候选物）的总密度占使宇宙平直所需要的 60％。

最近，天文学家发现可以利用遥远超新星来测量宇宙自大爆炸以来膨胀变化的程度，进而了解宇宙物质总量。从超新星爆发的光亮度可以推算出它离地球的距离。这一距离为探测宇宙膨胀是加速还是减速提供了一种量度。

1997 年 3 月智利美洲天文台的 4 米望远镜观测到比肉眼能见度暗 1000 万倍的一颗超新星。这是 55 亿年前的一个超新星爆发的信息。Perlmutter（1997）等根据该超新星爆发的光信息，认为宇宙膨胀不是在减速而是在加速。超新星的相对亮度表明，即使在一个物质很少的宇宙中，它们的距离比预测的还要远 10％到 15％，说明在过去的数十亿年中，膨胀在加速。他们分析已发现的 65 个超新星事例中的 40 个，这些数据表明，Ω值远小于 1。随后，其他科学家公布更多证据，支持宇宙加速膨胀的观点。并且认为，应考虑宇宙学常数，即宇宙斥力λ。λ是一种奇怪的力，出自虚粒子，

弥漫于整个宇宙空间。它为制止宇宙膨胀的加速提供所需的“力”。更妙的是，将λ跟Ω相结合，就能保证现行理论所要求的平直空间，即Ω＋λ＝1。 然而，宇宙加速膨胀的观点也受到质疑，认为这些测量处于误差范围之内。

表 5.5　宇宙物质密度推断值概表（Krauss，1999）

观察结果	Ω物质
宇宙年龄	＜1
质子和中子密度	0.3－0. 6
星系团集	0. 3－0. 5
星系演化	0. 3－0. 5
宇宙微波背景辐射	≤1
超新星Ⅰa 型	0. 2－0. 5

所有的弗利德曼的解都具有一个特点，即在过去某一时刻，即大爆炸时刻，邻近星系距离为零。这时宇宙的密度和空间－时间曲率都是无穷大。数学不能处理无穷大。这表明相对论预言有奇点。

4.3　宇宙微波背景辐射

1948 年移居美国的俄罗斯人 Gamow 与他的研究生 Alpher 给出宇宙热状态的早期图象。Gamow 颇有幽默感，他说服核物理学家 Bethe，把他的名字加入作者名单。这样，三位作者的字首成为α、β、γ，三个打头的希腊字母，使之特别适合这篇关于宇宙初始状态的论文（Alphe 等，1948）。他们认为，如果宇宙始于热而密状态的大爆炸，今天应留有爆炸时的辐射痕迹。特别是在宇宙爆炸后几分钟，高温形成的核反应产物。Alpher 和 Herman（1948a；b）预言，大爆炸的残余辐射由于宇宙膨胀而冷却，现今的温度约为 5K。美国贝尔实验室 Penzias 和 Wilson（1965）发现在宇宙中存在着一种无法解释的噪声，他们把这些噪声解释为大爆炸的残余辐射。它相当于 7.35 K 的微波辐射，或 2.7K 的温度。十分接近 Alpher 和 Herman 的估算值。这被称为“宇宙微波背景辐射”（图 5.15）。为此，Penzias 和 Wilson 获 1978 年诺贝尔物理学奖。需要提到的是前苏联物理学家 Shmaonov 在 1957 年用俄文报导天空的微波信号，温度介于 1K 到 7K 之间。但他本人和其他任何人都不了解其重要意义。直到 1983 年 Shmaonov 才知道有关大爆炸的预言，以及 Penzias 和 Wilson 的发现。这已经是 Penzias 和 Wilson 为此发现荣获诺贝尔奖金之后的第五年。

图 5.15　宇宙微波背景辐射的观测结果（方励之，1989）

这一发现使人们更加注意大爆炸模式。进一步研究表明，宇宙微波背景辐射在所有方向强度相近，其精度至少高达千分之一。并且，它的强度具有黑体辐射特征。但是，也有人怀疑这是地球大气记录下各种事件的结果。对此，美国宇航局的宇宙背景探测器（COBE）卫星进行地球大气外的观测。COBE 获得自然界最完美的黑体辐射谱。随后，U－2 飞机用来探测辐射强度的系统变化。结果表明，相差 180°方向上辐射强度呈余弦变化，这恰似人在暴风雨中奔跑，前胸最湿，而后背较干。这发现被称为“天空大余弦”，证实我们以及本星系团正相对于宇宙微波背景辐射而运动。

1992 年 COBE 卫星观测到天空微波背景辐射温度的微小变化，发现在探测角大于约 10°的天空有十万分之一的差别，说明宇宙在不同的方向上膨胀稍有差别。膨胀较快的方向辐射将较弱较冷。

哈勃发现宇宙膨胀后，宇宙“热寂”理论曾流行于天文学家中。热寂理论认为，随着宇宙的膨胀万物走向无序状态，热辐射变得越来越冷，最终没有恒星、行星、生命……。20 世纪 30 年代 Jeans（金斯）和 Eddington 两位天文学家大力倡导这一理论，使得尽人皆知，甚至在广告中有这样的词句：世界末日即便不是近在眼前，至少也是正向我们走来”。这也得到 Russell（罗素）的支持。

对此，有人提出过去宇宙的总熵越来越小，但永远不能达到零。另外，有人提出随时间的流逝，整个宇宙熵不断增加，而宇宙内局部区域的熵却减少。例如，地球的生物圈。最后，多数学者认为，

虽然宇宙的总熵增加；但实际上熵增加得很慢，或者说，离开完全热平衡的“热寂”状态十分遥远。尽管宇宙已膨胀了 150 亿年，却仍处于高度有序状态。

另一个重要的假说是“稳恒态”宇宙理论。Bondi 和 Gold（1948）、Hoyle（1948）提出稳恒态宇宙理论。50 年代，这一理论曾与大爆炸理论发生激烈争辩。它的特点是：宇宙在任何时候，平均说来始终保持相同的状态，没有开端。物质不是创生于一瞬间，而是以一个适当的速度不断创生。创生速度正好与因膨胀变得稀薄的效果相平衡。从而使宇宙物质的密度不变。创生速度很小，在 100 亿年中一立方米体积大约创生一个原子。1965 年微波背景辐射的发现，使争论平息。稳恒态宇宙理论难以解释这样的热辐射，因为稳恒态宇宙从未经过这样的热状态。之后，射电天文学提出强射电源星体的演变，而高温高密度宇宙中化学元素的起源研究成功地解决氦的丰度，与大爆炸预期结果相符，更证实宇宙最初三分钟核反应的结果。然而，20 世纪 90 年代当代某些一流天文学家又猛烈批评大爆炸理论，维护稳恒态宇宙理论。其要点有：1 视界：光速是有限的，宇宙创生至今的时间也是有限的。在这有限的时间内，光只能传播有限的距离，这个距离称为视界。我们可以看到某一方向视界内的区域，和相反方向视界内的区域；而两个区域彼此看不到，因此他们现在没有任何因果联系。而大爆炸的膨胀使这两个区域在整个历史阶段从未有过因果联系。但是，却观测到从两个方向来的宇宙辐射是一样的。这意味着这两个毫无因果联系的区域在宇宙初始时刻是相同的；2 平度：大爆炸模式认为，随着时间的推移，宇宙会变得越来越弯曲。但是观测表明，我们能看到的宇宙空间几何是极其平坦的。要形成这样的状态，要求宇宙开始时其平度精确到 $1/10^{60}$ 以内；3 大爆炸模式解释当前观察到的大尺度结构时，必须假设早期宇宙存在物质密度的微小扰动，但是大爆炸模式不能给出扰动的原因，只能假定为初始条件。总之，大爆炸模式是如此的依赖初始条件，实在令人费解。

4.4 宇宙的大爆炸模式

宇宙大爆炸模式的基本观点是宇宙整体起源于最初的奇点（Hawking 和 Penrose，1971），那时处于高温高密度的原始态；随后不断膨胀冷却形成今日的宇宙万物。大爆炸模式是一个彻底的演化模式。即一切事物起源于原始的一种事物，演化是从简单到复杂。正像老子所说：“天下万物生于有，有生于无”；“道生一，一生二，二生三，三生万物”。

图 5.16 宇宙大爆炸模式的简图（方励之，1989）

图 5.16 简单表示出宇宙“有生于无”的基本过程。各主要宇宙阶段的时间如下：

1 宇宙创生期或普朗克（Black）时期（$0\sim10^{-44}$ 秒）：用宇宙引力理论或量子宇宙理论描述这一时期的动力学。

2 宇宙极早期（10^{-35} 秒之前）：强力、弱力和电磁力大统一，宇宙膨胀极快。存在暴胀阶段。宇宙不对称性开始出现，基本粒子，例如，胶子等形成。

3 一秒之前：温度降到约 100 亿度，大约是太阳中心的 1000 倍，即氢弹达到的温度。这时出现的主要是光子、电子和中微子，以及它们的反粒子，还有一些质子和中子。

4 宇宙早期（100 秒之前）：也称为核合成时期。质子和中子核反应形成轻元素。例如，^{2}H、^{4}He、^{7}Li 等。几小时后核反应仃止。

5 近期：当宇宙年龄达十万年时，温度下降到 4000K，宇宙变得透明。之后，从均匀状态演化到有结构状态。出现有略比平均更密集的区域，膨胀因引力作用变缓，收缩时出现旋转，星体和星系逐渐形成。

6 目前：宇宙冷却到 3K，年龄约 150 亿年。恒星走向红巨星、白矮星或中子星、黑洞。在超新星爆发时，把星体外壳抛出，并形成重元素。太阳中包含约 2％重元素，应为第二或三代恒星。

大爆炸模式的主要依据有：

1 星系团有系统红移。距离越大，红移越大。

2　已知最老恒星、陨石年龄都不超过 150 亿年。

3　宇宙的微波背景辐射，相当于 3 K 热辐射。

4　各种天体 ^{4}He 丰度大体一样，约为 30％。

过去认为，宇宙年龄大约是 120 亿年，而球状星系中的古老恒星的年龄为 150 亿。这些年龄是根据哈勃望远镜的观测资料得出，运算时以大麦哲伦云（LMC）为基准。利用 Hipparcos 号卫星对 200 多个造父型变星的距离进行测定，发现比以前认为的要远 10％。所以，宇宙年龄应当是 130 亿年，不是 120 亿。对于球状星系，如果它们很远，其中的恒星必然亮度很大，那就不会是古老的，其年龄最多 110 亿年。

在寻找宇宙大爆炸的最早期证据时，我们遇到了很大的困难，宇宙非常有效地复盖以前的痕迹。然而，最根本的是我们并不了解在极端的温度和密度下物质的行为。目前，很难模拟宇宙开始膨胀时最初 0.01 秒内的种种条件。看来，可以把 1 秒当作宇宙史的分水岭。在最初的 1 秒钟之后，宇宙的温度已经低到利用地球上我们现有的实验和理论可以解释的程度。而在 1 秒钟之前，主宰宇宙进程的是基本粒子。所以，最大尺度的宇宙学和最小尺度的基本粒子走到一起。宇宙学家期望基本粒子物理学家能阐述在极高温度下的物质和辐射的规律，以之展示接近宇宙最初一瞬间的历史。基本粒子研究者则企图以宇宙的早期行为来作为检验基本粒子理论正确与否的实践标准。20 世纪 80 年代以来两者联合行动，向共同的目标发起总攻。

4.5　中微子

在超新星爆发和恒星内部核反应中，中微子起着关键作用，人们称之为点火器和控制器。

放射性元素放射出的β射线是电子流。电子是粒子，因此β射线的能量变化应该是不连续的，但是β射线的能量变化却是连续的；并且发现原子核发射电子前后能量和动量均不守恒。面对这些矛盾，1930 年奥地利年轻物理学家 Pauli 大胆提出，能量守恒和动量守恒是成立的，在β衰变中不仅放出电子，同时还放出难以探测的中性微粒，它带走了原子核释放的能量。Pauli 的预言深受物理学家 Fermi 的欣赏，并取名为中微子（neutrino）。宇宙内中微子无处不在，平均 100 个中微子 / cm^3。中微子像幽灵一样，在放射性衰变中出现，也参与核聚变反应。它呈电中性，不受电力和磁力的影响，也不为核力所左右。中微子与任何形式的物质的相互作用都极其微弱，可以很容易穿透地球。事实上就在在阅读的一瞬间，就可能有许多中微子正在穿过你的大脑。

中微子种类可以用来确定极早期宇宙中辐射和物质的总密度，并决定宇宙膨胀的速度。中微子研究可用来考虑宇宙最初 1 秒到 3 分钟之间的详细过程。在 1 秒钟之前，温度过高使元素刚形成立即瓦解。在 1 秒至 3 分钟，温度足以使中子和质子聚合发生核反应，形成轻元素。在 3 分钟以后温度已太低，核反应难以进行。在讨论核反应的结果时，需要知道质子和中子的比例。1 秒以前存在等量的质子和中子，那时的弱相互作用使质子和中子互相转化，两者数目保持平衡。在 1 秒以后，对弱相互作用而言，膨胀的速度变得太大，质子转化为中子比中子转化为质子稍困难，因为中子较重，产生中子需要更多的能量。当弱相互作用仃止时，中子与质子有固定的比值，即 1：6。最初的 3 分钟内，当温度下降到 10^9 K 以下核反应启动。中子和质子聚变为氘核、氦核和锂核（图 5.17），全部物质中有 22％变为氦，剩下的主要是氢，^{3}He 和 ^{2}H 有十万分之几，还有百亿分之几的锂。上述认识是基于宇宙中只有三种中微子。如果存在四种中微子，宇宙膨胀速度将增大，将有更多的中子，更高的氦丰度。对宇宙各处的天文观测，证实氢、氘、^{3}He 和锂的丰度与上述假定相符。而欧洲核子研究中心（CERN）的实验表明中微子的种类为 2.98±0.05 个。欧洲核子研究中心 Rubbia（卢比亚，1983；1984）教授等人在高能中微子实验中发现 W^+、W^-和 Z^0 粒子，证明了弱电统一理论，获得 1984 年诺贝尔物理奖。现在人们已发现六种中微子，即与电子相联系的电子中微子π，与μ子相联系μ子中微子，与τ子相联系的τ 子中微子，以及它们各自的反粒子。

图 5.17　　宇宙大爆炸后最初 3 分钟的核反应（巴罗，1995）

为了测定太阳发出的中微子，进行长期的科学实验。Davis 等首先使用 600t 四氯化碳液体的 ^{37}Cl 探测器，其结果仅为理论预测的 40％。这被称为“中微子失踪之谜”。 “中微子失踪之谜”促进理论和实验的进展。Gribov 和 Pontecorvo（1969）提出，如果中微子有质量，不同中微子之间可能发生振荡，从而导致太阳发出的电子中微子转化为其它中微子。但是，这一认知当时几乎无人相信。

之后，日本东京大学小柴昌俊（Koshiba）用放在神冈町地下 1000m 深的矿井中 2140t 水的 KamiokandeⅡ装备进行质子衰变实验，但未成功，又用来测定 ^{8}B 太阳中微子。其结果证实 Davis 等人的实验，并支持中微子振荡的可能性。1987 年他们第一次记录到超新星 1987A 爆发时的中微子事件，获得超新星爆发的一系列新信息。接着进行的 GALLEX 和 SAGE 计划用镓作为探测器，探测低能量的中微子。GALLEX 的探测器是 30t 氯化镓和盐酸的胶体溶液；SAGE 则用液体金属镓探测，开始是 30t，后来又到 60t。另外，加拿大 SNO 用 1000t 重水和光电倍增管，其他科学家在重水中溶入石盐，以加入 ^{37}Cl；以及用 0.1Kg 超纯液体闪烁器（每克含 10^{-16} 克纯度的铀和钍）测定 ^{7}Be。最后，Davis 和小柴昌俊由于在中微子探测上的开创性贡献获得 2002 年诺贝尔物理学奖。

目前科学家最关心的是中微子静止质量。过去认为中微子质量为零，以为只有这样它才能以光速在真空中运动。1980 年，前苏联物理学家特列基雅科夫利用磁谱仪实验测定电子反中微子静质量约 34 电子伏特。天体物理学家也得到相同的结果。1980 年 4 月，美国物理学家莱因斯从 200 万 kW 核反应堆中引出电子反中微子流，照射距反应堆 11.2m 的 268kg 重水，发现反中微子减少一半，据此判断中微子可能发生振荡。如果中微子在两个状态之间振荡，说明它具有静止质量。小柴昌俊利用有 11200 个光检测器的改进超级 KamioandeⅡ探测仪，用装满 5 万吨水的地下水槽观测大气中的中微子，历时两年多，观测太阳中微子丢失（Kearns，1999）是由于通过大气层和地球时，大量μ中微子转变为难以探测的τ中微子；并有振荡现象。他们推断较重中微子的质量为 0.03～0.1 电子伏，比电子质量 511000 电子伏小得多。如果中微子具有静止质量，将对现代物理学和宇宙学的许多重要理论产生巨大冲击，过去以中微子质量等于零为基础的认知都必须修改。

4.6 暴胀理论

大爆炸理论有着固有的矛盾（佯谬）之处，在考虑早期的宇宙尺度时遇到麻烦。宇宙尺度可以用辐射温度或年龄两种方法得出。根据热力学定律，随时间推移，区域中辐射所指示的温度反比于体积而下降，这样，可以利用辐射温度来量度可见宇宙的大小。选择宇宙开始膨胀后约 10^{-35} 秒的时刻，温度约 3×10^{28} K。这时，三种自然力统一，产生 X 粒子和磁单极粒子。另一个时间选择目前，即膨胀开始后约 10^{17} 秒，温度为 3 K；比第一个时刻下降 10^{28} 倍。所以，第一个时刻宇宙半径是比今日的可见宇宙小 10^{28} 倍的球。今日宇宙尺度可由年龄乘以光速得出，约为 3×10^{27}cm。这样可以算出，在 10^{-35} 秒时，可见宇宙的半径为 3 mm。听起来这值太小，但是，如果从年龄计算却是太大了。因为按今天宇宙的计算方法，即年龄乘以光速，或者说 10^{-35} 秒乘以 3×10^{10}cm，可见宇宙只应有 3×10^{-25}cm。这个计算结果比 3 mm 小 10^{24} 倍。显然，两种方法的结果有矛盾。

还有，按照 3 mm 尺度的考虑，早期宇宙微观能量场上只要有取向失配之处，就出现稳定的磁单极。这样，就必然有极多的磁单极。这称为磁单极问题。对此，美国粒子物理学家 Guth（1980）等人提出一个解决办法，既暴胀（inflation）观点。他提出宇宙在早期有一段时间膨胀较快，从 10^{-35} 秒到 10^{-33} 秒存在加速膨胀。在这段时间内，宇宙膨胀 10^{30} 倍。由于膨胀从 3×10^{-23}cm 开始，而 3×10^{-23} 尺度太小，仅含一或零个磁单极。所以，目前磁单极极少见。而加速膨胀的结果正好达到今日宇宙 3×10^{27}cm。暴胀把 Ω 的可观测值推向 1，使宇宙变得平直。

暴胀理论的加速使膨胀宇宙非常接近于区分永久膨胀和转向收缩的临界速度。这也为我们的宇宙接近临界速度状态提供解释。更有意思的是，COBE 卫星观测到来自早期宇宙尚未充分发展的涨落的谱，与暴胀理论预言相符，即涨落的谱向零靠拢。

4.7 宇宙年龄

宇宙年龄测定是宇宙学长期存在的难题之一。天文学家假定星系都从同一地点出发，从测量星系速度中可以计算出星系到达现在位置所花费的时间。近似考虑时可以忽略引力减速；认为宇宙以

恒速膨胀，时间间隔正好是星系间距离与所测得的分离速度之比，即著名的哈勃常数 H 的倒数。哈勃常数的值越高，膨胀率越快，宇宙越年轻。

哈勃（1929）首次估算出哈勃常数是 550 km s^{-1} MPc^{-1}（1 MPc^{-1}＝3.09×10^{24}cm≈300 万光年），即两个分离距离 1 兆秒差距（约 300 万光年）的星系正以平均 550km / s 的速度飞离。这值意味着宇宙年龄为 20 亿年。我们的星系中最古老的恒星是球状星团。有些处在星系的边缘，它们的年龄估算为 150 到 200 亿年范围。

Krauss 和 Turner（1995）重新估算球状星团的年龄。结论是最古老的也只有 125 亿年。仍与平直的、由物质所支配的宇宙年龄不一致。近年欧洲太空局发射 Hipparcos 卫星，测量邻近 10 万多颗恒星的位置，现在看来在观察误差限度内球状星团年龄为 100 亿年，恰好接近与宇宙年龄一致。

4.8 动的宇宙观和宇宙常数

哈勃发现遥远的星系正离开我们而去。这证明爱因斯坦的广义相对论对宇宙的预言：宇宙不可能是静态的。或是星体间引力把它们彼此拉紧，或者它们四散分离。

在 1915 年爱因斯坦发表广义相对论之前，天文学家和哲学家从未考虑宇宙的动静问题。爱因斯坦的广义相对论与牛顿力学不同，能对宇宙整体作出描述。对于爱因斯坦的方程式，人们仅能获得简单解。幸运的是，这些简单解相当好地描述宇宙。最初爱因斯坦以他的方程来揭示宇宙性质时懊恼地发现，方程要求随时间流逝宇宙或膨胀，或收缩。爱因斯坦深感困惑。当时他缺乏“宇宙并非静止”的认识，于是在数学上引进一个附加斥力 λ 以对抗引力，从而得出“爱因斯坦静态宇宙”。

Friedmann（1922）研究广义相对论后认为，爱因斯坦犯了一个关键性错误。静态宇宙是他修改后方程的一个解，但不是唯一的解。而别的解描述膨胀宇宙。Friedmann 把结果寄给爱因斯坦。起初爱因斯坦以为 Friedmann 错了。但是，他很快认识到修改的方程不能得到静态宇宙。而他引进的斥力项，即宇宙学常数 λ 是没有意义的。多年以后，他把这件事称为“我一生中的最大失策”。正是这件事，使发现宇宙膨胀的荣耀归功于 Friedmann。令人惋惜的是 Friedmann 未能活到 7 年之后哈勃证实他的预言。他死时仅 37 岁。

然而，宇宙学常数 λ 是否没有意义？20 世纪 30 年代物理学家 Dirac、Feynman 和 Schwinger 等人都表明：空的空间比任何人以前想象还要复杂。基本粒子会从“无”中突然产生，又突然消失。这些基本粒子被称为虚粒子，它们与宇宙学常数 λ 有关。同时，虚粒子精确地担负起与宇宙常数相联系的能量。但是，所有试图计算 λ 值的人，都取得大得荒唐的值，或者得出无限多个值。综合许多的调查结果，说明要使宇宙平直，需要宇宙常数贡献 40－70％的能量。

Perlmutter 等（1998）用“引力透镜”现象去测量 λ 值。当遥远星系的光穿过其他星系到达地球时，中间星系的引力使途经的光线弯曲，形成遥远星系的多重像，即引力透镜像，且能为望远镜所观察到。利用爱因斯坦的引力理论可估算出，能在夜空中看到多少这种像。Perlmutter 等研究表明，从某些类星体的测量，揭露出可能有 6 个引力透镜，得出了 λ 值的上限－0.7。随后，射电星系的测量结果也给出相近的数据。这样，Ω 值的下限在 0.3 左右。这两个数字都跟上述超新星的观测结果相吻合，它们之和正好为 1。看来，宇宙将永远膨胀下去，并是平直的。宇宙的伟大设计确实是简洁而美。

4.9 宇宙的开端和大统一理论

发现微波背景辐射之后，大爆炸思想逐步深入发展。人们开始注意宇宙的奇点开端。对此，Penrose（彭罗斯）利用几何学来解答。Penrose（1968）利用广义相对论中光锥行为方式和引力总是吸引物质的事实。提出坍缩恒星在自己引力作用下被陷入一个区域内，其表面积最终缩小为零，所有物质被压缩在零体积的区域内。这时物质密度和时空曲率变成无限大，这一奇点是黑洞。当时正在读博士的 Hawking（霍金）看到 Penrose 的文章后，意识到如果把 Penrose 的时间方向颠倒，把坍缩变成膨胀，即 Friedmann 的膨胀也必须从奇点开始。

目前我们的理论知识和实验技术都不能对宇宙的开端给出必要的指示。宇宙膨胀后 1 秒钟，宇宙冷却达到的条件已能用在地球上得到检验的物理学来描述，并且拥有那时候遗留下来的直接证据。

在膨胀开始后的 10^{-11} 秒，其条件与地球上最大的粒子对撞机条件相近，但宇宙条件我们不能模拟。这些研究是在爱因斯坦引力理论下进行，虽然我们对基本粒子，它们的相互变化以及它们对宇宙膨胀有何影响都不清楚。而到膨胀初始 10^{-43} 秒，即“普朗克时期”，爱因斯坦理论遇到困难，宇宙被量子理论所主宰。这时，三种力和引力必须统一到一个理论中去，这一理论联系着量子理论。在 10^{-43} 秒之前，宇宙尺度小于它的量子波长，这时整个宇宙被量子不确定性所统治。

建立四种力的统一理论实质上是建立量子引力理论。引力理论（广义相对论）和量子理论的统一是十分困难的。引力的普遍结论是：引力场中不同位置不同速度的钟将测出不同的时间。所以，精确测时，则必须知道钟在引力场的位置和速度。而量子理论断言：原则上不可能同时精确掌握任何事物的位置和速度。两者结合的结论是：原则上不可能精确测时。定量地说，时间测量精度不能超过

$$t_p=\frac{(hG)^{\frac{1}{2}}}{c^5}=5.3908\times10^{-44}s \qquad (5.2)$$

长度测量精度也不可能超过

$$l_p=\frac{(hG)^{\frac{1}{2}}}{c^3}=1.6161\times10^{-33}cm, \qquad (5.3)$$

t_p 和 l_p 分别称普朗克时间和普朗克长度。

随着基本粒子物理学的介入，1973 年发现物质在极端条件下行为的有关理论。过去认为，当能量和温度增高物质相互作用将越来越强，越来越复杂。然而，高能粒子的高能相互作用表明，随升温相互作用减弱，变得更为简单。这被称为“渐进自由”，即随能量无限增大，粒子间相互作用逐渐消失，它们的行为仿佛处于自由状态下一样。

沿着爱因斯坦的统一理论道路前进的物理学家，1970 年 Glashaw（格拉肖）推广 1967 年 Weinberg（温伯格）和 Salam（萨拉姆）的理论，得到电磁力和弱力（与放射性相伴的力）的统一，三人同获 1979 年的诺贝尔物理奖。70 年代 CERN 发现该理论预期的两个基本粒子，证实这一观点。目前，科学家正企图把强力（核力）也统一进来。研究认为，自然力的强度随环境温度而变化。理论预测电磁力、弱力和强力在极高的能量下，例如，10^{15} GeV，或 10^{23} K 温度时将大致相等。这相当于宇宙最初 10^{-35} 秒的状况。

上述的大统一理论能解决不同强度的力的统一，但仍需考虑另一个问题，即不同力作用在不同类型基本粒子上的结果。为了全面统一这些基本粒子，它们应当能相互转化。这要求存在大质量的新的传递物，它们仅在高温下由粒子碰撞产生。理论预测将出现两类新粒子：X 粒子和磁单极粒子。

X 粒子可以把物质变为反物质，这使大统一理论可以解释宇宙的一边倒现象，即只有物质而没有反物质。宇宙初始时，物质和反物质是均等平衡的。依靠 X 粒子及其反 X 粒子的衰变速度的差别，导致出现一边倒的实际宇宙。

磁单极粒子却给宇宙学带来很大的麻烦，这被称为磁单极问题。没有观测证明磁单极的存在。如果宇宙到处有磁单极，它将使宇宙的膨胀比实际减慢 10 亿倍，密度增加 10 亿倍。

4.10 时间

时间对于宇宙起源有着重要意义。对于宇宙而言，时间是一个历史性的难题，有两种可能：① 宇宙在某一时刻诞生；② 宇宙和时间同时诞生，宇宙开端之前，时间也不存在。

关于时间，人们是以自然事件来度量的。无论是地球引力场中钟摆的往复运动，日咎上的影子，沙漏，以致于铯原子的振动，都是用事物变化来测定，来定义的。经典力学中，牛顿给时间以至高无上的地位；时间的流逝完全不受宇宙任何事物的影响。爱因斯坦的时间图像与之不同，时间的几何学和时间流逝的速度均为宇宙中的物质成分所决定。同时，爱因斯坦认为任何人观测的宇宙与他人相比，不占有特别优先的地位。任何人的观测服从同样的物理定律。所以，宇宙中不存在优先的

计时方式。时空的特征是由存在该时空的物质和能量决定的。在量子宇宙学，即量子力学占统治地位的时间内。时间是宇宙中物质成分及其位形的构成物。位形是一个量子力学术语，它反映几何学的特征，反映物质在这时所具有特征的排布。这样，我们可以利用按时间顺序进行瞬间的“时间切片”，根据于宇宙的每一时空切片中的物质及位形变化，而把它们区分开来。用量子理论处理这些时空切片，我们会发现每一时间，它们都处于无穷多的可能状态中。量子力学可以告诉我们每种状态概率有多大，这称为宇宙波函数 W。美国物理学家 Wheeler 和 Dewitt 发现一个方程，可以描述 W 的演化。它是薛定谔方程在广义相对论的弯曲时空条件下的具体表述。Wheeler-Dewitt 方程可以告诉我们，某一瞬间的波函数，与另一时间的波函数，如何联系起来的。通过“跃迁函数”可以告诉人们宇宙可能发生什么样的变化。这样，寻找宇宙起源问题就可以类比为量子理论中的初态波函数问题。但是，对于宇宙起源的奇点，我们找不到它的跃迁函数。

对此，Hawking 等（Hartle 和 Hawking，1983）提出一个全新的概念。在量子宇宙学中，时间概念不再适用成为另一维的空间，即四维的时空变成四维的空间。实际这是物理学家常用来解决某些特定问题的办法。依据量子不确定性原理，Hawking 认为宇宙大爆炸的起点不再是几何点，而是作为很小的时空区域。这样处理的结果是，在大爆炸的最早期，传统的时间图像消失，时间和空间不复可分，量子引力支配着一切。在普朗克时期之后，时间又成为有别于空间的概念。

Hartle 和 Hawking 提出宇宙的原始量子状态没有时间，使其假设减少，并且避免了起始状态的奇点。在“时间简史”中 Hawking 说：“现在我改变了想法，宇宙的开端没有奇点”。这一理论被视为“无边界条件”，更确切地说，宇宙的边界就是没有边界，要求宇宙波函数由四维空间的跃迁取平均值来确定。在远离大爆炸时，是比较熟悉的情况。当回溯到近于零时，时间逐渐淡化，直至最终不复存在。这时四维空间的表面具有像球面那样的单一，平滑而有限的边界。这样的宇宙不为任何先验的“起始”状态留下丝毫余地。随后，Hawking 及其学生吴志超博士证明在无边界条件下宇宙必须从零动量态向三维几何演化，于是经典理论的奇性被量子效应所抹平。这往往被说成一幅“从无创生”的图景，没有确定的创生时间和地点。为了把处理封闭宇宙的无边界宇宙理论推广到开放宇宙，Hawking 和 Turok（1998）利用无边界假设，在最简单的暴胀模式，提出现今宇宙学密度$\Omega \approx 0.01$，修改关于$\Omega=1$ 的临界预言，论证了开放暴胀宇宙的可能性。

Hartle 和 Hawking（1983）的理论有两个要点，一是时间变空间，二是没有边界。但后者的研究尚处于起步阶段。传统观点认为，起始条件是神学家的事，变化定律则为物理学家的事。而目前宇宙学家正努力研究初始条件，以期找到某些存在着控制初始条件的定律。现在量子宇宙学图景中的许多概念：“从无创生”、“时间随宇宙同生”，也许只是人们直觉或神学思想的再版，并被披上数学的外衣。显然，把宇宙的存在解释为绝对的“无”所构成的某些先在状态的结果，是与人们的直观感受大相迳庭的。大家都知道，“巧妇难做无米之炊”。

我们刚才提到宇宙时间开端的两个可能。但是，大爆炸之前宇宙是什么模样？若你问宇宙学家，他们通常会搪塞说，这个问题没有意义。例如著名的天体物理学家 Hawking 对此总是反问，“北极之北是什么地方？”按现代宇宙学的主流思想，大爆炸意味着宇宙的真正开始，空间和时间由此进入存在，决不会有“之前”这个问题。然而，CERN 的 G·范纳齐奴和盖斯柏立宁说，‘大爆炸远不是时间的开始，它仅是宇宙历史的一个转折点。”为了解决大爆炸奇点问题，物理学家认为最有希望的可能是超弦理论。范氏发现，超弦理论能在零时刻，除去奇点。因为弦具有尺寸，若时间逆行，宇宙虽收缩，但它不致到达零体积。故奇点不会出现，可进入大爆炸之前的时代。

4.11　宇宙的终结

宇宙究竟是以大坍塌告终，还是永远膨胀下去，一直是人们关注的目标。最近的观测表明，宇宙将以膨胀告终。从之可以得到从大爆炸到最后终结的概略图象。

大爆炸之后

10^{-51} 年　时间与空间分离

10^{-44} 年　宇宙暴胀

10^{-18}年　电磁场出现
10^{-5}年　原子核产生
10^{5}年　中性原子形成
10^{6}年　第一批恒星形成
3×10^{9}年　太阳诞生
5×10^{9}年　暴胀恢复，宇宙可观测到的部分开始减少
现在
1.5×10^{10}年　太阳死亡
10^{13}年　本星系团以外的星系开始看不见
2×10^{14}年　星系停止形成
10^{15}年　行星离开恒星
10^{30}年　黑洞吞食星系
10^{37}年　星系燃料被耗尽
10^{65}年　量子隧道效应使物质液化
10^{85}年　电子与正电子结合成正电子素（Positronium）
10^{98}年　星系黑洞蒸发

这样，宇宙能永存，但其居民却没有这么幸运。一万亿年后所有星球都耗尽燃料而灭亡，永恒的长夜偶尔看到一丝闪光，这是垂死恒星塌缩成黑洞时发出的光，即所谓 Hawking 辐射。黑洞最终也将在辐射中蒸发掉，10^{131}年最大的黑洞消失。10^{141}年正电子素衰变。宇宙将在寂静中渡过难以想象的 $10^{100\sim200}$年。量子论预言，此时铁原子（最稳定的元素）将通过隧道效应而消失在微黑洞之中，而后者渐即在 Hawking 辐射中消逝。宇宙可能始于光辐射，而终于黑暗。

4.12　蛀洞理论

根据爱因斯坦的广义相对论，物质与能量的存在使时间和空间的几何结构扭曲。通常的引力是正能量或质量造成的时空扭曲。但是当负能量或质量使时空弯曲时，将出现各种奇特的现象：蛀洞（能够成为通向宇宙中遥远地方的隧道）、扭曲推进（能实现比光速更快的飞行）、以及时间机器（使我们可以回到过去）等。

从寻找宇宙波函数的整体想法出发，宇宙像是一个四维球体，如果在这个球表面凿洞，用管子把表面的一处和另一部位连接。这些管状连接物称为蛀洞（worm hole）。它们是原来相距很远，或者不能交往的时空区域的连接物（图 5.18）。

图 5.18　蛀洞的示意图（巴罗，1995）

在 10^{-43}秒的普朗克时期和在此之前的时期，人们认为它像一个由量子不确定性主宰的激烈骚动的泡沫；到 10^{-43}秒时，光行进的距离为 10^{-33}，存在这种尺度的蛀洞。这是对这种空间上杂乱而又相互连接状态的某种纪录。这样一来，宇宙的复杂性急剧增长，它可以由为数众多，甚至无限的通过蛀洞彼此相连的空间区域组成。在较大的区域——“母宇宙”内可以与大量较小的“子宇宙”（baby universe）相联接。

蛀洞的出现联系着负能量。不应把负能量与反物质混为一谈。反物质拥有正的能量。当电子和它的反粒子——正电子碰撞时，它们就湮灭，其最终产物是携带正能量的伽玛射线。如果反物质是由负能量构成的，那么这样一种相互作用将会产生其值为零的最终能量。

什么是负能量？负能量效应起源于海森堡的测不准原理，该原理要求任何电场、磁场或其它场的能量密度随机地涨落。甚至当能量密度平均为零时，涨落也在进行。因此，量子真空永远不是经典意义上的真空状态；它是由无数自发地冒出而后又消失的“虚”粒子构成的翻腾的大海。这样，如果能抑制量子涨落，真空的能量就将少于它通常所拥有的能量——也就是说其能量将小于零，这

就出现负能量。例如，用用激光光束穿过非线性光学材料时，量子干涉抑制了真空涨落，就会像光干涉现象一样出现交替的正能量区域及负能量区域。

上面我们已经阐述了负能量作用于黑洞的时空弯曲区域，使之产生黑洞辐射。另一种负能量起作用的时空弯曲区域是蛀洞。蛀洞是一种假想的隧道，它把一个时间和空间区域与另一个时空区域连接起来。以前物理学家认为蛀洞仅存在于极微小的长度尺度上，象虚粒子一样不停地出现又消失。20 世纪 60 年代初，物理学家证明，更大的蛀洞将在它们自身的引力作用下极为迅速地坍缩，以致连一束光都没有足够的时问穿越这些蛀洞。Hawking（1988）首先找到连接两个宇宙的蛀洞解。

20 世纪 80 年代后期发现，某些蛀洞可以大到容纳一个人或一艘宇宙飞船。人可以走进蛀洞在地球上的一个入口，在蛀洞里步行一小段距离，然后走出蛀洞－－比如说仙女座大星云的另一个入口。关键在于可穿行的蛀洞需要负能量。由于负能量的引力是排斥力，可防止蛀洞坍缩。

科学家证明任何一种超光速飞行的方案都需要使用负能量。量子理论允许负能量存在，也对负能量的大小和存在时间作出严格的限制，这些限制称为“量子不等性”（quantum inequalities）。量子不等性提出，一束负能量不可能在任意长的时间里保持任意大的强度。负能量允许的大小同它的时间尺度或空间尺度成反比。量子不等性使违反热力学第二定律的现象不可能发生。

蛀洞理论还联系着基本常数。所有的物质都具有密度和硬度，都具有恒定不变的特征，被称为“自然常数”。它们出现在自然定律中，使各种量，诸如引力强度、物质质量、电和磁强度、真空光速的量具有确定值。如果它们不能用其它自然常数来表示，就称为“基本常数”。这些常量出现在各种自然定律中。它们也是宇宙结构的最深刻的谜。物理学家总是梦想提出某种理论，能够预言或解释基本常数的值，但均未获进展。

出乎意料的是蛀洞理论的量子描述为基本常数的解释提出一条可能的途径。在上述的“母宇宙”相连的涨落着的蛀洞网决定着该宇宙区域的自然常数值。但是由于这些蛀洞联系具有量子不确定性特征。所以，这些自然常数并不是精确的，而是从统计学上确定的。之后，发现宇宙常数 λ 对蛀洞，以及基本常数有影响。

可惜地是，这些成就尚难以推广到预言非零的自然常数，诸如，电子质量和电荷等。因为这必须由统一电磁力、弱力、强力和引力的理论所给出。即使这种“全能宇宙”确定了每个母宇宙和子宇宙自然常数的起始值，其间的蛀洞联系仍会造成使常数偏移的涨落，而表现为概率分布结果。

事实上，恒星形成需要演化出核素，继而演化出生命，这都要求基本常数的取值与其观测值相差不多。如果自然界引力强度、电磁力强度稍有一点差异，稳定的宇宙将不存在，原子核、原子、分子精确平衡不复存在，生命也将是镜花水月。

在宇宙中最常见的粒子是电子和质子。两者质量差别很大，但电荷绝对值相等。实际上就原子和分子而言，有人早已证明，两者电荷稍有差别，原子和分子照样稳定。但从天体角度上看，如果两者电荷值相差只有 2×10^{-18}，则宇宙的非电中性将导致斥力超过引力，不能形成恒星、行星和星系。再如，电子和质子质量相差如此大。对原子而言，也无关紧要，氢原子照样存在。但这时原子核就不是不动的力的中心，而具有与电子相同的运动速度，电子和核都动的原子，构不成晶体，不能出现高度有序的生物。第三，如果中子质量比质子质量略大，而不是相等，则宇宙早期只有等量的中子和质子，使它们都结合成氦，没有氢存在。

如果把核“粘合”在一起的强核力仅仅增加 1%，那么两个质子就会组成 “双质子”。现实的宇宙中质子受弱核力转化为中子，这种转化极其缓慢。两个质子的合成大约要经过 100 亿年的时间，这就保证了太阳燃烧它的核燃料的时间可以极其漫长。而如果双质子是稳定的，所有氢核就会在宇宙大爆炸中形成为双质子，星体将不存在可供燃烧的氢。强作用力迅速地把质子“捕获”在一起，以至太阳会在不到一秒的时间内燃尽它的核燃料并且发生爆炸。

生物学家相信，生命演化必须有碳。碳与其它元素键合时的灵活性，成为生命体内脱氧核糖核酸和核糖核酸中螺旋分子的基础。碳的存在不仅依赖宇宙年龄，还依赖于决定原子核能级的基本常数值。天文学家 Hoyel 在 1952 年预言，碳核必然有一个未知的能级，其能级能量略低于氦核和铍核

之和，这造成迅速的反应。事实证明他是正确的。后来的诺贝尔奖金获得者天文物理学家 Fowler 说，正是霍伊尔的预言使他投入天文事业。他认为如果只恁对恒星研究就能发现一个核能级，那么显然天体物理学是有事可干的。可以认为，如果基本常数稍有变化，这一个碳等级不复存在，宇宙也就不会有足够的碳。这说明宇宙的复杂结构是源于基本常数值的精巧与和谐。

4.13 超弦理论

20 世纪 80 年代以来在寻求统一四种力的“全能理论”中超弦理论占有重要地位。超弦理论企图包容爱因斯坦的广义相对论和量子理论，即包容连续的空间－时间几何学和非连续的量子场理论。它实际上预言了广义相对论的方程，也是唯一能避免 GUT 产生无穷大的理论。

过去在粒子物理学理论的数学描述中，最基本的实体是无大小的点。超弦理论则把能量的线和环，即把“弦”作为最基本的组构。所以加上“超”字，说明这些弦具有某些特殊的对称性。这些对称性使超弦理论能统一描述自然界的物质和辐射。超弦理论最基本的粒子是环，它象橡皮筋，具有取决于环境温度的某种张力。低温下张力很强使之变成点。所以，在低能条件下超弦理论与点状描述的通常理论一样，表现出如 GUT 的超对称性，并预言了超粒子的存在。但在高能或高温条件下，点状图景不容许引力与其它三种力融为一体。在超弦模型中，例如，电子和中子，或上夸克和下夸克之间的差别，仅是其中弦的振动方式不同而已。正如不同波长的弦可发射不同的和声，存在着无穷多的振动模式，所以原则上也可能存在无穷数目的粒子。

但是，超弦理论也有隐患。宇宙的空间维数是三。超弦理论却仅在大于三的宇宙中才发挥上述作用。它提供的首选空间维度是 9 维或 25 维。如果宇宙时空有 10 维，而不是空间－时间的四维，所有杨－米切尔场理论的对称性能会合并到单一的自洽的 GUT。这样，在宇宙开始的普朗克时期，如果有 9 个空间维度，则其中 6 个维至今仍保持当时的宇宙尺度，即 10^{-33}，另 3 个则膨胀到现在，从而比那 6 个维大 10^{60} 倍。至于这种使 6 个维被特殊“拘留”怎样发生的？是个悬而未决的难题。也许存在某种重要的自然定理，要求有三个维，即仅有三个空间维度能膨胀变成大维。

在宇宙发展中，时间大维数是关键的内容。具有 3 个空间大维的宇宙是很特殊的。如果大维数超过 3，就没有稳定的原子，恒星周围也不会有稳定的行星轨道。在三维空间内波的行为也是独特的。在 2、4、6 等偶数维空间内，波信号会混杂在一起；在奇数维则不发生这种情况。但除了三维空间外，波在其它奇数维都出现畸变。所以，只有三维空间内生物以致于人类才能演化出来。

如果比较四种力的强度，当考虑强相互作用力为 1，电磁力相应为 10^{-2}，弱相互作用力为 10^{-10}，引力为 10^{-40}。在天体研究中引力超过所有相互作用力，成为主导者。因为引力与其它力不同，只有吸引没有排斥

$$F=\frac{Gm_1m_2}{r^2} \qquad (5.4)$$

牛顿没有解释引力的普适性。爱因斯坦认为，引力是由于时空性质不同所造成。当物体在不同性质的时空中运动有不同表观，它等价于物体受了力。这可以概括为：引力理论即时空度规理论，故其有普遍性。爱因斯坦的最基本实验依据之一是各种物体的引力质量都等于它的惯性质量。

在超弦理论中引力可以与另外三种力联系起来考虑。从而，在原则上能计算基本粒子的所有可观测性质。但这在数学上遇到极大的困难，使之至今该理论尚不能导出任何基本性质。

4.14 暗物质和反物质

Zwicky（1933）用两种方法测定星系团的质量。发现用星系光度测得结果比动力学体系的质量小 400 倍。前一方法是测定发光物质，后一方法则包括所有物质。因此，他认为星系团中绝大部分物质是不发光的。后人称之为“暗物质”（dark matter）。随后，星系的转动速度和引力透镜都证实暗物质的存在。如果星系质量集中在发光区，星系的转动速度应与太阳系一样，服从开普勒定律，即公转速度正比于$\sqrt{1/r}$，r 为距太阳的轨道半径。然而，银河系的转动速度与距离无关，几乎相同。这说明银河系外部广大空间不是空的，存在有大量暗物质。星系对光的引力透镜也证明其质量远大于光度质量。

但是，数十年过去了。目前科学家对于暗物质的了解并不比 70 年前更多。暗物质是什么？它占宇宙总量的比例有多少？都困扰着科学家。暗物质究竟是什么？它不能放光或粘附到恒星上，除了从宇宙尺度看它产生巨大引力吸引之外，它什么都不会做。暗物质可以分为两种：热暗物质和冷暗物质。区分的标准是暗物质与其它物质解耦时，即不发生相互作用时，暗物质粒子速度的大小。热暗物质解耦时接近光速，冷暗物质解耦时远低于光速。热暗物质模式中首先形成大尺度的薄片状结构，继而较晚形成星系。这与观察到的很早星系已经形成相矛盾。

目前对暗物质最流行的解释是冷暗物质模式，首先形成小尺度结构，例如星系；再形成大尺度结构。该模式难以解释大尺度结构。冷暗物质模式认为，在宇宙中的绝大多数物质是一些看不见的，因此称为“暗色”的相对大型的粒子中。所谓“冷”，是因为它重而运行迟缓。仅通过重力便能够与普通物质产生交互作用的粒子，还可以计算出在星系和星系团中所遗漏的物质。另一些科学家则认为暗物质是温暖的，其活动足够快，不能形成如星系核那样的小结构，而又不至于活泼到全部逃逸出星系。大多数宇宙学家认为暗物质由大爆炸留下来的弱相互作用粒子构成，但是它也可能是更异乎寻常的一些东西。

大多数科学家认为，暗物质不是重子（质子和中子），而是亚原子粒子。它在宇宙中处于举足轻重的地位。多数人提出暗物质占宇宙总量 90％，也有人认为暗物质大约占 50％。

对大约 17 万个星系图象的扭曲方式可以推测出暗物质的椭圆形网状结构。2000 年几个天文学小组提出宇宙物质的分布图。星系团的分布与冷的暗物质理论预测是一致的。

对星系运动方式的研究表明，星系中蕴藏着大量的非星系内部引力，这说明我们能够看到的恒星和星云仅占宇宙物质总量的 1％至 10％。其余的物质是不可见的；这些物质并不发光．目前还没有人知道这些暗物质到底是什么。已证明暗物质不是由质子和中子所组成，一种可能性是它是由弱相互作用大质量粒子（WIMP）构成。

反物质是 Dirac（1928）从理论上所预言的。一般来说，原子核由质子和中子组成，中子和中子统称重子。反物质由正电子和带负电的反质子所组成。1932 年 Anderson（安德森）发现正电子。Dirac 获得 1933 年诺贝尔物理学奖。Anderson 获 1934 年诺贝尔物理学奖。1934 年泡利和 Weisskopf V.韦斯科夫论证反粒子的理论。1955 年张伯伦和 Segre E.（西格雷）发现反质子。Segre 获 1959 年诺贝尔物理学奖。1957 年 Segre 观察到反中子。年合成反氘原子。欧洲核子研究中心（CERN）的 Rubbia 发现 $w^{\pm}$和 Z^0 粒子。为此，Rubbia 获得 1984 年诺贝尔物理学奖。1995 年欧洲核子研究中心（CERN）合成反氢原子。

目前未发现宇宙中有反物质存在。为了寻找宇宙中的反粒子，准备在 2004 年把磁谱仪送到空间站上，探测反粒子。为什么宇宙中的物质和反物质这样不对称呢？根据观测结果，在宇宙诞生初期，重子比反重子多十亿分之一就能形成目前的状态。

4.15 外星系行星和地外文明

推测宇宙里充满着行星，但天文学家在数年前才探测到太阳系以外的行星。自从 Mayor 和 Queloz（1995）在飞马座 51 摆动的星光中发现外行星的证据以来，2000 年已发现太阳系外行星 49 个。

现在我们知道宇宙中大约有 1000 亿个像银河系这样的称为星系的恒星系统，银河系有 1000 亿个像太阳这样的恒星，其中一颗是太阳；地球是绕着太阳转的九颗行星中的一颗。由于宇宙间存在那么多的天体，如果说只有地球上才有高级智慧生命存在，从哲学上讲，这是没有道理的。

生物诞生和进化需要漫长的时间。大约在 35 亿年前，地球上开始出现比较高级的单细胞生物；10 亿年前出现高级复杂的多细胞生物；6 亿年前出现动物；4 亿年前出现植物；6500 万年前恐龙灭绝（恐龙在地球上存活了 1 亿多年）；500 万年前出现人科动物。也就是说从一个简单生命发展到高级生命的过程需要经历 40 亿年时间。

这样，符合条件的行星必须：① 高级智慧生物的进化大约需要 40～50 亿年；② 在这段时间内行星及其母恒星的状态要比较稳定；③ 行星离恒星的距离不能太远又不能太近，使其温度不太高或太低，并存在有与地球上相似的最基本生命元素。看来，会有相当多行星能达到这些要求。

首先，被考虑的是太阳系内是否有或曾经有过地外生命。主要目标是火星、木卫二、木卫四和土卫六等。已经证实火星上有水。预期 2010 年时，可以建立起火星的全球定位系统和计算机网络，以指挥机器人的行动。发射载人探测器。到 2050 年时，将完成一系列的火星探测项目。甚至出现最早的永久性地球人村落，村民定期轮换。如果火星上有生命，首先考虑的是这种生命与地球上的人类有亲缘关系吗？过去 10 年里科学界的一个重要认识是，内太阳系的几颗行星可能不是与生命隔绝的星球。有生存力的生物有可能包装在大规模撞击所抛出的岩石中，在火星、地球和金星之间迁移。通过 DNA 对比就有可能帮助我们确定生命最先起源于那个星球。

火星上是否有生命？1976 年海盗号飞行器对火星的探测，结束了长久以来人们提出的火星上有运河，并存在有生命的臆测。美国航天局等单位 McKay 等（1996）报道，1984 年南极洲发现的马铃薯大小的、重 1.94kg 的 ALH84001 陨石中有原始生命遗迹。这块陨石形成于 45 亿年前，处于火星表面下 200m。在 1600 万年前被彗星和小行星撞离火星，在 13000 年前落在南极洲。这块陨石研究表明，在 36 亿年前火星上存在着微小的原始的单细胞生命形式。航天局向克林顿总统汇报此事。克林顿说：“如果此项发现是确实的，这无疑是对至今科学尚未揭开的、我们的宇宙事件之一所进行的最了不起洞察”。1976 年海盗号登陆器曾对火星正反两面都采了土壤样品来进行分析，均未为发现任何生命迹象。在《科学》杂志上航天局的科学家所发表的论文提出四个论据：这块陨石含有丰富的多环芳香烃（PAHs)，这是地球上微生物死后分解产物；高分辨扫描电镜和透射电镜下看到具有球粒结构的碳酸盐；其结构和大小近于地球上细菌产生的碳酸盐分凝物；球粒结构碳酸盐的表面和内部含有细粒的单畴磁铁矿和含铁硫化物的次生像。他们认为，虽然无机成因是可能的，但生物过程形成球粒结构能更好地解释上述特征：PAHs、碳酸盐球粒结构、次生矿物相和结构。这些科学家认为上述证据没有一项可以单独证明生命存在，但加在一起使人们非相信不可。

然而，其他科学家并不这样认为，他们更相信著名天文学家 Sagan 的格言：“非凡的主张需要非凡的证据”。他们认为：星际尘、碳质球粒陨石中都发现过 PAHs，从未认为是生物成因的。论文未提出任何古生命存在的可靠证据。另外，有人认为碳酸盐球粒结构是 650°C 条件下宿主岩石和热 CO_2 相互反应的产物，可能是彗星和小行星对火星碰撞产物。正是这次撞击把该陨石抛离出火星。

对于 ALH84001 的$\delta^{13}C$ 值，Romanek 等（1994），Jull 等（1997）测出碳酸盐球粒为＋42‰。Grady 等（1994）对伴随碳酸盐球粒有机物得到的燃烧碳给出－22‰，与地球有机物不能区分。Jull 等（1998）用阶段燃烧法得到－22 到－32‰，和 ^{14}C 含量达 40％与有机物相同。Becker 等（1999）进一步研究碳酸盐球粒和基体物质中的有机物。前者平均值－26‰，来自地球污染；后者为－15‰。这见于成岩交代海相碳酸盐和 C_4 植物，也与 Murchison 陨石中的似干酪根一致。Becker 等并用激光解吸质谱（LDMS）测出碳酸盐球粒和基体物质中有机物具有高分子值，可能是外星或彗星产物。

对比 ALH84001 的细菌残留物，Folk（1993）等报道沉积岩和岩浆岩中发现的小于 1μm 似细菌物质。Gillet 等（2000）利用 SEM 和 TEM 研究 Tatahouine 陨石风化样品，显示两种类似细菌的矿物结构：约 70～80nm 宽 100～200 nm 长的棒状和 70～300 nm 直径的卵状结构；仅有 Na、K、C、O 和痕量 P。这近似于火星陨石 ALH84001 描述的似细菌形态，说明其可能是细菌或其残留物。

木卫二也是太阳系内最有希望找到地外生命的星球。越来越多的证据表明，木卫二有着太阳系内现存第二大海洋，或许已持续 40 亿年、处于表层冰下面的水体。在地球上，那里有液态水，那里就有生命。木卫四也显示出生命的迹象。而土卫六表面覆有一种由有机物构成的烟雾状大气。

目前我们所知道的太阳系外的行星已比太阳系内的行星要多。21 世纪上半叶最早的太阳系外星际飞船将开始实施。尽管我们讨论的是探寻地外生命，但实际上正在探寻的却是地外科技文明的证据。再考虑到建立某种联系，例如，具备发射无线电波的能力，甚至实现星际航行能力。显然，难度是比较大的。

尽管这样，人类仍在考虑同外界建立联系。国际天文学联合会设立搜索外星生命委员会。多架大型望远镜都在寻找恒星周围的行星，包括现在世界上最大的直径 10 米的天文望远镜、直径 100 米的无线电望远镜。另外，是向外界发出信息。1974 年 12 月 16 日，波多黎各一台直径 300 米的无线

电望远镜向武仙座球状星团发出强方向性、多种频率的射电信号。武仙座球状星团距离我们有 4 万光年，其中大约有 100 万颗以上的恒星。在飞离太阳系的“先驱者”和“旅行者”两艘飞船上放置有各种地球上的信息，包括两进制信讯码、地球上的各种自然声音、各种物品照片、60 种语言的问候语、音乐、人类的形像等。

宇宙学和高能物理学的推进已经勾划出宇宙演化的总体特征。这与传统科学的作法不尽相符。关于宇宙的某些基本问题，过去仅处于思辨的领域，现在已纳入实证科学的范畴。Popper（波普尔）强调说：陈述是有意义的，或科学的，应能以某种方式来检验。这在许多实验科学中是不成问题的，但在天文学上实验难以进行，人们只能观测它。而且，我们观测常有偏倚，而这种偏倚又无法纠正。例如，我们只能看到宇宙演化 150 亿年的晚期，看到的亮星系比暗星系多，可见光比 X 射线多。

除了对我们的宇宙研究之外，还提出多宇宙体系的理论。2000 世纪 50 年代初基于量子力学的不确定性原理，提出可能存在多宇宙体系。80 年代霍金提出蛀洞也能创造出一个新生的“小宇宙”。但是，这两种新时空都无法被人们发现。而从大爆炸理论出发，我们的宇宙也许只是在一个早就存在的母宇宙中形成的不断膨胀的“泡泡”。同我们的宇宙一样，其他类似的“泡泡”也很容易地形成。而且它们可以沿着各自的前进道路发展变化。有的立刻就塌缩，有的因引力太弱以至于恒星永远无法形成。接下来，它们可能又会生出其他的宇宙。而从数学上说，我们看到的宇宙可能不过是现实的一个无限小的子集合而已，许多宇宙它们可以遵循着物理学完全不同的方程组。

在宇宙起源研究中有两种趋向。一种人企图宇宙开始状态来解释今天观测到的宇宙结构；另一种人则试图证明宇宙现在的结构，乃是宇宙中物理进程的必然结果，它与宇宙如何起源完全无关。后一种看法以暴胀宇宙为代表，论证宇宙无论如何开端，并由于物质和辐射之间的相互作用而保持平衡，经历一个加速膨胀阶段，以形成今日的宇宙。古老而巨大的，不包括磁单极的起始状态，以接近于“开宇宙”与“闭宇宙”之间的临界状态不断膨胀。近年来，人们注意研究第一种看法，提出各种原理，以之决定宇宙的初始状态。例如，“没有边界”的条件、完全随机状态、宇宙引力场存在着某种无序度、即某种引力熵，这种熵以类似于热力学第二定律所规定的方式增加，等等。但目前科学家尚未认识这些状态那个是决定性的，以及它是如何预测宇宙的演化。

宇宙起源的讨论到此告一段落。这时我们想起一个故事。一位著名科学家，据说是罗素，作过一次天文学演讲，谈到地球绕太阳运动，太阳绕星系中心运动。结束前一个坐在房间后排的矮个子老妇人站起来说：“你说的这些都是废话，这个世界实际上是驮在一只大乌龟的背上的一块平板”。这位科学家很有教养地微笑着问道：“那么这只乌龟站在什么上面呢”？“你很聪明，年轻人，的确很聪明”。老妇人说：“不过，这不过是一只驮一只的一直背下去的乌龟群啊”！当然，这只是一个笑话。关于宇宙起源的许多理论是高度猜测性的，也是高度不确定性的。我们必须认识到：我们所观测的事实依据来自约 150 亿光年的可见宇宙。宇宙尺度可以是有限的，也可能是无限的，我们永远不得而知。如果它是无限的，那么我们目前的可见宇宙只不过是真实宇宙的无穷小部分。

这样一来，对于我们近于解决的宇宙起源的大原理，将是一个重大的打击。我们观测到和长期研究的只有极小区域经膨胀后的映象，它的原理对于真实宇宙未必具有典型性。看来，我们将永远无法掌握整个宇宙的起源。显然，最好的保密乃是秘密本身的隐而不露。

第二节　　元素的形成

1　　宇宙的元素丰度

把地球的地壳、陨石、太阳或恒星等星体的元素组成综合起来，可以估算出宇宙的元素平均组成，即以氧为 1 作为基准，计算出的宇宙的元素丰度（图 5.19）。

图 5.19　　元素的宇宙丰度（欧阳自远，1988）

宇宙中元素丰度取决于下列三个因素：原子核的稳定性、元素的合成方式和元素所处星体的经历。自然界中具有电荷不同和重量不同的稳定原子核约有 280 种。通过实验已确认可以存在的原子核有 1600 种，其中大多数是不稳定的。

稳定原子核主要是在原子量 A 为原子序数 Z 的两倍，即处于 A＝N＋Z ，和中子数 N 与质子数 Z 相等的线附近，或 N 稍大的核。并且，原子序数大于 Z＝83 的核都是不稳定的。

在稳定原子核的平均结合能中以 ^{56}Fe 的结合能最高。所以，生成重于铁的元素不会释放能量，只有比铁轻的元素才能作为核聚变的燃料。其次，原子量 A 为偶数，而且中子数 N 和质子数 Z 也为偶数的核，比 A 为奇数的核结合能大。这是因为质子与中子，和同种粒子都有成对倾向。第三，质子数或中子数呈幻数，如 2、8、20、28、50、82、126 和由整数倍氦核生成的核，如 ^{12}C、^{16}O、^{20}Ne、^{24}Mg、^{28}Si 等结合能较大，并且丰度高，特别是铁丰度最高。这显然与元素合成有关。

宇宙中元素合成之后，在不同的条件下会出现元素的转化和分解。显然，这将影响宇宙的元素丰度。例如，质量大于 1.5 M⊙的恒星中的铁核在高温下分解成中子，转变成中子星，元素合成的成果化为乌有。另外，在超新星爆发时，除了有元素合成外，还有元素抛射，这也会影响宇宙中元素的分布。

2　元素的合成

1957 年 Burbidgw 和 Fowler 等四人（通常称为 B^2HF）用恒星的八种核反应解释所有比氢重的元素的起源。Fowler 为此获得 1983 年诺贝尔奖金。

表 5.6　元素的合成过程（Wallerstein 等，1997）

合　成　过　程	特　　征
大爆炸中合成	合成 D、H、Li、Be 和 B（x－过程）
核燃烧过程	合成 C、N、O 等，并成为以后核合成的原料
α－过程	在超新星爆发中发生，接近热平衡分布生成 20<A<60 的大部分核
e－过程	在超新星爆发中发生，在铁核附近反应
s－过程	缓慢俘获中子，俘获时间长达 10^9 年，发生在星体外层
r－过程	快速俘获中子，发生在超新星爆发时
p－过程	快速俘获质子，发生在超新星爆发时
高能粒子辐照过程	物质受到高能粒子辐照，形成新核素

宇宙中元素合成的方式主要有三种（表 5.6）：大爆炸、恒星核反应以及与恒星演化有关的高能粒子辐照作用。Wallerstein 等（1997）综述四十年来星体合成元素的实验和理论进展。

2.1　大爆炸后的元素合成

宇宙在大爆炸后一秒钟，温度降到约 100 亿度。这时宇宙中主要是光子、电子和中微子，以及它们的反粒子，还有一些质子和中子。温度继续降低，电子和反电子对的产出率小于湮没率，产生更多的光子。到三分钟时温度下降到 10 亿度，即最热的恒星的温度。这时，质子和中子没有足够的能量逃脱核力的控制，开始产生氘核，进而形成氦核，以及极少数的锂和铍。根据计算，大约 25％中子和质子形成氦核，极少量氘和其它元素，余下的中子衰变成质子，全部成为氢核（图 5.20）。

图 5.20　宇宙丰度与合成过程（欧阳自远，1988）

H：氢燃烧；H：氦燃烧；α：α反应；e：热平衡分布中形成的铁核；s：慢中子俘获过程；r：快中子俘获过程；p：质子俘获过程：x：高能粒子照射过程

2.2.　核燃烧过程

2.2.1　氢燃烧：两个可能的途径

1 质子－质子反应（p－p 反应）：

如果简单考虑，两个质子（p）反应可生成电荷为＋2 的氦同位素核。但 ^{2}He 极不稳定，又分裂成两个质子。实际的反应是两个质子 ^{1}H 接近时，一个质子发生正电子衰变，成为中子。质子和中子发生反应形成氘核 ^{2}D，并放出中微子ν，即

$$^{1}H+{}^{1}H\rightarrow{}^{2}D+e^{+}+\nu \qquad (5.5)$$

该反应几率很小，但在恒星中心氢核很多，可达 10^{56} 个，每秒可以有 10^{39} 次反应。接着氘核与质子反应形成 ^{3}He，即

$$^{2}D+{}^{1}H\rightarrow{}^{3}He \qquad (5.6)$$

该反应几率很大，在太阳中心三秒钟即可实现。随后，^{3}He 之间碰撞，

$$^{3}He+{}^{3}He\rightarrow{}^{4}He+2{}^{1}H \qquad (5.7)$$

在太阳中心约需 15 年。

质子－质子反应在 1938 年由 Bethe 和 Critchfield 提出。在 1000 万度以上时反应进行，成为恒星形成后最初的核能源。

2　碳氮氧循环（CNO 循环）

碳氮氧循环是利用少量 C、N、O 为催化剂而进行的一系列反应，首先从碳开始与氢碰撞

$$^{12}C+{}^{1}H\rightarrow{}^{13}N \qquad (5.8)$$

形成的 ^{13}N 是不稳定同位素，发生正电子衰变

$$^{13}N\rightarrow{}^{13}C+e^{+}+\nu \qquad (5.9)$$

生成的 ^{13}C 又与质子碰撞

$$^{13}C+{}^{1}H\rightarrow{}^{14}N \qquad (5.10)$$

生成的 ^{14}N 再与质子碰撞

$$^{14}N+{}^{1}H\rightarrow{}^{15}O \qquad (5.11)$$

生成的 ^{15}O 仍不稳定，经正电子衰变

$$^{15}O\rightarrow{}^{15}N+e^{+}+\nu \qquad (5.12)$$

^{15}N 与质子反应

$$^{15}N+{}^{1}H\rightarrow{}^{12}C+{}^{4}He \qquad (5.13)$$

碳氮氧循环由美国 Bethe 和德国 von Weizsacker 分别发现，主要在 2000 万度以上进行。

2.2.2　氦燃烧

恒星内氢燃烧形成氦核心。随氦核增大，恒星核心密度增大，温度升高。而恒星外部膨胀，向红巨星演化。当核心温度超过 1 亿度时氦燃烧开始。首先，两个氦核反应成 ^{8}Be，

$$^{4}He+{}^{4}He\rightarrow{}^{8}Be-0.096MeV$$

^{8}Be 是地球上不存在的不稳定同位素，形成 ^{8}Be 是吸热反应。在高温下 ^{8}Be 与 ^{4}He 达到平衡。温度为 10^{8} K，密度为 10^{3} g / cm^{3} 气体条件下，^{8}Be 个数仅为 ^{4}He 个数的 10^{-11}。随后，^{8}Be 与 ^{4}He 反应，并释放 7.37 MeV 能量

$$^{4}He+{}^{8}Be\rightarrow{}^{12}C+7.37MeV \qquad (5.14)$$

接着，生成的 ^{12}C 再与 ^{4}He 反应

$$^{4}He+{}^{12}C\rightarrow{}^{16}O+7.16MeV \qquad (5.15)$$

在总质量大于 2 M⊙的恒星中，氦燃烧在中心平稳地进行。但总质量小于 2 M⊙的恒星，氦反应升温使能量成几何级数增加，中心温度迅速上升，出现剧烈反应，称为氦闪，甚至可能引起爆炸。

还有 ^{3}He（^{3}He，2p）^{4}He 反应，^{4}He（α，γ）^{7}Be 反应，^{7}Be（p，γ）^{8}Be 反应，^{7}Li（n，γ）^{8}Li 反应，^{14}N（p，γ）^{15}O 反应，^{17}O（p，γ）^{14}N 反应（Wallerstein 等，1997）。

2.2.3　碳燃烧

随着碳核心形成，碳核心质量增加，引力收缩，温度上升。达 3×10^{8} K 时出现碳燃烧聚变反应，甚至出现碳闪。

$$^{20}Ne+\alpha+4.617MeV \qquad (5.16)$$

$$^{12}C+{}^{12}C\rightarrow {}^{23}Na+p+2.241MeV$$

$$^{24}Mg+\gamma+2.599MeV$$

反应释放的质子及α粒子进一步与 ^{12}C、^{16}O、$^{20,\ 21,\ 22}Ne$、^{23}Na、$^{24,\ 25,\ 26}Mg$、$^{26,\ 27}Al$、$^{28,\ 29,\ 30}Si$ 和 ^{31}P 发生核反应。最后，残留的主要原子核有 ^{16}O、^{20}Ne、^{23}Na、^{24}Mg 和 ^{28}Si。

核反应的进行联系着恒星的质量。质量小于 0.08 M⊙的恒星不能产生氢燃烧。质量大于 0.5 M⊙的恒星才能进行氦燃烧。质量小于 1 M⊙不能进行碳燃烧。

2.2.4　氧燃烧

恒星核心进一步升温，发生氧在 15×10^8 K 和氖在 10×10^8 K 反应

$$^{28}Si+\alpha+9.594MeV \qquad (5.17)$$

$$^{16}O+{}^{16}O\rightarrow {}^{31}P+p+7.678MeV$$

$$^{31}S+n+1.500MeV$$

$$^{30}Si+2p+0.381MeV$$

$$^{30}P+d-4.617MeV$$

$$^{20}Ne+\gamma\rightarrow{}^{16}O+\alpha \qquad (5.18)$$

$$^{20}Ne+\alpha\rightarrow{}^{24}Mg+\gamma \qquad (5.19)$$

这些反应形成 ^{24}Mg 、^{28}Si、$^{32,\ 33,\ 34}S$、$^{35,\ 37}Cl$、$^{36,\ 38}Ar$、$^{39,\ 41}K$、$^{40,\ 42}Ca$、^{46}Ti 和 ^{50}Cr。主要是 ^{28}Si 和 ^{32}S（Wallerstein 等，1997）。

2.2.5　氖－钠燃烧

通常在 CNO 循环之后，出现氖－钠燃烧和镁－铝燃烧。

^{20}Ne（p，γ）^{21}Na 反应，^{21}Ne（p，γ）^{22}Na 反应，^{22}Ne（p，γ）^{23}Mg 反应，^{22}Ne（p，γ）^{23}Na 反应，^{23}Ne（p，γ）^{24}Mg 反应（Wallerstein 等，1997）。

2.2.6　镁－铝燃烧

^{24}Mg（p，γ）^{25}Al 反应，^{25}Mg（p，γ）^{26}Al 反应，^{26}Mg（p，γ）^{27}Al 反应，^{26}Al（p，γ）^{27}Si 反应，^{26}Al（p，γ）^{27}Si 反应（Wallerstein 等，1997）。

在 30×10^8 K 硅开始燃烧，有数百种核反应。

2.3　光裂变反应和α过程

如果恒星核心温度超过 3×10^9 K，气体中光子的能量谱移向高能端，γ 射线增多。高能γ 射线与原子核碰撞，破坏原子核，称做核的光裂变反应。反应有

$$^{28}Si+\gamma\rightarrow{}^{24}Mg+\alpha \qquad (5.20)$$

$$^{28}Si+\gamma\rightarrow{}^{24}Mg+p \qquad (5.21)$$

$$^{27}Al+\gamma\rightarrow{}^{24}Mg+p \qquad (5.22)$$

$$^{26}Mg+\gamma\rightarrow{}^{24}Mg+n \qquad (5.23)$$

同时，反应生成物 ^{24}Mg 等可以进一步进行光裂变反应。

由于α粒子和质子电荷小，受原子核斥力也小，容易被原子核吸收。所以，^{28}Si、^{32}S、^{36}Ar 等元素可以吸收α粒子，聚变成大量质量为四的倍数的原子核，例如，^{52}Fe、^{56}Ni。所以，这被称为α过程。这时由于铁的结合能最大，铁族元素达到最大（图 5－25）。

2.4　e 过程

在超新星爆发时非常高的温度下，约 $4\sim5\times10^9$ K，许多 ^{56}Fe 附近的核进行反应。例如，从 SN1987A 的γ 射线观测中到由于 ^{56}Fe 的去激活产生 ^{56}Ni 的β衰变。在超新星爆发时产生铁族峰。

2.5　慢中子俘获过程（s 过程）

s 过程在核燃烧中出现，特别是在 AGB 阶段。此外，上述核聚变主要合成比铁原子序数低的原子核。比铁原子序数高的原子核库伦斥力很强，反应速率很小。如图 5.20 所示，比铁重的元素丰度仅为铁的 10^{-4}。如果中子很少，^{56}Fe 吸收中子后要等待较长时间再吸收中子。^{56}Fe 吸收三个中子

变成 ^{59}Fe。它不稳定，经β衰变变为 ^{59}Co，^{59}Co 吸收中子变成 ^{60}Co，经β衰变为 ^{60}Ni……这样，在中子照射率小时，由于β衰变和吸收中子可顺序生成重核。这种 s 过程能生成的最重的核为 ^{208}Bi。在某些 S 星表面发现锝，就是以这种方式形成的。这一过程主要在红巨星上发生。锝的所有同位素都是不稳定的，最长的半衰期也只有 2×10^5 年。比该星体年龄短，说明是在恒星阶段生成。Wallerstein 等（1997）综述 s 过程的实验结果和在 CH、Ba、S 和 C 星的观测。

提供中子的核反应，重要的是 4N＋1（质子为偶数，中子为奇数）型的核与氦反应。例如，^{13}C、^{17}O、^{21}Ne、^{25}Mg 和 ^{29}Si 等。在恒星演化中有下列反应：α反应→4N 核→加 p→β衰变（A< 40）→4N＋1 核→α反应→放出 n

2.6　快中子俘获过程（γ 过程）

当中子照射量很大，使有较长寿命的不稳定核在发生β衰变前就吸收中子，可以形成铀和超铀元素，称为快中子俘获过程。快中子俘获过程，必须有大量中子和迅速反应，这只可能发生于超新星爆发时。这可能是中子星爆发时提供的中子源，其反应时间小于 12 分钟的中子寿命，可能在几秒钟内反应。如果中子照射率大，还可以形成超重元素。例如，形成比超铀元素还重的 A＝298，Z＝114 附近的原子核。

2.7　质子俘获过程（p 过程）

类似于快中子俘获过程的是质子俘获过程，某些不稳定核在来不及进行β衰变之前，吸收质子而形成新核，称为质子俘获过程。显然，这也必须在超新星爆发时才会发生。

2.8　x 过程

上述过程都不能产生足够的 D，Li、Be 和 B。除了 ^7Li，它们仅能在低温下通过 p 捕获而燃烧形成，在星体中难以产生。B^2HF 不了解它们如何形成，故称 x 过程。随后，大爆炸理论中给出核反应形成 D、^3He、^4He 和 ^7Li，这在许多贫金属的星体中观测到。Wallerstein 等（1997）讨论大爆炸、具有＞100MeV 能量 C、N、O、Fe 等元素的蜕变、反对称分支（AGB）星体和超新星爆发与这些元素的形成。

2.9　高能粒子反应形成

除了上述高温条件下的热核反应外，低温条件下高能粒子的照射也能产生新的原子核。宇宙中的高能宇宙射线主要是由质子、Q 粒子、少量 Li、Be、B、C、N、O 的原子核、极少量的重原子核以及电子、中微子和高能光子所组成。银河系的宇宙射线强度达 10^{41} 尔格／s，比银河系的 X 射线强十倍。在宇宙射线有 10^{20} 的粒子。能量为几百兆电子伏的粒子可以进入核内。特别是α粒子进入，打出的物质有质子、中子、氘、氦等更重的元素，碎片可以是热核反应时几乎不能生成的 Li、Be 和 B 等轻元素。宇宙线与行星大气、行星表面物质和陨石中的元素相互作用，形成近百种稳定与放射性的宇宙成因核素。宇宙射线的作用，会使陨石或地壳中 Li、Be、B 比太阳要高。金牛座 T 型星中轻元素特别多，被认为是恒星表面活动强烈，高能粒子照射重核形成。另外，少数某些恒星表面质量中等的元素丰度较高也可能与之有关。

2.10　人造元素和超重元素稳定岛

目前，科学家能用中子或各种元素的离子轰击纯元素靶来制造不同的元素。其中人们更关注超重元素的合成。超重元素也叫超铀元素，指元素周期表上原子序数在铀之上的元素。目前有 23 个超重元素，其原子核中的质子数都超过铀。这 23 个元素中只有“最轻”的两种——镤和钚存在于自然界。Seaborg（西博格）提出铀系元素像镧系元素一样是过渡系元素。基于他在超重元素领域中的成就，与他人共同发现了包括钚在内的 10 个新元素，使他获得 1951 年的诺贝尔化学奖。第 106 号元素被命名为 Seaborgium（图 5.21）。

通常超重元素的稳定性很差，半衰期极短。而中子数在 184 左右，半衰期长达数年的元素被统称为“稳定岛”。 稳定岛周围的元素都很不稳定，半衰期极短，像一个岛屿一样存在于大洋之中。

30 多年前科学家就预测到在超铀元素中存在着 “稳定岛”。但始终未能在实验上证实。1999 年 6 月美国伯克利实验室宣布，用约 10^{18} 个氪离子对一个铅靶轰击 10 多天，得到 118 号元素的 3 个原

子，后者又很快衰变成 116 号、114 号和其他元素。实验中 116 和 118 号元素只分别存在 1.2 毫秒和 200 微秒。

图 5.21　　元素周期表（Schadel 等，1997）

1999 年俄罗斯的国际研究小组（Oganessian 等，1999）报道用 ^{48}Ca 强离子束轰击 ^{242}Pu 靶，发现具有 175 个中子的 114 号元素，半衰期 30.4 秒。它衰变到 112 号元素，半衰期 15.4 分。然后衰变成 110 元素；半衰期 1.6 分。然后衰变成 108 号元素。具有 169 个中子的 108 号元素已离开稳定岛的边缘，它自发裂变。随后，他们制得具有 173 个中子的 114 号元素，这更靠近稳定岛的边缘。半衰期约 5 秒。它经过α衰变成 112 号元素，3 分钟后自发裂变。最新计算结果表明，中子数到达 168，就可以算是到达“稳定岛”的岸边。

第三节　　太阳系及其行星

1　　太阳

太阳是距离地球最近的恒星，位于银河系的银道面之北猎户座旋臂上，距银心约 33000 光年，以 250km / s 速度绕银心转动，公转一周约 2.5 亿年。太阳与地球的平均距离定为一个天文单位 *Au*

$$1Au=1.49\times10^{8}\ \text{km} \qquad (5.24)$$

太阳质量 $M\odot$等于

$$1\,M\odot=1.9891\times10^{33}\text{g} \qquad (5.25)$$

是整个太阳系质量的 99.86%。太阳的半径（$1R\odot$）等于

$$1\,R\odot=6.960\times10^{5}\ \text{km} \qquad (5.26)$$

太阳自转周期因纬度而异，赤道周期为 24.6 日，旋转速度 2.06km / s，越近极区越慢。太阳平均密度为 1.409g / cm^3（Henarejos，1999）。太阳光度（总辐射能量速率）$L\odot$为

$$1\,L\odot=3.9\times10^{26}\,\text{W} \qquad (5.27)$$

可折算表面有效温度为 5784K。太阳辐射光谱见图 5.22。肉眼感受 560nm 最强。谱的凹陷部分的吸收光谱可以用来确定太阳表面的元素。在地球表面接受太阳的能量流称为太阳辐射常数。在大气之上为 1.94 Cal / $cm^{2}\cdot$min。大气之下因被大气吸收而降低。

图 5.22　　太阳辐射光谱（林忠四郎等，1983）

太阳的核聚变释放的能量约为 4×10^{33} 尔格 / s。在太阳中心核反应区温度在 1500 万 K 以上，密度约为 151.3g / cm^3，压力达 3300 亿大气压。反应能量以光子形式朝外层传播。该辐射达到太阳表面下 20 万 km 深处。至此光子的温度和密度分别降至 200 万 K 和 0.15 g / cm^3。随着光子远离太阳核区，它们与介质的相互作用愈来愈小。开始光子以γ射线，而后又以可见光和红外线的形式辐射。当光子达到辐射区外层时，它们被原子核约束住的电子吸收。

辐射区之上为对流区。日震仪——MDI 成像系统首次展示，对流区厚度为 20 万 km。对流区压力是地球大气层压力的千分之一，温度约 5800℃。其间的热气体向上流动，缓慢变冷后下降。对流层的基本结构是 3 万 km 直径的超米粒；1000km 直径的称为米粒，它们仅存在 10 分钟；中米粒直径为 8000km。当对流层有转动差（即赤道转动较快，两极转动较缓）时，区内呈现大块类似固态的转动区；太阳磁场使该辐射区固定，又推动该辐射区像固体一样转动。这被称为“速度渐变转动”，其厚度不到 35000 km。

对流层上面的太阳大气称为光球（photosphere）。太阳半径即中心到光球的距离。光球约厚 500 km，气体密度仅 10^{-8} g / cm^3。光球是对流区的外界，会出现太阳火山喷发和日冕块喷发。太阳火山

喷发现象的成因是太阳表面上层厚度达 2000 km 的色球内和数千公里厚的日冕中出现的磁力作用。1997 年 11 月卫星上的仪器记录一次大强度太阳火山喷发后所伴随的 X 光线和紫外线；不到一小时后，LASCO 日冕仪接收到大量的粒子，又记录 4 天后在太空出现的物质云。此外，太阳上偶尔也会喷发出的比太阳火山喷出物更高级的物质，天文学家称这种现象为“日冕块喷发”。日冕块喷发与日珥现象有关，具有与太阳火山喷发相同的物理过程。日冕块喷发与太阳火山喷发这两种现象并不一定是相互影响的。天体物理学家们仍未完全清楚这两种现象的物理过程。

黑子是太阳表面最暗的部分，其温度比周围约低 1000K。伽利略早在 1611 年就观察到此现象。黑子具有 22 年磁周期，即两个 11 年周期。黑子的体积比地球的体积大得多。黑子出现处是磁场磁力极强之点，约比太阳平均磁场强度大 1000 倍。此处太阳内部离子流受磁力线引导喷流而出。强烈的离子喷流形成日冕。黑子常成对出现，分别为正、负磁极。日震仪精确测量曾看到一个深陷在表面下至少 24000 km 处的太阳黑子。黑子之间的强磁场上方往往有短暂喷发，在 100～1000 秒内，释放大量能量，达 10^{22}～10^{26} 焦耳，称为耀斑。

光球外围是厚度达 2000 km 的色球层和未确定其外界的日冕，它们都是较小密度的介质，起主要作用的是太阳磁场。日冕的温度能上升到 100 万℃以上。日冕是由温度约一、二百万度、浓度约 10^7～10^8 个 / cm^3 的稀薄等离子体组成的，延伸高度达 1 R⊙。日冕等离子体的引力与动力学压力在高温下难以平衡，一些热等离子体不断地从太阳表面以超声速向行星际空间抛出，形成太阳风。太阳风的主要成分为氢离子、氦离子和电子，此外还有微量高电离的氧、铁和其它元素。宁静太阳风速度为 300～400km / s，基本沿太阳半径方向流动。

20 世纪 70 年代科学家提出使日冕内能量消散的 Alfven 波传播的物理过程。磁场碰撞引起的 Alfven 波使得太阳表面的米粒沸腾。米粒沸腾引起的紊流扰动向日冕移动的磁力线，磁力线与 Alfven 波相互作用，不断地给日冕带来热能。Alfven 波使太阳风加速。日冕口上方太阳风的风速达到 700 km / s。SUMER 探测仪的测量表明，在超米粒组织边缘的太阳物质上升速度是最高的，这就意味着高速上升的太阳物质是太阳风的来源。Soho 卫星能够提前数天预报太阳风的来临。

Kim 等（1995）从月球表土测定太阳风氮同位素，发现不同表土 ^{15}N / ^{14}N 有较大变化，反映太阳辐射的长期变化。两个简单曝露历史和相对近代样品（10^5 到 5×10^7a）中 ^{15}N / ^{14}N 近 40%高于地球大气，这可能反映太阳风值。Mathew 等（1998）从月壤钛铁矿颗粒研究表明，太阳能量粒子比太阳风富轻同位素。这与氖同位素的结果相反。Chaussidon 和 Robert（1999）由月壤测定太阳风冲击给出的 ^7Li / $^6Li=31\pm4$。通常把陨石中测定的锂含量设定为“太阳系值”，推测它反映太阳形成的气体云内的丰度。在太阳光球内锂含量比陨石中小 140 倍；这差别来自太阳对流圈底部由于核反应造成锂的破坏。如果这是确实的，太阳光球内 ^7Li / ^6Li 约 10^6，在低温下 ^6Li 比 ^7Li 更容易被破坏；陨石含量 ^7Li / $^6Li=12.14$。Mathew 等（1998）给出的太阳风低比值暗示锂是产自光球内太阳耀斑的能量质子与光球内 ^{16}O 和 ^{12}C 形成蜕变反应的结果。

太阳系的元素丰度（表 5.7）是解释各类天体演化过程的基础。太阳系元素与核素丰度主要根据太阳光谱的测定确定挥发性元素的丰度，以 I 型碳质球粒陨石的元素丰度作为太阳系非挥发性分元素的丰度。太阳系的核素丰度具有以下特点：氢是最大丰度值的元素，氦次之，共占原子数的 99%以上；在质量数为 1～100 以后丰度曲线比较平缓：锂、铍和硼的丰度与邻近核素相比丰度特别低；具有质量数为 4 的倍数核素如 ^{16}O、^{20}N、^{10}Ca、^{48}Ti 等的核素丰度明显高于相邻；丰度曲线在 ^{56}Fe 处出现峰值；在质量数为 80 与 90、130 与 138 和 196 与 208 处丰度曲线出现某些富含质子的核素丰度低；丰度高的核素与原子核的稳定性密切相关。

表 5.7　　太阳系的元素丰度（Baugher，1988）

原子序数	元素	原子（%）	重量（%）	原子序数	元素	原子（%）	重量（%）

1	H	93.96	77.82	47	Ag	6.7×10^{-10}	6.0×10^{-8}
2	He	5.92	19.61	48	Ca	6.7×10^{-9}	6.2×10^{-7}
3	Li	9.39×10^{-8}	5.4×10^{-7}	49	In	4.2×10^{-9}	4.0×10^{-7}
4	Be	1.32×10^{-9}	9.8	50	Sn	9.4×10^{-9}	9.2×10^{-7}
5	B	1.2×10^{-8}	1.1×10^{-7}	51	Sb	9.4×10^{-10}	9.5×10^{-8}
6	C	0.039	0.39	52	Te	—	—
7	N	0.0082	0.095	53	J	—	—
8	O	0.064	0.859	54	Xe	—	—
9	F	3.4×10^{-6}	5.3×10^{-5}	55	Cs	$<7.4\times10^{-9}$	$<8.2\times10^{-7}$
10	Ne	0.0035	0.058	56	Ba	1.1×10^{-8}	1.3×10^{-8}
11	Na	1.79×10^{-5}	0.0034	57	La	1.2×10^{-9}	1.4×10^{-7}
12	Mg	0.0038	0.076	58	Ce	3.3×10^{-9}	3.8×10^{-7}
13	Al	3.1×10^{-4}	0.0069	59	Pr	4.3×10^{-10}	5.0×10^{-8}
14	Si	0.0042	0.098	60	Nd	1.6×10^{-9}	1.9×10^{-7}
15	P	3.0×10^{-6}	7.7×10^{-4}	61	PmS	—	—
16	S	0.0015	0.040	62	m	4.9×10^{-10}	6.1×10^{-8}
17	Cl	3.0×10^{-5}	8.8×10^{-4}	63	Eu	4.7×10^{-10}	5.9×10^{-8}
18	Ar	9.4×10^{-5}	0.0031	64	Gd	1.2×10^{-9}	1.6×10^{-7}
19	K	1.31×10^{-5}	4.3×10^{-4}	65	Tb	—	—
20	Ca	2.1×10^{-4}	0.0069	66	DyH	1.0×10^{-9}	1.4×10^{-7}
21	Sc	1.03×10^{-7}	3.9×10^{-6}	67	o	—	—
22	Ti	1.03×10^{-5}	4.1×10^{-4}	68	Er	5.5×10^{-10}	7.6×10^{-8}
23	V	9.4×10^{-7}	4.0×10^{-5}	69	Tm	1.6×10^{-10}	2.4×10^{-8}
24	Cr	4.8×10^{-5}	0.0021	70	Yb	7.4×10^{-10}	1.1×10^{-7}
25	Mn	2.4×10^{-5}	0.0011	71	Lu	5.5×10^{-10}	7.9×10^{-8}
26	Fe	0.0030	0.139	72	Hf	5.9×10^{-10}	8.8×10^{-8}
27	Co	7.4×10^{-6}	3.6×10^{-4}	73	Ta	—	—
28	Ni	1.7×10^{-4}	0.0089	74	W	4.7×10^{-9}	7.2×10^{-7}
29	Cu	1.03×10^{-6}	5.4×10^{-5}	75	Re	$<4.7\times10^{-11}$	$<7.2\times10^{-9}$
30	Zn	2.6×10^{-6}	1.4×10^{-4}	76	Os	4.7×10^{-10}	9.0×10^{-8}
31	Ga	5.9×10^{-8}	3.4×10^{-6}	77	Ir	6.7×10^{-10}	1.1×10^{-7}
32	Ge	3.0×10^{-7}	1.8×10^{-5}	78	Pt	5.3×10^{-9}	8.5×10^{-7}
33	As	—	—	79	Au	5.3×10^{-10}	8.6×10^{-8}
34	Se	—	—	80	Hg	$<1.2\times10^{-8}$	$<2.0\times10^{-6}$
35	Br	—	—	81	Tl	7.4×10^{-10}	1.3×10^{-7}
36	Kr	—	—	82	Pb	8.0×10^{-9}	1.4×10^{-6}
37	Rb	3.8×10^{-8}	2.7×10^{-6}	83	Bi	$<7.4\times10^{-10}$	$<1.3\times10^{-6}$
38	Sr	7.4×10^{-8}	5.4×10^{-6}	84	Po	—	—
39	Y	1.2×10^{-8}	9.0×10^{-7}	85	At	—	—
40	Zr	5.3×10^{-8}	4.0×10^{-6}	86	Rn	—	—
41	Nb	7.4×10^{-9}	5.7×10^{-7}	87	Fr	—	—
42	Mo	1.3×10^{-8}	1.0×10^{-6}	88	Ra	—	—
43	Tc	—	—	89	Ac	—	—
44	Ru	6.4×10^{-9}	5.3×10^{-7}	90	Th	1.5×10^{-10}	2.9×10^{-8}
45	Rh	2.3×10^{-9}	2.0×10^{-7}	91	Pa	—	—
46	Pa	3.0×10^{-9}	2.7×10^{-7}	92	U	$<3.8\times10^{-10}$	$<7.4\times10^{-8}$

基于精确核证据 Allende 球粒陨石 Ca－Al 包体（CAI）被认为是最古老的太阳系物质。它的年龄是早期太阳系演化数据上特别感兴趣的问题。包体和球粒（chondrules）两者具有高 U / Pb 比，

但显著的普通铅组成排除 U－Pb 法的使用。Chen 和 Wasserburg（1981）首次从包体获得精确年龄。Pb－Pb 等时线给出 4568±5Ma，而 Canyon Diablo 等时线为 4559±4Ma。

两点等时线能在 Canyon Diablo 和任何单个包体之间被计算，并称为模式 207／206 年龄，因为它们依赖于假定包体内的初始铅等于 Canyon Diablo。Tilton（1988）优选这些等时线年龄为 4568 Ma，但 207／206 年龄不与 ^{207}Pb / ^{206}Pb 相关。然而，Allegre 等（1995）对此数据组的再评价表明存在相关，认为不一致是由于普通铅从基质中迁移进入包体。Allegre 等（1995）以递增过滤方法获得更多数据，表明 207／206 年龄在 Chen 和 Wasserburg 的大多数放射性数据的误差之内，给出对 Allende 的 Ca－Al 包体最佳年龄 4566（＋2～－1）Ma，这是太阳系系统的凝聚年龄。

通过灭绝核研究尚不能导致太阳系形成的唯一模式，但正缩小其选择。非常短寿命核素的存在为复苏的“刹车假说”进行最佳解释。这是单一事件导致晚的核喷射进入分子云，并因为云的坍塌而刹车。^{41}Ca，^{26}Al 和 ^{107}Pd 核素可以用超新星或红巨星来解释；^{53}Mn，^{60}Fe，^{129}I 和 ^{182}Hf 最好用超新星来解释，而锕系必须来自超新星。然而，不止一种的超新星能符合全部的产物比。Wasserburg 等（1996）提出超新星提供银河系核合成有效频率远高于通常假设的每 100 Ma 一次。他们建议不同类型的超新星提供不同核“脉冲”到前太阳系星云。低水平 ^{129}I 意味着早期超新星源（Δ约 100 Ma）。Wasserburg 等建立具有晚的锕系附加的 ^{182}Hf 来自第二次超新星（Δ约 10 Ma）。最后，^{41}Ca，^{26}Al 和 ^{60}Fe 要求非常晚的附加，可能来自第三次超新星源。Harrper（1996）提出多次超新星源模式，设想恒星起源于一个具有喷射和复杂系列事件的大分子云系列。

Russell 等（1996）在 Semsrkona，Moorabie，Inman 和 Chainpur 未变质原始球粒陨石的两个 CAI 包体和两个富 Al 球粒找到 Mg 同位素异常。CAI 给出初始 ^{26}Al / ^{27}Al 比 5×10^{-5}，精确等于碳质球粒陨石包体值。不同陨石组包体一致比值的观察建议这些包体在星云中广泛分布。这暗示为 Inman 和 Chainpur 某些球粒中灭绝 ^{26}Al 测定所支持。这给出比包体低的初始 ^{26}Al / ^{27}Al 比，围绕 1×10^{-5}。如果同位素变化来自均匀源 ^{26}Al 衰变，这数据意味着在 CIA 形成与球粒形成之间有约 2 Ma 间隔。相反，来自同一陨石（Chainpur）其它球粒未显示 Al－Mg 异常，暗示在 CIA 包体之后 5 Ma 结晶。这时间跨度符合球粒和包体的 U－Pb 年龄，支持来自均匀储库成因。

2　太阳系行星和卫星

太阳系包括九个行星和它们的卫星、数以万计的小行星、数十亿个彗星、无数陨石、巨量尘埃和气体（图 5.23）。太阳系行星最重要的特征是所有行星都处于太阳的赤道平面内。

图 5.23　太阳系的九个行星（Baugher，1988）

太阳系的九个行星中，水星、金星、地球和火星靠近太阳，称为内行星或类地行星。它们的个体小（直径＜13000 km，密度大（3.39～5.52g / cm^3），是石质的行星，成分和大小和地球相似（表 5.8）。外行星包括木星、土星、天王星和海王星，都是大行星（直径＞4900 km），质量大，密度小（＜2 g / cm^3），主要由气体，如氢、氦等组成，卫星多、还具有灿烂的光环，常称为类木行星。最外的冥王星是一个例外，它更像类地行星。

除了密度之外，确定行星内部结构的其它参数有：1 表面成分和表面地貌：表面成分用遥感测定；表面地貌用照片、雷达和激光高程计测出；2 重力场：通达研究卫星轨道的轻微改变和表面地形可得出行星重力场资料；3 转动惯量：它描述距星体中心远近密度的变化，反映行星是否经历分异作用。旋转物体都趋向扁平化，扁平程度取决于自转周期和行星内部物质的分布。但我们只能计算地球和月球的转动惯量；4 磁场：行星磁场由两部分组成。永久磁场是行星固有的；而感生磁场是由太阳或其它行星感生形成的。利用被磁场捕获的带电粒子的辐射加速现象，发现了木星的磁场。5 热流：行星形成时，星子堆积，撞击中的部分能量转化为热；放射性衰变也产生热量。利用行星表面的微波辐射，可以求出行星体上部数米的温度梯度。6 地震：行星表面和内部能量的突然释放

会引发地震，并使行星发生自由振荡。

表 5.8　　太阳系各行星的主要参数（Baugher，1988）

行　星	距日平均距离（$\times 10^6$ km）①	公转周期 (a)	轨道倾斜度	自转周期	赤道面与轨道面夹角
水　星	57.9	0.241	7.0°	58.65	7.0°
金　星	108.2	0.615	3.39°	243.01	117.4°
地　球	149.6	1.000	0.00°	0.997	23.3°
火　星	228.0	1.88	1.85°	1.026	23.98°
小行星②	414.0	4.604	10.62°	--	--
木　星	778.4	11.86	1.30°	0.415	3.08°
土　星	1424.6	29.46	2.49°	0.445③	26.73°
天王星	2866.9	84.01	0.77°	0.718③④	97.92°
海王星	4486.0	164.79	1.77°	0.75-1.0	28.8°
冥王星	5889.7	250.3	17.2°	6.4	50?

行　星	直　径① (km)	质　量 (g)	密　度 (g/cm^3)	卫星数	平　均反射率①
水　星	4800	2.28×10^{26}	5.43	0	0.07
金　星	12100	4.87×10^{27}	5.25	0	0.7-0.8
地　球	12756	5.98×10^{27}	5.50	1	0.39
火　星	6794	6.42×10^{26}	3.93	2	0.15
小行星②	1020	1.17×10^{24}	2.2	--	0.05
木　星	143200	1.90×10^{30}	1.33	16	0.51
土　星	120000	5.69×10^{29}	0.71	23	0.50
天王星	51800	8.72×10^{28}	1.24	15	0.66
海王星	49500	1.03×10^{29}	1.67	2	0.62
冥王星	2600(?)	1.0×10^{25}	0.4-1.0	1	0.16

①据格拉斯，1986

②数值取自最大的小行星谷神星（据 Chapman 和 Zellner，1978）

③射电间距

④逆转

太阳系行星大气圈的组成成分和同位素丰度见表 5.9、表 5.10 和表 5.11。

2.1　　地球

地球是从太阳向外的第三颗行星，是最大的类地行星。地球以约 30 km / s 的速度绕日运行，其轨道近于 3 亿公里的园。地球表面接受太阳的辐射功率约为 1.36 kW / m^2，整个地球接收功率约 200 万亿 kW。

地球科学的最基本课题是了解控制地球形成的物理和化学过程及其事件，和确定其初始状态。Wetherill（1990）概述其基本过程。通过人造卫星观测地球形状似梨，梨柄在北极，梨底在南极。南极距地心比北极短 15.2m，赤道以南比赤道以北高 7.6m。在太阳系中地球是相当独特的：1 唯一在表面上拥有大量水的行星；2 有生命存在；3 表面显示出由固相组成的可移动的板块构造，以及表生作用；4 具有最大的卫星 / 行星尺寸比；5 与类地行星相比，缺失最初 500Ma 的地质记录。其中的 1、2、3、5 点很可能是密切相关的。

表 5.9　　太阳系行星大气圈的组成成分（Baugher，1988）

	CO_2	N_2	O_2	H_2	He_2	其　它　气　体
水　星	—	—	—	—	—	—
金　星	96.4%	3.4%	微量		微量	0.14%H_2O,0.02SO_2,Ar,HCl,HF,H_2S ,CO

地　球	330μ	78%	21%		70	1%Ar, 0-4%H_2O,18μ Ne,1.5μ CH_4,1μ Kr
火　星	95.6%	2.7%	0.1%			1.6%Ar, H_2O,CO,Ne,Xe
木　星				81%	19%	CH_4,NH_3, H_2O,P H_3,GeH_4,C_2H_6
土　星				89%	11%	NH_4,CH_4, H_2S, P H_3, C_2H_6,C_2H_2,C_3H_4,C_3H_8
天王星				74%	26%	CH_4,C_2H_2, C_2H_6
海王星						大量 CH_4，有 C_2H_6，可能有 NH_4
冥王星						CH_4

μ =10^{-6}

表 5.10　类地行星大气圈的同位素丰度（原子数）比（Baugher，1988）

	太　阳	金　星	地　球	火　星
^{12}C / ^{13}C	0.011	0.012	0.0112	0.0118
^{14}N / ^{15}N	260	160	280	160
^{17}O / ^{16}O	?	?	3.71×10^{-4}	3.91×10^{-4}
^{18}O / ^{16}O	?	2.0×10^{-3}	2.05×10^{-3}	2.06×10^{-3}
^{22}Ne / ^{20}Ne	?	?	0.097	0.10
^{20}Ne / ^{36}Ar	31	0.5	0.6	0.5
^{36}Ar / ^{40}Ar	?	0.80	3.4×10^{-3}	3.0×10^{-4}
^{38}Ar / ^{40}Ar	?	0.14	6.4×10^{-4}	6.0×10^{-5}
^{38}Ar / ^{36}Ar	8.4×10^{-3}	0.18	0.19	0.20
^{36}Ar / ^{12}C	3.0×10^{-4}	1×10^{-5} 至 6×10^{-5}	3×10^{-7}	6×10^{-6}
^{84}Kr / ^{36}Ar		0.02	0.04	0.03
^{129}Xe / ^{132}Xe		—	0.983	2.56
^{36}Ar / ^{132}Xe			$>3\times10^{3}$	1.3×10^{3}

表 5.11　太阳和类木行星大气圈丰度（原子数）比（Baugher，1988）

	太　阳	木　星	土　星	天 王 星	海 王 星
He / H	0.06	0.05	0.03	0.06	?
C / H	4.7×10^{-4}	0.0011	9.9×10^{-4}	0.0094	0.012
N / H	9.8×10^{-5}	9.8×10^{-5}	2.4×10^{-4}	$<9.8\times10^{-5}$	$<9.8\times10^{-5}$
O / H	6.8×10^{-4}	2.3×10^{-5}	?	?	?
P / H	2.4×10^{-7}	2.4×10^{-7}	7.9×10^{-7}	?	?
D / H	2.5×10^{-5}	3.2×10^{-5}	2.4×10^{-5}	4.8×10^{-5}	?
^{13}C / ^{12}C	0.011	0.0062	0.011	?	?
^{14}N / ^{15}N	0.0026	0.0016	?	?	?

地核形成与地球增生密切相关。地球增生形成可以分为三个阶段：始于太阳星云内尘粒之间的粘附和摩擦，直到形成公里级的星子，但对此机制知之甚少；失控重力增生导致月球尺寸星体形成；最后由邻近的约 1000km 尺寸星体之间的重力微扰所产生的撞击。这使原始地球和撞击体具有高能，立即熔融和主要部分气化。

相对于陨石，Allegre 等（1995）等讨论地球表观 Pb－Pb 年龄的意义。已经知道　体硅酸盐地球（BSE）比体球粒陨石（约为 7）有较高的μ值（约为 9）。这差别由于地球上铅的挥发，或部分铅进入地核。铅与其它亲铁－亲石元素分配系数的比较建议地核形成主要由于 BSE 的高μ值。这是正确的，地球铅同位素演化可以为 Hf－W 系统所约束。由于 Hf－W 证据看来支持晚期地核形成，预测地球有一个年青的 Pb－Pb 年龄，与太古宙方铅矿组成证据相符。太古宙方铅矿组成支持极早期地球历史是一个低μ值。地核形成的 100 Ma 时间可以较好地解释铅随机性，因为它导致 BSE，并随后平均 MORB 都处于地质年代的右侧。然而，OIB 铅仍然表现异常行为，由于在岩石圈它的反常地球化学。Zhang（1998）用氙同位素给出最年青的地球年龄 4.45±0.02Ga。

灭绝核 ^{146}Sm 在地球早期分异的模式上有重大约束作用，Harper 和 Jacobsen（1992）和 Sharma 等（1996）找出地球的 ^{142}Nd 异常，符合预期的 ^{142}Nd 过量。Jacobsen 和 Harper（1996）显示 ^{142}Nd 过量可以与初始ε ^{143}Nd 过量用于模拟硅酸盐地球的早期分异。一个简单的两阶段模式假设整体地球

演化到时间 t，Sm / Nd 分馏出现在地幔的某些部位。但是，不同样品给出不同分异事件的年龄。Kunz 等（1998）根据 MORS 中的玻璃 ^{244}Pu 研究，结合 ^{129}Xe 测定，提出在太阳系形成后约 50～70Ma 地球增生，同时地幔脱气形成大气。

近年虽有许多地球稀有气体演化模式，但仍难给出其成因，主要障碍在于对地球原始稀有气体了解不够。Ozima 和 Igarashi（2000）汇编来自 MORB、OIB 和金刚石的稀有气体数据，进一步讨论地球原始稀有气体和它在地幔演化上的意义。他们认为，与一般假设相反，地球上原始 Ne、Ar、Kr 和 Xe 明显不同于太阳稀有气体（图 5.24）。原始稀有气体由太阳稀有气体经过类似 Rayleigh 分馏，质量分异而形成。原始 Ar、Kr 和 Xe 与大气组成一致，对于 Ne，在 MORB、OIB 和金刚石中的大多数 $^{20}Ne / ^{22}Ne$ 明显高于大气。然而，统计结果不支持在地幔中太阳 Ne 的存在，暗示有两种主要非大气 Ne，一种接近 Q－Ne，即 $^{20}Ne / ^{22}Ne＝10.7$，另一种近似 IDP（行星内部尘）平均值，即 $^{20}Ne / ^{22}Ne＝12.$（Nier 等，1990）。他们假定 Ne 在大气中进一步分馏。在地幔物质中 Ar、Kr 和 Xe 彼此相关，He 和 MORB 中的 Ne 总量与重的稀有气体不相关。这表明在地幔源区中 He 和 MORB 中 Ne 与重的稀有气体去耦。He－Ne－Ar 系统的表明 He 对 MORB 和 OIB（和在 MORB 中 Ne）是开放的；而 He 在 MORB 源中是过量的，它在 OIB 地幔源中相对于封闭系统值亏损。然而，不了解这些表面上的辅助特征是否反映某些基本地幔动力学或仅为随机符合。

图 5.24　MORB、OIB、金刚石与太阳（S）的稀有气体同位素比（Ozima 和 Igarashi，2000）
曲线呈高斯分布。a $^{38}Ar / ^{36}Ar$ 图；b $^{86}Kr / ^{84}Kr$ 图，M：Minnsota 组，Z：Zurich 组，c $^{128}Xe / ^{130}Xe$ 图

2.2　月球

月球直径略大于地球直径 25%，月地比远大于其它行星。其它行星直径多为最大卫星直径的 13 倍以上，仅冥王星例外。所以，有人认为地球和月球是双星。月球的基本数据见表 5.12。月球轨道面对黄道面约倾斜 5°。月球自转和公转周期一致，总是以同一侧面朝着地球。月球是一个无大气、无水体、无生命活动、冷热剧变的死寂的世界。1959 年苏联月球 3 号首次得到月球背面照片。1966 年苏联月球 9 号在月球上软着陆。1969 年 7 月 21 日美国阿波罗 11 号实现人类登月球的梦想。

表 5.12　月球的基本数据（格拉斯，1986，洪韵芳等，1999）

地球－月球的平均间距	384401km
平均半径	1738 km
质量	7.353×1025g
密度	3.34
轨道面与黄道面的夹角	5°09′
自转周期	27.33
温度变化范围	－183℃至 130℃

月球表面最显著的特征是浅色高地（月陆）和暗色月海。高地高出月海约 1km，表面密布撞击坑，约占月球表面的 80%。撞击坑从小到 1μm 的显微坑到直径数百公里的大盆地。年轻的撞击坑有明亮撞击线、明显的环边，显著的溅射覆盖层和二级月坑；表面由 85%角砾岩、10%深成岩和 5%火山岩组成。月海大多分布在月球正面，是 3.9G 前大量小天体撞击月面而形成的。月海比较平坦，局部在数百公里内变化不超过 150m；表面由约 90%火山岩和约 10%角砾岩组成，主要被大片玄武岩流所覆盖；呈现为山脊、陡崖、月溪、园丘、火山锥，和类似破火山口的月坑。

月面构造主要由月陆与月海组成。月陆内有多条南北向的隆起带。最高山在南极附近，高达 8～9km。亚平宁山脉高出月海 3～4km，长达 1000km，是月球最长的山脉。月球上分布着延伸数百 km 的深大断裂体系，多位于月陆与月海的交界处；还有大量 10～300km 长的弧性断裂。断裂体系以 NE 和 NW 向为主，SN 向及 EW 向较少。巨大的环形盆地有明显的放射状断裂体系。褶皱变形主要

是月海盆地内的堤状隆起所形成。

月球表面的覆盖层平均厚 4～5m，高地上平均厚约 10m。覆盖层是陨石撞击基岩和太阳辐射引起月岩物理崩解的产物，由极细的碎屑到数米的岩块组成。直径小于 1 mm 的颗粒被称为月壤或月尘，含撞击熔融形成的玻璃，不含腐植质。颗粒外部的部分铁被还原成金属小球。粒径小于 50 微米的月壤含有丰富的氦。月球表面物质的裂变径迹密度大，变成非晶态。月壤暴露年龄约为 200～500 Ma。1988 年发现月球大气含＞50 原子 / cm^3 钠。

表 5.13　　月海玄武岩和地球玄武岩的成分对比 （%） （格拉斯，1986）

	月　　球	地　　球
SiO_2	37～49	44～53
TiO_2	0.3～13	0.9～3.3
Al_2O_3	7～14	13～19
FeO①	18～23	7～14
MnO	0.21～0.20	0.09～0.3
MgO	6～17	4～10
CaO	8～12	8～12
Na_2O	0.1～0.5	1.8～3.8
K_2O	0.02～0.3	0.3～2.0
P_2O_5	0.03～0.13	0.04～0.6
Cr_2O_3	0.12～0.70	0.005～0.04

① 铁的总含量以 FeO 表示

从月球带回的样品分三大类：岩浆岩、角砾岩和月壤。岩浆岩以火山岩为主。月海玄武岩与地球相似（表 5.13）。变化最大的是钛。可分为高钛（阿波罗 11 号和 17 号）、低钛（阿波罗 12 号和 15 号，月球 16 号）和极低钛的玄武岩（月球 24 号）。与地球相比，月球玄武岩含铝较低，含碱量仅为地球玄武岩的 10%、含氧化铁为 2 倍、含铬 10 倍。月球玄武岩不含水，只有二价铁，有金属铁和硫化铁，说明是在还原环境下形成。有鳞石英和方英石，证明在高温下（1100～1300℃）结晶。

高地上有斜长岩、辉长斜长岩、斜长辉长岩、橄长岩和苏长岩。它们富含 Ca、A1，而贫 Fe、Mg。高地并产出 KREEP 玄武岩，以异常高的 K、RE 和 P 著称。首先发现于 Fra Maure 组角砾岩，故也称 Fra Maure 玄武岩。KREEP 玄武岩有较高的 SiO_2、Al_2O_3。可能是由斜长岩质月壳岩石部分熔融而成。一般的月海玄武岩为正的ε_{Nd}值，而 KREEP 玄武岩为负的ε_{Nd}值。

高地上最多的岩浆岩是斜长辉长岩，其特点是富 Al_2O_3（约占 26%）和 CaO（约 16%），而 FeO、MgO、TiO_2 低。斜长岩几乎全由斜长石（An 90～98）组成，约 35%Al_2O_3。富 SiO_2 的花岗质岩石仅见于碎屑中。

总的说来，月球岩浆岩以 SiO_2 和碱金属低、无水、无 Fe^{3+}为特征。易挥发元素和亲铁元素贫化，而含耐熔元素（Ti、Zr、Cr、和 RE）。所有月岩岩浆岩样品的年龄大于 3000 Ma，说明其后没有火山活动。但可能有现代火山造成的挥发性气体释放。

月球已经发现矿物一百多种，其中有 3 种新矿物：低铁假板钛矿（armalcolite）、三斜铁辉石（pyrixferroite）和静海石（tranquillityite）。

月球密度较地球低，在 4～5.52g / cm^3 之间。转动惯量为 0.3953±0.0045，说明月球不是均匀的，密度随深度有所增大。不排除有铁核存在。

阿波罗飞行时，月球的重力使飞船的加速度出现重大偏离。计算表明，月球正面许多未填充的月坑是负重力异常，即质量不足；而被填充的月坑和直径大于 200km 的环形月海具正重力异常或高密度层（3.3g / cm^3），周围仅有 3g / cm^3。但月海充填的熔岩仅厚约数公里。有人认为，高密度层是撞击成坑后，由于回弹使月幔羽上升而成。月壳山脉和高地的重力分析表明，月壳密度比内部低，说明月球发生过分异作用。

阿波罗 15 号和 17 号对着陆点进行了热流测量，分别为 2.1μW / cm^2 和 1.6μW / cm^2。地球平均

热流值为 8.4μW/cm^2。月球热流只相当地球的 20%。根据放射性衰变产生热，估算月球上铀的平均含量为 30×10^{-6}。如果 K / U 比为 2500，K 的丰度为 80×10^{-9}。

过去，人们认为月球磁场极弱，其永磁偶极矩上限比地球的 10^{-12} 还小。出乎意料，阿波罗飞船样品测定表明，说明曾存在古磁场。并记录目前磁场强度为 3～327 伽马。月表是受不同磁化岩块组成，没有统一的南北极。月海磁性低而均匀，常小于 50 伽马，在月球背面高地磁场较强，达 300 伽马；局部极小值联系着月坑。回收样品的自然剩余磁性大多数为 600～3000 伽马，达 1.6Oe。对此，有人提出月球磁场强度曾从 4000Ma 前的 1.3Oe 减少到 3600Ma 前的 0.3Oe。关于月球磁场起源的说法大相径庭。例如，月球曾有一个对流的金属核，为太阳磁场和地球磁场所磁化等。

月球内部的导电率和磁导率是根据太阳风磁场变化在月球上引起的电磁感应计算出来。根据磁导率计算，高导电核心最大半径是 535km。但电磁测定都不表明月球必须有一个高导电的核心。在假定月球内部组成的基础上，可以把导电剖面转化为温度剖面。假定月球内部由橄榄石组成，得出月球温度剖面，月心温度为 1000～1600℃。

阿波罗飞行期间在月球上安置 5 个地震仪。记录到两种月震，小于 100km 的浅震 35 次和 800～1000km 的深震 1000 次，以及 1800 次陨石撞击。阿波罗飞行器在月球坠毁，提供位置、时间、能量都十分准确的人工月震源。结果表明，月震是低衰减的，由于没有水和挥发份，月震持续一小时或更长，而通常地震仅延续几秒到几十分钟。月球比地球远为平静，每年只有 300～700 次月震，多小于里氏 3 级，最强的也仅 4 级。而地球上这种地震每年约 80 万次，并有许多更大的地震。月震每年释放的能量约为 10^{17} 尔格，而地球释放地震能量 10^{25} 尔格。大部分月震反复进行，有相同地震波曲线。这说明其机制和位置是固定的。月震活动高潮有明显的周期性，每隔 14 天发生于潮汐最大时，并有 206 天和 6 年的周期，说明与潮汐力触发有关。深源地震可分为三个带，在月球正面呈大园弧分布，西带走向 NS；东带 NNE 方向，切割西带；北东带为 NE 向。可能是内部存在的弱对流所引起。浅震可能是月球冷却时外壳聚集的应变能、昼夜变化的热效应或局部坍塌所造成。

处于风暴洋东部外层 150km 的月震测定表明，近地表覆盖层纵波速度低达 100～200m / s。其下速度为 4km / s，厚约 1km，可能是角砾碎石层。再下波速渐增，20km 深处达 6km / s，这与月海玄武岩层一致。20km 处波速急剧增大到 6.8km / s，这和月球上的斜长辉长岩波速一致。60km 增加到 7.7km / s，与地球的辉石岩相近，向下延伸到 150km。地球物理测定认为，高地区域没有玄武岩。月球背面的月壳较厚，说明月球质量中心向地球方向偏离几何中心大约 2km。

在月球内部构造上，正面月壳的厚度约 50 km，背面厚约 72 km。月幔可划分为上、中、和下三层。上月幔纵波速度近 8km / s，其下界面约在 300km，其横波速度迅速降低和剪切波衰减量减少。但有人认为下界面在 520km 处。中、下月幔界面在深度约为 1000km，深源月震恰好在分界线之上。有人把中月幔之上称为月球岩石圈。这样，月球岩石圈约十倍于地球。这是由于月球体积小，冷却快，含水量低造成的。月球内部电导剖面的研究表明，月球金属核的半径约 360 km；根据月球磁场的测定，月核半径约 400～500 km。一般认为月球内部若为金属核，半径约 300～400 km；若为 FeS 核则半径约 500～600 km。月球内部在 500 km 深度内温度为 1000℃，深于 500 km 后温度增加较缓慢，月球内部最高温度不超过 1300℃，未达到物质熔融的温度。

月球的地层单位可划分为几个系，表 5.14 列出其特征和绝对年龄。

表 5.14　月球的地层单元（欧阳自远，1988）

系	月　坑	月　海	环形盆地	高　地	年龄(Ga)
哥白尼系	具有高反射率和辐射纹的年青月坑(如哥白尼月坑等）				0.8～现在

爱拉托逊系	较老的低矮月坑，没有亮的辐射纹，低反射率(如爱拉托逊月坑）	雨海中较年青的玄武岩			3.1～0.8
雨海系	大型撞击形成大量月海，如伯拉图月坑和阿基米德月坑等	大面积玄武岩喷发形成月海玄武岩，呈小丘和穹窿等	赫文留斯建造 弗拉摩罗建造 阿尔卑斯建造 亚平宁建造	卡利建造 笛卡尔建造	3.9～3.1
(前雨海系) 酒海亚系 前酒海亚系	阿尔芬萨斯月坑 克拉文斯月坑 普托列冒斯月坑 霍梅尔月坑		维特罗建造 詹逊建造	月坑密集	4.2～3.9 4.6～3.9

关于月球起源的假说，必须能解释下列事实：月／地比值比其它大部分行星的比值大；月球轨道平面与地球赤道有 18°夹角；月球密度比地球低，分别为 3.3g / cm^3 和 5.52g / cm^3，月球缺乏铁；月球富耐熔元素，缺乏亲铁元素和易挥发元素；月球样品和陨石年龄测定，月球在 4.6Ga 以前形成。

月球起源有四种假说：地球分裂说、月球－地球双星说、捕获说和聚积说。但均未得到广泛的支持（格拉斯，1986）。一般认为，凝聚形成地球和月球的星云物质，凝聚时距太阳约 1Au，温度约 1350K，压力 10^{-5} 大气压，凝聚 10^5～10^7 年，形成年龄约 4.6Ga。月球曾产生多次局部熔融。同位素研究表明，100～200Ma 月球出现岩浆洋。大部分月壳可能在约 100Ma 左右的时间内形成。星子聚集热使月球外部 100～300km 物质部分熔融，出现浮在岩浆洋上的富斜长石层，作为保温层。这导致月壳和月幔，可能还有月核的形成。随着星子的晚期聚集原始壳被粉碎、冲击熔融和再聚集。距今 4.1Ga 前月球发生第一次规模较大的岩浆活动，形成了斜长岩月壳。4.0Ga 前星子撞击形成大的环形盆地，月壳局部重熔，形成非月海玄武岩。KREEP 岩侵位始于 4.0～4.1Ga 前，并且延续到早和中雨海时期，这与月海火山近于同时。根据月球捕获成因说，地一月距离的变化使月球旋转扁率变化，产生南北向压力，形成月球上的 X 型断裂。3.9Ga 前小天体的大规模撞击形成月海盆地，即雨海事件。3.9～3.1Ga 前月球发生第二次大规模岩浆活动，月海玄武岩喷发。它是月球内部 150～450km 深处部分熔融形成，并造成正重力异常。月海被玄武岩充填的次序为雨海西、雨海东、湿海、危海、静海、丰富海、澄海、风暴洋。3.1Ga 以来月球的地质演化处于停滞状态。距今 2.0Ga 前，月球遭受一次重大的加热事件。相继形成 Tycho 式辐射撞击坑及哥白尼式辐射撞击坑。Benz 等（1989）认为月球起源于火星或更大物体与地球之间的撞击。这一假说成功地解释地一月系统的动力学特征，也解释月球奇特的化学特征。

地球和月球共享同样的氧和铬同位素组成。除了地球大金属核与具有小核的月球（＜5％它的质量）的反差，可能另有不同。Runcorn（1996）从月球的古地磁记录，认为月核仅在月球形成后 50Ma 形成。他讨论月球成因的复杂性，包括月球冷形成。

90 年代初期，美国制定了重返月球计划，准备在 21 世纪初在月球上建立永久性的可住人基地。日本组织有关专家制定出全方位探测、研究月球的“稻草人”计划，准备发射月球着陆器，为建立月球基地做准备。欧洲空间局试图建立欧洲的完整的载人航天系统。

月球具无水、无大气、磁场微弱、引力小等特点，有利于建立宽波段测试和天文观测站，建立多功能月球观测站与研究探空的基地。并且有下列考虑：

1 建成人类未来能源基地。由于月球既无磁场，又无大气，太阳风粒子很容易抵达月球表面，形成约 10nm 覆盖层。使月球表面蕴藏着丰富的 ^3He 和氢。通过氖和氦－3 聚变，可获得能源。

在地球上，已知天然气矿床中的 ^3He 只能带动一个 500MW 的发电厂，持续时间数月。而月球表土中，由于太阳风 40 亿年来不断地加入，^3He 丰度可达 0.4×10^{-9}～1.5×10^{-8}。初步估算，月壤中 ^3He 所能产生的能源，相当于 4 万倍 1985 年美国发电量。考虑到月壤的开采、排气、同位素分离和运回地球的成本，氦的能源偿还比估计可达 250，这个偿还比和 ^{235}U 生产核燃料（偿还比约 20）及地球上煤矿开采（偿还比约 16）相比，是相当有利的。同时，从月壤中每提取一吨 ^3He，可以得到

约 6300 吨氢、100 吨氮和 1600 吨碳，这些副产品对维持月球永久基地来说，也是必需的。

2 月球拥有地球上缺少的矿产资源。例如钛铁矿，尤其是月海玄武岩。根据“阿波罗”着陆点取的样品来看，阿波罗 11 号的样品 TiO_2 含量为 9～12%；阿波罗 17 号的样品为 8.30～14.5%。其含量比我国著名的攀枝花钒钛磁铁矿矿床的 TiO_2 含量（平均 10.56%）还要高。月球上已查明有近 60 种矿物，所含硅、钾、铁、镍、镁、稀土等均具有巨大的开发价值。

3 有待开发的太空资源：主要是微重力资源和高真空资源。月球引力只有地球的 1／16，重力只有地球上的百万分之一。在这种微重力条件下，可以制造特殊的材料，进行高纯度、高质量的冶炼、焊接和培养人工晶体，还能分离出某些地球上无法分解出的物质。

2.3 水星

火星（Mercury）的认知主要来自 1974 年“水手 10 号”飞过金星之后发回的水星信号。在行星中，水星轨道的椭园率最大。

水星以罗马的快腿信使之神命名，因距太阳最近，具有行星中最快的轨道速度。它绕太阳公转一周只需 88 天。自转速度为 58.6461±0.005 天。水星的公转和自转结合的效果使之具有很长的白天，两次日出的时间相当于地球的 176 天。由于没有大气圈，自转速度又慢。所以，表面温度变化最大，－170 至 430℃。

在行星中水星是第二小的行星，却具有第二大的密度。平均反射率最低，与月球类似。水星有微弱磁场，两极为 7×10^{-7} 特拉斯，是唯一除地球以外有磁场的类地行星。磁场轴大致平行自转轴。

由于水星质量小，逸散速度低、表面温度高和太阳风的强烈作用，基本没有大气圈。水手 10 号的资料表明，表面总大气压为 2×10^{-9} mbar。大气中有 H、He、O、C、Ar、Ne 和 Xe，未测出 CO_2 和 H_2O。水星表面主要由撞击坑和平原组成。撞击坑可达数百公里。有一些可能是内力作用造成的多山和线性谷地带，而叶片状的悬崖可能是挤压作用造成。

水星表面由比较均匀的细粒所覆盖。红外辐射和反射谱测定表明有一层隔热的硅酸盐尘，与月球相似。有与月壤（FeO 为 5.5%）相近的 Fe^{2+}。可能水星壳含 Ti，Fe^{3+}和金属铁较低。水手 10 号没有发现高铁、高钛的月海玄武岩。

水星内部情况尚不了解。其平均密度大，可能含铁高。水星表面的低铁硅酸盐说明水星有分异作用，形成富斜长石质的硅酸盐外壳和有磁性的铁核。可能的分層模式是水幔厚 500～600 km，水星的铁核半径约为水星半径的 75～83%，使水核占水星体积的 50%。相比之下，地核仅占地球体积的 15%。

水星的演化可以分为五个阶段：聚积和早期行星分异作用；末期的大轰击和星壳挤压作用；大轰击结束时最大的 Calonis 盆地形成；Calonis 盆地和其它低处充填为平原；平坦平原上的轻微轰击。

2.4 金星

金星（Venus）以爱神命名。由于反射率很高，距离地球近，是最亮的星体。金星轨道最接近园形，对日距离变化仅 1×10^{6}km，与对日平均距离 108.2×10^{6}km 相比很小。轨道面和黄道面的倾角 3°24’，仅小于水星和冥王星。自转周期 243.1 天，为逆向自转。公转周期 224.7 天。它的一天等于 116.8 地球日。金星无磁场和辐射带。表面温度 465～485℃，基本无昼夜、季节和地区的差别。

人造卫星探测出金星有浓密大气。天空云层呈橙黄色，大气压约为地球的 90 倍，大气中 97%以上是 CO_2，还有少量氮、氩、CO、水蒸汽和 HCl 等，只有 6×10^{15}kg 的水。金星大气含有比地球大气，水圈和沉积岩中多两倍以上的碳（1.25×10^{20}kg）和氮（4.8×10^{18}kg）。最简单的解释是地球由于岩石圈俯冲在地幔中贮存 25×10^{-6} 碳和 0.7×10^{-6} 氮。另外，地球表面比金星约多 1.2×10^{21}kg 水。这可以用金壳水合作用和氢逃逸来解释，并同时解释了金星大气中高 D／H 比（2.5×10^{-2}），而地球水圈仅 1.55×10^{-4}。然而，如果金星的高 D／H 比是氢逃逸形成的，其氧化深度可能达 50km（Lecuyer 等，2000）。金星的 ^{40}Ar 质量比值比地球小 15 倍，说明金星晚期排气效率较低。金星的 $^{18}O/^{16}O$、$^{17}O/^{16}O$ 和 $^{13}C/^{12}C$ 与地球接近。但原生的 ^{36}Ar 和 ^{38}Ar 比地球高 100 倍，^{20}N 也高，这都与太阳系挥发份分布相反。

金星大气圈有四层云层：顶部约－50℃。上部是补丁状云层，高度为 68～58 km；中部云层 58～52km；下部浓云层 52～48km；最下薄雾层 48～31km。四层云层以下大气晴朗。在 15～12km 有微弱而持续的发光，10km 处闪电频繁而强。云层除表 5.9 列举的气体及其凝聚态之外有游离硫、COS、H_2S、汞的卤化物、铵的氮化物、氯化铵、硅酸盐尘、碳酸盐尘、甲醛、碳氢化物、Fe^{3+}的氢氧化物等。云的颗粒粒度有三个众数：1μm 或更小，2～3μm，和 7～8μm。1μm 或更小粒度在所有的云层中出现，可能是硫黄、挥发性和非挥发性复合的碎屑。2～3μm 在上、中和下部云层，可能是硫酸或硫黄。7～8μm 存在于中和下部云层，可能是 80～85％的浓硫酸。

金星表面风速很小，0.4～1.3 m / s，风蚀作用不明显。赤道风暴具有 100 m / s 风速。向高空风速逐渐加大，在 50～70 km 达 100 m / s。有东－西向的大规模对流。

金星表面比较平坦，陨石撞击坑少而新。地表覆盖有一层浮土，平均密度 1.2～1.9g / cm^3，厚度小于 1m。其下主为密度为 2.2～2.7g / cm^3 的玄武岩。

金星上最高的 Maxwell 山约高 11.1km。有广阔高原和 2000 多公里长的南北向峡谷。通过遥感信息处理，发现金星上存在地球板块构造的早期构造形迹，既有挤压带又有扩张带。金星表面由硅酸盐岩石组成，成分从玄武岩质到花岗岩质（格拉斯，1986）。金星的地层单位见表 5.15

金星壳约厚 30km，主要是干的，玄武岩质，有众多的火山地貌，有至少 118 个放射状大岩墙。金星幔有对流现象，出现幔羽的上升；平均温度约 1300K，与地幔组成类似，但粘度较高，近 10^{20}Pas（Smrekar 和 Parmentier，1996）。岩浆产生于 80～200 km。目前缺乏板块构造现象，可能是由于强烈的断裂和金幔的高粘度。金星与地球的大多数差异可以用水的缺失来解释（Nimmo 和 McKenzie，1998）。

表 5.15　　金星年代－地层单位（Head 和 Basilevsky，1998）

宇	界	备注
Aurelia	Aurelia	下界 0.1Ta
Guineverian	Atla	
	Rusalka	
	Lavinia	
	Sigrun	下界 1.47±0.46Ta
Fortuna	Fortuna	
Pre- Fortuna		

2.5　火星

火星（Mars）呈粉红色，以希腊神话中的战神命名。火星日为 24 时 37 分；公转周期为 687 地球日。自转轴的倾角与地球相近，轨道比地球椭圆，仅水星和冥王星比火星更为偏心。其季节约为地球两倍，因偏心率不等季节长短不同。因距太阳较远，表面温度－133℃到 27℃。已有高精度地形图、大地水准图和重力图。

火星有稀薄的大气圈，平均气压约小于地球的 1％。季节变化约为 25％，主要由极帽 CO_2 的升华和凝聚所造成（Albee，2000）。大气由 CO_2 和少量氮和氩组成，有微量氧和其它气体（表 5.9）。火星惰性气体丰度类似于地球。惰性气体能度量行星排气程度，因其不能以化学结合的方式出入大气圈。^{36}Ar 是行星原始大气成分，而更多的 ^{40}Ar 是由 ^{40}K 衰变所造成。火星 ^{36}Ar 较低，说明火星排气程度比地球低，也说明火星过去有密度较大的大气圈。一般 ^{14}N 在行星大气圈优先逸出，与地球相比，^{15}N 浓度比 ^{14}N 高，表明火星过去大气压力较大，估计曾达 10000～30000Pa，基本与地球相近。根据“先锋号”探测的类地行星挥发气体变化趋势，与 N / C 比值的估计，火星已释放出约 1～3×10^5Pa CO_2。这使火星早期相当温暖，表面可能有液态水存在。目前火星大气中 D / H 为地球的 5.2 倍，由于 H 相对于 D 更容易 Jeans 逃逸（热逃逸）。Leshin（2000）用离子探针分析火星陨石 QUE94201 中的磷灰石，表明在 Jeans 逃逸前 D / H 二倍于地球水。这支持火星挥发分的两阶段逃逸模式。

火星具有云、雾和霜。常见有对流云、波浪云和山形云。云通常由水和冰组成。火星 $^{12}C/^{13}C$ 和 $^{16}O/^{18}O$ 与地球相近；但 $^{14}N/^{15}N$、$^{36}Ar/^{40}Ar$ 和 $^{129}X/^{132}X$ 不同于地球。说明其挥发组成有不同的演化史。大气圈有复杂环流和动力学，表现为：风、高空冰云、低空云、霜、尘暴和大尘暴。地表与大气的相互作用表现在极帽、大气尘和凝结云。

火星常有局部尘暴，发生于南极洲冰帽边缘附近。这些地区的表面风由于大的温度梯度而扩大成为尘暴，特别在南半球初夏日时在南半球近日点附近。尘埃吸收太阳光使大气圈加热，引起更大的风，更多的尘，更大的温度梯度，直到成为全球风暴。估计形成尘暴的风速 30～60 m / s。过去 3Ga 内风力未使岩石远移；但是细粒尘埃的迁移不断，赤道带来的尘埃沉积于两极，造成沉积岩层。

火星大气中的季节性环流主要涉及 CO_2、水和尘。火星总含水量较低。水的最大贮库是极地冰帽。冰帽延伸到 85°，边缘起伏约 800～1000m。南极冰帽主要是水，估计有 $2\sim3\times10^6km^3$（Smith 等，1999）；由于火星的偏心率，南半球极帽冬季较长，范围可达南纬 65°；北极极帽通常小于 50°。春季极帽迅速退缩，说明其主要由 CO_2 冰组成。夏季残存极帽主为水冰，北极约达 10°，南极不到 5°。其余水以冰形式贮存在地下一定深度；直接蒸发成水蒸汽，没有液体水。

火星是红色的，由于其表土中含有大量三价铁氧化物，类似于地球上的红土。地球上的红土是在温暖、水资源丰富和大气氧充足的条件下形成，出现于大气中产生游离氧以后。游离氧是来自生物。现在火星大气层中只有 0.l％的氧气，却有 95％的 CO_2。显然，大量的三价铁氧化物不是现在产生的，而是形成于很久以前。这说明火星上可能有过生命！而火星生命可能被巨大的行星撞击而毁灭。火星上的红土与地球不同，主要由磁赤铁矿构成；而地球上主要是赤铁矿和褐铁矿。磁赤铁矿在加热到 220℃以上时，它就失去磁性，并变成赤铁矿，再加热到 800～1000℃时又变成磁赤铁矿。磁赤铁矿在地球上很少发现，仅在俄罗斯雅库特地区大量产出，并证明其与 Popigai 陨石的坠落有关。Popigai 陨石的坠落发生在约 35Ma 前，陨坑直径 130 km，附近出现斯石英和达到工业品级的六面体金刚石，地表褐铁矿被加热变成磁赤铁矿。火星上有数百个陨石坑，地表上磁赤铁矿的含量达 5～8％。天文学家推测，陨石来自靠近火星的小行星带；或者火星原来还有一个卫星－－火卫三，它越过引力临界距离，冲击火星，毁灭所有生命（刘经保，1999）。

过去，人们认为火星是一个与月球类似的、古老的、密布撞击坑的地质作用不活跃的行星。但是，“水手 9 号”发回的七千多张照片表明，它是一个地质作用复杂，很有特色，正在活动的行星。火星上有一个引人注目的半球不对称问题。在一个与赤道面斜交 35°的大园把火星可以粗略地分为两部分：约 4.6～3.9Ga 的古老南半球，具有类似月球的大量环形高地；和较年青和低于南半球 3km 的北半球平原，具有为火幔对流所薄化的火壳，含有许多较近火山，构造和侵蚀活动，Arsia Mons 破火山口的熔岩流年龄不大于 40～100Ma，早期板块构造循环的特征和大的撞击坑，Tharsis 高原上升形成的 Tharsis 火山，放射状大岩墙和断裂系统，巨大的 Valles Marineris 峡谷从半球的南方沿伸 5000km 以上进入北部平原。

火星上的地形比地球同类地形规模大得多。地球上最大起伏 19.5 km，火星却大于 30 km。火星最高的 Tharsis 高原，宽约 4000 km，比火星平均高程要高 8～10 km。火星上有几个大型的盆地。最大的 Hellas 盆地直径 2300 km，深达 9km。1998 年 Geophys. Res. Lett. 第 24 期报导了用火星轨道激光测高仪（MOLA）测定的火星表面形态、古海洋、撞击坑、以及大气等特征。

火星上有四种主要的地貌单元：古老的密集撞击坑单元、火山单元、被改造单元和极区单元。古老的单元处于南半部，遍布撞击坑和与之共生的环边构造。它们是古代行星的外壳，布满直径大于 20 km 的巨型撞击坑。

火山单元包括火山平原、盾形火山和火山成因地形。最大的 Olympus 火山宽 600 km，高 26 km。沿 Tharsis 山脊线还有三个巨大的火山，Ascraens 山、Pavonis 山和 Arsia 山，它们宽 300～400 km，高 19 km。而地球上最大的夏威夷火山－冒纳罗火山，直径约 200 km，仅高出洋底 9 km。

被改造单元见于北部低地和南北部交界地带，包括平原、丘陵和流道、风蚀、冻土等。其中有长 4000 km 左右，宽 150～700 km 的大峡谷和树枝状渠道是十分特征的。所有渠道流到低地平原或

撞击坑底部，在极短距离内即行消失。这些都显示出火星曾经有大量的水，甚至有洪水。McKenzie 和 Nimmo（1999）提出火星图片上显现的大的线状拉张断裂，断距位移达公里尺度，实际上不是断裂，而是岩墙。

极地单元：除永久性冰帽外，有层状沉积物和许多侵蚀平原。极帽有螺旋形外观，这可能是科氏力作用于强风造成的。

在火星上着陆的海盗 1 号和 2 号提供火星表面的 X 射线荧光光谱的成分数据。结果表明，火星物质中硫比地球高出一到二数量级，而钾低 5 倍。氯和溴丰度高。接近于镁铁质岩石。土壤有磁性，可能有磁铁矿或磁赤铁矿。土壤中可能有富铁粘土、氧化铁、氢氧化铁、碳酸盐和硫酸盐。

热发射谱（TES）发现南部高地的玄武岩和北部低地安山岩；有两种玄武岩。红外光谱发现斜长石，少量或没有石英，以及相对粗粒的赤铁矿，有碳酸盐和硫酸盐。对火星亮区和暗区红外光谱测定表明分别为细粒和粗粒的辉石和斜长石，看来是冲击过程和物理风化产物，不涉及水解或硫交代。

火星的内部尚不清楚，未发现磁场，但火壳存在异常表明早期火星曾有磁场。平均密度为 3.93g / cm^3。重力资料表明，火壳不是均衡的。Tharsis 高原有巨大的重力异常。火壳约 16 km，南部具有较低密度和较厚的壳。火星地震模式近于地球，说明岩石圈较厚，至少 150 km，界于地球和月球之间。这可能阻碍板块的发育，而导致大火山的出现。

Folkner 等（1997）给出新的火星内部转动惯量 0.3662±0.0017，说明其非均质内核大小有限，这提供内部构造的新约束。Dreibus 和 Wanke（1985）从空间飞行器搜集到 Shergoty－Nakhla－Chassigny 类（SNC）陨石推测其母体火星比地球较富中等挥发元素（碱金属和硫），可能碳和水含量较高。Longhi 等（1992）基于这些研究提出火核含硫 14.5%，半径 1690km。而根据 Bertka 和 Fei（1997）高压矿物实验，给出火核半径 1420km。

火星的地质历史是基于这种观点，它形成于约 4.5 Ga 前，之后分异成核、幔和壳。最初的 1 Ga 受陨石的剧烈轰击，撞击坑密度最高的壳层形成于 4.2 Ga 前，巨大的撞击盆地也是在这个阶段最后形成的。3.5 Ga 后陨石撞击减少。

火星有两个卫星：火卫一－Phobos（恐惧）和火卫二——Deimos（恐慌），都是希腊神话中拉战神之车的神马。两者表面凹凸不平，属于不规则卫星。它们绕火星公转周期和自转周期同步，与月球一样，永远以一个面朝向火星。

2.6 小行星和彗星

围绕太阳运行的成员还有小行星和彗星。我国是世界上最早记录彗星的国家。《春秋》记载，鲁文王十四年（公元前 613 年）“秋七月，有星孛于北斗”。这是哈雷彗星的首次记载。马王堆汉墓帛书中有彗星图一卷，画出 29 种彗星图。

2.6.1 小行星

大部分小行星（asteroid）在火星和木星之间的轨道上运行，这称为小行星带。Titius－Bode 法则，或称 Bode 法则可以说明各行星与太阳的平均距离（表 5.16）。开始提出 Bode 法则时，还不知道有小行星带。但 Bode 法则指出：一定有一个小行星位于火星和木星之间，其距离太阳的平均距离为 2.8 Au。1800 年六位德国天文学家开始搜寻这颗小行星。1801 年意大利天文学家 Piazzid 在距太阳 2.77 Au 处发现一颗星体，依照西西里的保护女神命名为谷神星，谷神星直径仅约 1025 km。这作为行星显然是太小。因此，天文学家继续搜寻。1802 年发现了第二颗星体，距太阳约 2.77 Au，命名为智神星。此后，天文学家开始怀疑 Bode 法则预测的行星已分裂成许多碎片。近年研究表明，小行星带附近原来不可能存在一颗行星。当小行星带的物质尚未聚集成行星之前，木星已经形成。木星的摄动增大了小行星轨道的偏心率，从而增加了它们彼此的碰撞速度，阻止它们进一步聚积成 1000km 以上的行星。除了在火星和木星之间的轨道上运行的小行星之外， Amor 小行星群从内侧穿过火星轨道； Apollo 小行星群穿过火星和与地球轨道内侧，它是降落在地球上的陨石的来源； Aten 小行星群具有与地球相似的轨道；Trojan 小行星群出现在木星轨道前后。

小行星带内的小行星不是均匀分布的，中间有聚集带和空隙带。1860 年美国天文学家 Kirkwood 发现这些空隙带的规律，故称 Kirkwood 空隙。Kirkwood 空隙距太阳的距离相当于木星距离的简单分数，例如，1／2、1／3、1／4、2／7、和 2／5 等。在空隙带的小行星环绕太阳时，其轨道周期会与木星的轨道周期发生共振，导致小行星运行的不稳定，从而把小行星赶出空隙带。但是，在 2／3 处却存在着 Hirld 小行星群。这是一个天文之谜。近年动力学的混沌计算表明，混沌会产生高的偏心率。计算得出 1／3 的 Kirkwood 空隙处的小行星，其偏心率在 0.3 以上时，其轨道将跨越火星轨道，会因太接近火星，而被抛入完全不同的轨道。对于 1／2 轨道计算发现存在一个大混沌区。而对于 2／3 轨道，计算表明它没有混沌区。

小行星带有 6000 多个小行星。最大的小行星是谷神星。其次是智神星。有七个小行星直径大于 300 km，约有 200 多个小行星直径大于 100 km，约有 2000 多个小行星直径大于 10 km，有多达 5 万个以上小行星直径大于 1 km。有的小行星有卫星。

表 5.16　Bode 法则预测各行星与太阳的平均距离（1Au）（格拉斯，1986）

行星	预测距离	实际距离
水　星	0.4	0.39
金　星	0.7	0.72
地　球	1.0	1.00
火　星	1.6	1.52
小行星	2.8	2.8
木　星	5.2	5.20
土　星	10.0	9.54
天王星	19.6	19.19
海王星		30.07
冥王星	38.8	39.46

小行星可以根据其反射率（约 0.02～0.45 的范围内）和颜色进行分类（表 5.17）。图 5.25 中以实线和虚线表示 C、S、M、E 和 R 类小行星的范围，在这些范围以外的物体是未分类的（U）。有意思的是，最大的小行星往往难以归类。谷神星大致属 C 类，但有相当高的反射率和其它异常性质。谷神星某些性质像 C 型，而另一些性质像 M 型。用近紫外、可见光和近红外反射光谱可以遥测小行星表面的矿物。已鉴定出的有金属铁、辉石、橄榄石、非晶碳和粘土矿物。某些小行星，例如，谷神星和智神星含水，分别有约 15％和 5％的化合水。这些矿物组合与大多数陨石类型相似，大多属于碳质球粒陨石类。小行星以及大多数彗星是因各种原因而从未分化的更原始的天体。

表 5.17　小行星类型的描述（格拉斯，1986）

类型	反射率	光谱	矿物组合	相似陨石
C	低	比较平，弱的特征	硅酸盐＋不透明（碳）	碳质球粒陨石
S	中	淡红色，F 吸收	硅酸盐＋金属	石铁质（H 球粒陨石）
M	中	微淡红色，无特征	金属或金属＋灰色光谱硅酸盐	镍铁或顽火辉石球粒陨石
E	高	低，平，无特征	灰色光谱硅酸盐	顽火辉石无球粒陨石
R	中到高	红，强的特征	F2＋硅酸盐	未知，或普通球粒陨石？
U	多样	异常	多样	多样，或无球粒陨石

图 5.25　小行星的几何反射率（P_v）和 U－V 颜色指数（紫外光减去可见光）分类图（格拉斯，1986）

第一个环绕小行星轨道的空间探测器（NEAR）使我们对小行星有了全新的了解。小行星”的重力比月亮更弱。当其直径小于几十公里时，重力弱得无法把它们压缩成近似的球形。因而最小的小行星就有各种稀奇古怪的形状，比如看起来象蜥蜴头、菜豆、臼齿、乃至颅骨等。

小行星中的最大者能积累了足够多的能量以进行分化，可能形成了核心。有些小行星上还有火

山爆发。没有一个小行星能保有大气层，但陨石中发现的水合矿物揭示可能有液态水存在（Asphaug，2000）。

过去天文学家预测，小行星是坚硬的岩石质天体。但是观测与模拟表明，大多数直径超过 1 公里的小行星都是由若干较小部分组合成的，存在大量的表土。有一个或几个陨石坑，某些陨石坑的宽度超过其平均半径。碰撞不仅造成个凹坑，并使其裂为多块，体密度极低。甚至直径大于 1 公里的小行星像一堆松散碎石。“碎石堆假说”适用于这些小行星。这种多孔天体，吸收大部分撞击能量，提高经受陨石冲击的能力。

2.6.2　彗星

彗星是比地球质量 10^{-6} 还要小的物体。它们在所有可能的方向上绕太阳运行。其椭园轨道可长达 500000 Au，大致相当于到最近恒星距离的 25%。当彗星来到太阳附近时，冰雪变成气体被蒸发。与小行星不同，它具有彗尾。彗星即由此命名。

1705 年哈雷（Halley）根据彗星轨道计算得出，1531 年、1607 年、和 1682 年看到的明亮彗星具有相似的轨道，并推测该彗星每 76 年重现一次，下次重现在 1758 年。哈雷未能活到他的推测被证实的时刻，1758 年 12 月 25 日该彗星出现，之后被命名为哈雷彗星。

根据彗星的轨道，可以把它分为两类：长周期彗星和短周期彗星：长周期彗星具有大于 200 年以上的周期。它们的轨道非常扁，其远日点，即离太阳最远的距离可达 500000 Au。这样的彗星的周期约为 5×10^6 年。长周期彗星以各种可能的角度靠近太阳，并有半数的轨道是逆行的。长周期彗星占总彗星的 80%以上。因为每年都能观测到几个长周期彗星，同时它们的轨道周期是以千、万年计算的，那么必然有大量长周期彗星围绕着太阳公转。因此，1950 年 Oort 设想，应该有极大量的彗星在平均 500000 Au 的距离上围绕太阳旋转，这个围绕太阳的彗星云称为 Oort 云。估计 Oort 云中有 1×10^{11} 个彗星。它们的近日点都在木星之外。短周期彗星的周期小于 200 年。它们的轨道集中于黄道面上，具有＜30º 倾角。大多数为顺行轨道，轨道扁度中等。

彗星包括彗头和彗尾两部分。彗头由彗核与彗发组成。彗核为固体，典型半径是 1～2km，很少超过 10 km，是由等量的冰和岩石物质组成的松散体。冰主要是水，还有甲烷和氨。岩石物质包括多孔状硅酸盐和金属铁。彗核之外是一个氢气云围绕着的近于园形的由气体和尘埃组成的彗发，彗发通常直径为 10^4～10^5km。除了微米级和亚微米级尘埃之外，彗发主要是中性分子和原子团，诸如，OH、CN、CH、C_2、C_3、NH、NH_2、CH_3CN 和 HCN，还有 Fe、Na、K、Cr、Mn、V、Co、Cu、Ca，可能有 Mg、Si、Al 等存在。大多数彗星有一个或几个同样由气体和尘埃组成的彗尾，彗尾长度可超过 10^8km。彗尾有两种常见的类型：等离子体尾（Ⅰ型）和尘埃尾（Ⅱ型），既可以只有一种，也可以两种都有。等离子体尾很直，它的位置和形状每天改变，主要是由离子，诸如，CO^+、CO_2^+、CH^+、N_2^+、OH^+、和 H_2O^+所组成。尘埃尾一般粗大而弥散，经常是弯曲的。彗尾都是背着太阳，即朝着远离太阳的方向。等离子体尾是太阳风吹到彗星上形成的，它受到太阳风伴生磁场的作用；尘埃尾则是彗核升华和太阳辐射压从彗发上吹离的。

大多数研究者认为彗星代表了太阳系中残留下来的最原始物质。而行星，甚至小行星都经受了不同程度的加热过程和分异作用。有人认为，地球上的生命来自彗星。

流星体是太阳系内极小的天体，其轨道各不相同。有的流星体是成群的，是彗星瓦解的产物。流星体进入地球大气层时，其速度很高，与大气分子碰撞反应而发热发光，呈现明亮的光迹。在大气层中未消蚀尽的流星体，落到地面上称为陨石。

2.6.3　小行星或彗星撞击事件

Alvarez 等（1980）在白垩纪／第三系（K／T）界线粘土层中发现铂族元素（PRE）铱（Ir）异常，并据此提出由小行星等地外物质撞击地球，从而导致地球生命物种的浩劫（Smit，1999）。Bd 随后地外物质撞击事件受到广泛的注意。Grieve 和 Therriault（2000）介绍地球上三个最大的陨石撞击坑（表 5.18）：南非 Vredefort，加拿大 Sudbury 和墨西哥 Chicxulub 盆地；强调它们共同具有的多层环结构。欧阳自远等（1997）综述新生代六次撞击事件（表 5.19）。Gersonde 等（1997）报道晚上

新世（约 2.15Ma）南大洋的 Eltanin 小行星撞击事件。

撞击事件的证据包括撞击坑、冲击变质、击变玻璃、铂族元素（PRE）异常、冲击矿物（石英锆石、金刚石）和微球粒等。其中 PGE，特别是铱异常比较常用。Kyte 等（1980，1981）更提出铂族元素是理想的地外物质指示元素。一般认为，典型的铁陨石中的铱和锇含量高出地壳物质 6×10^3～2×10^4 倍。在意大利 Gubbio 地区的 K / T 界面上，剖面 Ir 背景值 0.1～0.2ng / g，界面上下 2m 的 Ir 含量为 0.3～15 ng / g。然而，沉积地层中有多个沉积界面存在 Ir 异常，包括前寒武系－寒武系、泥盆系－石炭系、上泥盆系弗拉斯阶－法门阶、二叠系－三叠系、中侏罗系－上侏罗系、始新世－渐新世、第三系－第四系、早更新世－中更新世等。其成因除地外物质撞击外，尚有火山爆发、海水沉积、微生物氧化富集和超基性岩侵蚀富集等机制。对于铂族元素是否能作为地外物质指示，侯泉林等（1998）认为，除了活化分析方法的问题之外，PGE 总量，PGE 元素与亲铁元素比，PGE 分配模式都存在非唯一解。因此，地外撞击可以引起 PGE 异常，但 PGE 异常不能代表存在地外撞击事件。

表 5.18　Vredefort，Sudbury 和 Chicxulub 撞击坑的主要特征（Grieve 和 Therriault，2000）

撞击坑	位置	年代（Ma）	原始直径（km）
南非 Vredefort	27°30E，27°00’S	2023±4	约 250～300
加拿大 Sudbury	81°11’W，46°36’N	1850±3	约 250～300
墨西哥 Chicxulub	89°30’W，21°30’N	64.98±0.05	约 180

表 5.19　新生代六次地外物质撞击事件（欧阳自远等，1997）

年龄（Ma）	证据	深海沉积和$\delta^{18}O$	古气候
0.7	澳、亚玻璃陨石散落区	全球降温	冰期－间冰期波动幅度加大，北冰洋封冻
1.1	象牙海岸玻璃陨石散落区和 Bsumtwi 撞击坑	$\delta^{18}O$ 曲线波动频率和幅度开始增加	气候冷暖和干湿交替增强，中纬度高原和山地发育冰川
2.4	东南太平洋岩心铱异常，中国黄土中地外物质	开始出现频繁剧烈的周期性冰期－间冰期循环	冰期－间冰期气候变化幅度增大，北半球高纬度发育冰盖，冰筏南侵
15	捷克和斯洛伐克玻璃陨石散落区和 Ries 撞击坑	亚洲－南极海洋表层和底层水温度突然降低 4～5℃	全球气候一度明显降低，南极出现大陆冰盖，并扩展到最大规模
34	北美玻璃陨石散落区	亚洲－南极海洋表层和底层水温度突然降低 3～4℃	全球气温降低，南极开始发育冰川，并不断扩大
65	全球界面 PGE 异常和冲击矿物，Chicxulub 撞击坑	全球开始降温，持续演化至今	全球降温，高纬度和极地大陆开始出现冰川

彗木相撞的事实，以及墨西哥 Yucaton 半岛上 Chicxulub 陨石坑的发现，证明 65Ma 年前的一颗小行星或彗星撞击地球，其撞击能量约为广岛原子弹的 5 亿倍，导致地球上恐龙等大量物种灭绝。一公里直径的小行星撞击约等于 1 万亿吨 TNT。这激发人们对小行星和彗星的巨大关注，和加强小行星轨道的研究力度。

美国宇航局估计太阳系中有 2100 颗直径在 1 km 以上的行星，它们对地球的撞击可能导致气温降低，大面积农作物无收和生物的大量死亡。直径 5 km 彗星的撞击会造成地球生命的浩劫。

科学家们认为能使地球遭受破坏的小行星或彗星，其直径必须大于 0.5 英里。地球与那样大的物体相撞的机会是不多的，估计大约 30 万年发生一次。但这只是推测而已，而且碰撞的几率仅是统计平均数，实际上碰撞随时，包括今后 1 年、10 年、100 万年都可能发生。

在近代历史上，有几个著名的小行星接近过地球。1968 年一个小行星大约在地球的 400 万英里空间穿过。1996 年后期另一个小行星通过地球时不超过 330 万英里。同年 5 月被称为 1996 年 JAI 的小行星出现在 28 万英里的范围内。如果它撞击地球，其爆炸力相当于 20 亿吨梯恩梯当量的炸药。。

1999 年 3 月，哈佛－史密斯天体物理学中心的天文学家 Marsden 宣布，直径一英里的一颗小行

星可能于 2008 年在地球的 30000 英里范围内通过。马斯登说，现在被称为 1997 年 XF11 的小行星也可能在那时与地球相撞，至少形成一个直径 20 英里的大坑，抛起可能阻挡日光和破坏全球气候的尘土。令人欣慰的是，30 多小时后新资料表明，这颗小行星要击中地球尚差 60 万英里，即大约是地球和月球间距离的 2.5 倍。

1995 年开始了近地小行星跟踪（NEAT）计划，使用为侦察轨道宇宙飞船而设计的 39 英寸空军望远镜进行观测。该计划已发现小行星带的几千个新物体。其中有 400 多个近地小行星，这可能不到近地小行星总数的 10%，今后 10 年内能发现 90～95%的近地小行星。目前，科学家正在制订小行星向地球袭来的处理方案。使用核武器，还是非核方法都在探讨之中。

在外太阳系已发现几个小行星的稳定轨道，例如，Kuiper 轨道。在天王星和海王星之间也发现稳定轨道。Evans 和 Tabachnik（1999）通过数学模拟，提出存在于内太阳系的两个小行星的稳定轨道。

2.7 木星

木星（Jupiter）是质量接近恒星的行星。质量仅为太阳的 0.1%，但已近于其它太阳系行星总质量的 2.5 倍。直径为太阳的 10%，是地球的 11 倍。木星自转周期为 9 时 55 分，由于转速快，赤道膨胀的很大，南北极直径比赤道小 9000km。

木星磁场强度比地球磁场约大 4000 倍，表面磁场强度在 3～14G 之间。由于木星磁场与太阳风的作用，木星也有一个类似于地球的范阿伦辐射带，但更大和更加复杂。它屏蔽四个卫星。同时，木星也有耀眼的极光。木星发射能量比从太阳接收的能量多 1.9 倍。

与金星相似，木星有一个很厚的大气圈和云层。大气圈厚 11000km。大气圈约有 89%为氢分子，11%为氦，并有少量氨、甲烷、水、乙烷、乙炔、CO_2、CO、H_3^+、磷化氢（PH_3）、氢氰酸和锗烷（GeH_4）及其它一些配合物。

木星具有的碳是太阳的 3 倍，以甲烷气体的形式存在。而氨，硫化氢与水则冷凝与形成各种深度的云层。在云的微滴中的杂质（可能是硫或磷）使各层的颜色明显不同。

伽利略飞行器发现大气中水与氨的丰度在不同的热斑间相差 100 倍。旅行者号表明，木星含有比太阳系比例上少得多的氦。而伽利略轨道探测器发现，木星的氦含量几乎与太阳外层相同。这一结果要求有某种过程从木星的大气层中除去氦，因为太阳的外层是失氦的。探测器还发现，其氖浓度只是太阳氖浓度的十分之一。这些结果都证实木星的深处被氦雨淹浸的假设。由于氦在富氢大气中是不混溶物，且较重，氦逐渐向下沉降。在某种条件下，氖溶解在氦的雨滴内。研究人员最近宣布木星其它惰性气体的丰度。与太阳的成分相比，氩、氪与氙被富化的倍数大约与碳和硫相同。所以，构成木星的大部分材料必定来自较冷的和更远的地区。木星本身也许是在离太阳更远处形成的。木星上氖的浓度与地球相似，并且显著不同于彗星上的或地球海洋中的氖的浓度。这一发现表明，彗星对木星大气成分没有多大影响。

木星独特之处在于平行赤道有明暗相间的条带光环绕着木星。环厚 30 km，宽约 6500 km。环中有黑色碎石，直径数十米到数百米。木星大气圈存在对流作用。浅色带是暖空气上升所形成。深色带是较冷空气下降的地带。浅色带的云顶比深色带云顶高。由于自转速度高，这些高、低气压带延伸开来，以致于形成与赤道平行，围绕木星旋转的条带。木星上著名的“大红斑”，位于南纬 23°，长 20000～40000km，宽 14000km，与红色磷化物有关。尽管有时颜色变淡，大红斑出现至少已有三个多世纪。它不随木星同步旋转，而是左右飘移。大红斑的铁锈色的云顶高出环绕着的云顶 8km 左右。看来，它是一个高压中心，并为一个反气旋风所环绕，呈逆时针旋转。大红斑的旋转周期约为六天。可以与地球上的飓风类比。其风速达 480 km / 时（地球飓风 160 km / 时）。木星大气圈中飘浮着由氨晶体形成的云层，其下可能有诸如氢氧化铵、水和冰等物质构成的云层。

伽利略飞行器发现，木星的云带总是以每小时数百公里的速度向西或向东。地球上的类似的风在地表附近将逐渐减弱。木星上没有固体表面；风速变化情况取决于何种能量在大气层处于支配地位。科学家确定，风最初随深度迅速增大，然后保持恒定，这表明木星的大气是由引力作用所支配，

而不是由日光所驱动的。旅行者看到云层巨大雷暴中的闪电，但只集中在纬度上的几个地带内。

木星密度低，说明它主要由氢和氦组成的，还含有 C、N、Fe、Si、O、Mg 等。木星的内部结构包括核和幔。木星的大热流说明它没有固体表面。

一般认为，木幔由绝缘液体氢形成，厚度约 18000km，占该行星半径的四分之一。还有一个金属化的液态氢的核。过去认为，幔与核之间应有明显的界限，在这一深度上，压力约为 300×10^{12}Pa，将双原子的绝缘液体氢变成单原子的金属液体。然而，Nellis（2000）的实验表明，从分子到单原子氢的转换在液态情况下是连续的。因此木星幔与核之间不可能有一个明显的界限。分子氢可能在约 40×10^{12}Pa 压力下开始离解，在约 300×10^{12}Pa 压力下完全分裂。达到金属所具有的导电性所必需的最低水平应是 140×10^{12}Pa 和 4000K。这在木星的 7000 km 深处就可获得。这样，木星所产生的磁场比以前认为的更靠近其表面，这也解释了该行星表面磁场相对较大，大约 10 高斯。与之相比，地球的磁场产生于较深的内部——铁核内，所以地面磁场只约有 0.5 高斯。

1994 年 7 月 16 日至 22 日发生 Shoemaker－Levy 9 号彗星撞击木星事件。该彗星在 1992 年 7 月它经过木星时断成若干反光碎片才被发现，随即作出它将与木星碰撞的预报。天文学家预测，该彗星由约 20 个块体组成，以近 60km / s 速度撞击木星。块体直径 2～4km。撞击部位在木星背面约南纬 45º。由于木星自转周期很短，使之可以很快可以看到撞击点。

第一个块体 A 于格林威治时间 20. 00 撞击木星，形成约 1900km 黑斑，火球高达 1000km。哈勃望远镜发回第一幅照片（Chapman，1994）。撞击温度估计 3 万亿度。最大的一个直径约 3.5km 的块体 G 的撞击形成巨大黑斑，大小接近大红斑，撞击面积约为地球面积的 80%，冲击深度可能达 60～200 km。爆炸物升至 2200km，形成巨大的火球和蘑菇云。爆炸冲击力估计相当于 6 万亿吨 TNT 炸药。

一系列块体撞击木星所形成的黑斑，大小至少有两个地球的面积。在撞击形成大气圈的洞内，炽热的白色气体从洞中喷出，形成巨大的火球。平流层火焰温度 600～1000℃。其中发现了 H_2S、CS_2 等，可能还有磷化氢。撞击还导致闪光，并引起极光。

撞击木星的彗星与一般彗星不同。彗星通常有冰。但此彗星尚未发现冰的证据。它也不像小行星，虽然含有 Mg、Si、Fe 等，却不是石质的，比较脆弱。

木星有 16 个以上卫星，类似太阳系的缩影。也存在着与土星类似的环。伽里略卫星群包括木卫 1、木卫 2、木卫 3 和木卫 4，都属于太阳系七大卫星。“旅行者”发现木卫 1 对木星发射 10 m 波长的无线电波有干扰能力。木卫 3 可能是太阳系中最大的卫星。

旅行者号展示木卫一非常年轻的表面，它是太阳系中唯一基本没有撞击陨石坑的表面。并偶然拍摄到了喷出的巨大火舌卷流，证实其火山活动。它只有月球的尺寸，但是喷出的熔岩比地球喷出的多 100 倍。地球上的大部分火山喷出玄武质熔岩，温度范围为 1300～1450K。可是几年前对木卫一的望远镜观察，认为它的温度为 1500～1800K。这些温度排除了在低温下熔化的物质，例如液态硫，以前它被认为是木卫一上的主要火山液体。伽里略探测器拍摄到木卫一的活火山图象，根据火山的可见光与近红外线波长的亮度给出熔岩温度是 1700～2000K。这也许是地球早期的熔岩温度。伽里略号发现木卫一周围空间充斥着由火山喷出，并经木星磁场搅动的亚原子粒子。电子束沿着木星的磁力线行进；密集而冷却的等离子体充满在被磁力线扫过后留在木卫一后面的尾迹上。

伽里略号从木卫二的表面地质学与其它特征表明，在木卫二的历史上的某个时候，可能是最近的过去年代，在冰下存在一个液体海洋。它和土卫六可能有生命存在。

伽里略号发现木卫三的无线电信号为复杂射频谱。活动可持续 45 分钟，突然开始或停止。当无线电信号开始出现时，磁强计读数突然增大 5 倍。当载有类似仪器的太空飞行器进入与离开地球、木星、土星、天王星与海王星上的磁层时，等离子体研究人员以前也看见过这类信号。这说明木卫三已被磁化。木卫三的重力场探测得出：它可能有一个半径约 1500 km 的致密核，周围冰层有 700 公里深。地球化学模型表明，核心由一圈包封在岩石中的铁或硫化铁构成。这种内部的金属核产生偶极磁场。

“旅行者”号拍摄的图象上，木卫四体现出冰质卫星的传统看法。但伽里略号给出不同的结果。木卫四被大而密集的裂痕覆盖。表面有古老的陨星与彗星残迹。而靠近观察，其表面则被细粒的与深色的残骸所覆盖。基本上没有小火山坑。表面特征好像被软化与侵蚀。显然，一些尚不清楚的年轻的过程在起作用。它的近红外光谱显示预期的水冰与水合矿物，可能有 CO_2、硫和碳－氮化物。它提供冰质卫星含有早期陨星与彗星中常见的碳、氮与硫化合物的第一个直接证据，也是．对生命有最重要意义。木卫四的内部结构也显示它的表面所展示的既老又年轻的特征。木卫四不像其它的伽里略卫星，它似乎更像一个均匀致密的天体，表明它的大部分岩石与冰是混合在一起的。从另一方面来看，木卫四不是静滞的。轨道探测器的磁力计发现木卫四以一种特殊的方式干扰周围的磁场。这种干扰类似于一个空心的钢球受到一个变化磁场作用的经典物理实验中所看到的干扰。研究人员怀疑这是含盐的海水造成的。

近年对木星的 Io（木卫一）卫星有所发现。Io 的半径 1821 km，密度 3.53 g/cm^3，轨道半径 421,600 km。Io 的基本参数与月球相近。Roesler 等（1999）用远紫外光谱确定其大气中含 H、O 和 S。Kuppers 和 Schneider（2000）报道在 Io 环上发现 Cl^+。

1995 年伽利略飞行器上的等离子波装置（Gurnett 等，1996）发现 Io 在 0.6～1.2MHz 频率有受自旋调制的无线电波发射。之后，在木星的 Ganymede 卫星也发现新无线电源。无线电波的发射是由等离子体的基本特征决定的。本世纪 40～50 年代发现，太阳和木星是太阳系中两大强的射电源。70 年代发现，当地磁层受到扰动时地球也会产生强的千米波辐射。随后，ISEE-3 飞船发现，太阳射电也可延伸到千米波长。随后旅行者号飞船发现土星、天王星和海王星也有射电过程。

Io 上另一个重要事件是，自 1979 年 Voyager 飞行器发现 Io 上有火山以来，确认 Io 是太阳系内火山活动最多的星体。1999 年伽利略飞行器发现 Io 有百个以上的热点，是火山的反映。超过 700K 的高温热点是硅酸盐组成的火山。而 390～600K 的低温热点，局部温度达 1000K，是喷出 SO_2 的火山。飞行器测定结果表明，硅酸盐火山温度达 1550～1900K，其熔点温度超过 1700K，达 2000K，远高于地球上玄武岩的熔点。说明其熔岩组分不同于地球。考虑 Io 和月球近似性，月球早已没有火山活动；而 Io 却有如此频繁的火山活动，显然给人们又带来一个行星之谜。

2.8 土星

土星（Saturn）以希腊神话中威力巨大的农业守护神命名。由于土星的最低密度和高自转速度，使之成为最扁的扁球体。赤道直径比两极直径长约 12000km。与木星相似，土星发射的能量比它从太阳接收的能量多 2.2～2.5 倍。先驱者 11 号证实，土星有磁场和辐射带存在。磁场图像条大鲸鱼。土星磁场约为地球的一千倍。土星赤道云顶磁场约 0.2G，极区约为 0.56G。土星磁轴与其旋转轴基本一致（＜1°）。与木星一样，其磁场与地球磁场相反，北磁极在南半球。表面温度约－140℃。

土星以它的美丽的环与其他行星相区别。这些环位于赤道平面上，至少有六个环，从内向外，依次是 D、C、B、A、E、F 和 G 环。最亮和最宽的是 B 环，宽度有 25000km。旅行者的图象揭示，B 环是由上百个宽仅数公里的薄而亮的小环所组成。环间的间隙也包含了许多小环。环中的颗粒有双峰式分布，一组直径平均约 6cm，另一组直径平均约 30μm。可能是冰裹着的硅酸盐颗粒。木星和天王星上的环的发现，以及所有的环都位于赤道平面上，似乎支持下列的看法。环是行星形成过程中的自然产物，它可能是行星形成前就已经存在的物质。

土星具有厚而浓密的大气圈，主要由氢和氦组成，He／H 比近 0.10，与太阳相似。此外，还有氨和甲烷。土星呈淡黄色，北极区呈浅蓝色。土星为云所围绕，云中有氨晶体。云也呈条带状平行于赤道，但不如木星那样明显。这可能由于土星温度较低，在云顶有较厚的雾层。土星也有一个大红斑，但比木星小得多，呈长 8000 km，宽 6000 km 的桔红色卵形。土星上风也是东西向的，赤道风速是木星赤道的三倍，以 500 m／s 的速度向东吹。

土星的内部结构也不十分清楚，可能有一个二万公里直径的岩石圈，其外为大气圈。

通过人造卫星观测，陆续发现土星的廿三个卫星，其中有的两个，甚至三个同处一个轨道。过去认为，土卫六是卫星中体积最大的，并有大气，主要是甲烷，推测可能存在生命。但人造卫星观

测表明，它直径 5150 km，小于土卫三。其大气层厚达 400 km 以上，主要是氮，占 98%，甲烷低于 1%，表面温度－181℃～208℃，未发现任何生命痕迹。

2.9 天王星、海王星和冥王星

1781 年英国天文学家 Herschel 发现天王星（Uranus）。海王星（Neptune）的发现是预测的结果。19 世纪天文学家发现天王星观测位置与计算结果不同。法国天文学家 Leverrier 推测，这个差异可能来自未知行星的摄动，并计算该未知行星的位置。他把结果寄给德国天文学家 Galle，1846 年 9 月按 Leverrier 的结果观测不到一小时就发现海王星。但在一年之前，英国年轻的天文学家 Adams 也做了相似计算，得出几乎相同的结论。但 Adams 没能说服英国天文学家来寻找这颗行星。海王星发现以后，由于天王星和海王星的实际轨道仍与计算不符。天文学家预测应该有第九颗行星。对此，Lowell 进行计算。Lowell 死后，1930 年 Tombangh 在靠近 Lowell 预测的位置发现冥王星（Pluto）。

天王星的旋转轴紧靠其轨道平面，这是十分奇特的。基自转轴的倾角超过 90°，自转方向是逆行的。海王星和冥王星的公转周期都很长。冥王星的轨道偏心率是所有行星中最大的，它时常比海王星还要接近太阳。

天王星和海王星都是射电源，有磁场和辐射带。红外线观测表明，海王星发射热量是它接收太阳热量的 35 倍。人造卫星测出天王星和海王星都有光环，分别为 11 个和 5 个。

天王星和海王星上检测到氢和甲烷，估计还有氨和氦。由于它们的密度比木星或土星大，可能具有三层结构：硅和铁组成的核、水冰和甲烷冰组成的幔、以及氢和氦组成的外层。Sicardy 等（1999）报道发现海王星外围的环状弧。Dumas 等（1999）讨论该环状弧的稳定性。

冥王星为非常小的行星（1.36×10^{25}g），其质量约为月球的 18.5%，冥王星冥卫一（Charon）的平均密度为 2.029 ± 0.032g / cm^3，具有较高的岩石 /（岩石和水冰）的值，冥王星可能是分异的行星，其表面存在有甲烷，高的岩石含量（放射成因加热）导致冰熔化，很可能冥王星有一个含水硅酸盐核并环绕有冰幔。

通过人造卫星观测，天王星的卫星由 5 个增至 15 个，海王星从两个增至 8 个。冥王星有一个卫星，是太阳系中唯一的天然同步卫星。

2.10 陨石

陨石是来自星际空间，穿过地球大气圈，受到烧蚀后到达地表的彗星和小行星的残留体。

2.10.1 陨石的分类

一般把陨石分为三大类。以硅酸盐为主的陨石称为石陨石；以铁镍金属为主的陨石为铁陨石；铁质和石质约各占一半的陨石称为石－铁陨石（表 5.20）。此外，还有比较罕见的冰陨石和玻璃陨石。Mason（1979）提出陨石的矿物分类方案（表 5.21）。

碳质球粒陨石（C 群）是比较原始的或未分异的陨石，元素丰度与太阳成分相似。碳质球粒陨石的分类见表 5.23。其中 CM 也称 C2，而 C3 包括 CV 和 CO。还有人提出 CR 和 CK（Buseck 和 Hua，1993）。碳质球粒陨石中的非挥发性组分，诸如，Fe、Si、Mg、Al、Ca 等代表太阳星云的平均化学组成，尤其是 C1 型碳质球粒陨石，富含挥发分，由细粒的含水硅酸盐和磁铁矿组成，并富含有机组分。而分异的陨石发生过熔融和分离结晶作用，包括无球粒陨石、石铁陨石及铁陨石。

用四个化学参数可以把球粒陨石划分为五个化学群：即 E、H、L、LL 和 C（表 5.22）。其中 H、L 和 LL 统称普通球粒陨石。

在化学分群的基础上，Van Schmus 和 Wood（1967）根据岩石学特征划分六个类型。类型越高，即从 1 型到 6 型，橄榄石和辉石的组成越均匀，辉石由单斜转变为斜方，次生长石结晶变得更清晰，硫化物含镍量降低，碳和水含量逐渐降低，球粒轮廓模糊而基质重结晶。这个序列表明陨石在母体内受到的热变质程度愈来愈高。近年来发现受到极强热变质的球粒陨石，已看不到球粒轮廓，有部分物质经熔融重结晶呈角砾状，称为第 7 型（表 5.24）。

铁陨石是根据铁纹石晶片的宽度和镍含量进行划分（表 5.25）。

表 5.20　　陨石的分类（Prior，1920）

大　类 （矿物特征）	亚　　类 （划分陨石群的准则）	陨　石　群　名　称
石陨石 （基本上由硅酸盐组成，少量铁镍和陨硫铁）	球粒陨石（根据 Ni－Fe 中 Ni 含量的增加和 Fe－Mg 硅酸盐中 FeO 含量增加）	顽火辉石球粒陨石 古铜辉石球粒陨石 紫苏辉石球粒陨石
	无球粒陨石 贫钙无球粒陨石 富钙无球粒陨石	顽火辉石无球粒陨石 单斜古铜辉石－橄榄石无球粒陨石 紫苏辉石－橄榄石无球粒陨石 紫苏辉石无球粒陨石 橄榄石无球粒陨石 普通辉石无球粒陨石 透辉石－橄榄石无球粒陨石 单斜紫苏辉石－钙长石无球粒陨石 紫苏辉石－单斜紫苏辉石－钙长石无球粒陨石
石－铁陨石 （Fe－Ni 金属和硅酸盐矿物含量相近）	根据硅酸盐矿物特征划分为：	橄榄陨铁 古英铁镍陨石 古铜橄榄陨铁 中陨铁
铁陨石 （主要由铁镍金属和少量铁的硫、磷、碳化物组成）	根据镍含量和结构构造可以划分为：	贫镍的中陨铁陨石（Ni＜6%） 方陨铁（Ni～7%） 八面体铁陨石（Ni 为 7～14%，由铁纹石晶片的宽度而划分） 最粗粒八面体铁陨石 粗粒八面体铁陨石 中粒八面体铁陨石 细粒八面体铁陨石 极细粒八面体铁陨石 中陨铁陨石（Ni 为 7～14%） 富镍中陨铁陨石（Ni＞14%）

表 5.21　　陨石的矿物分类（Mason，1979）

类别	符号	主要矿物
球粒陨石		
顽火辉石球粒陨石	E	顽火辉石，铁－镍
古铜辉石球粒陨石	H*（O）	橄榄石、古铜辉石、铁－镍
紫苏辉石球粒陨石	L*（O）	紫苏辉石、橄榄石、铁－镍
橄榄石－紫苏辉石球粒陨石	LL*（O）	橄榄石、紫苏辉石、铁－镍
碳质球粒陨石	C	蛇纹石、橄榄石
无球粒陨石		
贫钙		
顽火辉石无球粒陨石	Ao	顽火辉石
紫苏辉石无球粒陨石	Ah	紫苏辉石
橄榄石无球粒陨石	Ae	橄榄石
橄辉无球粒陨石	Au	橄榄石、单斜古铜辉石、铁－镍
富钙	Aa	普通辉石
钛辉无球粒陨石	An	
透辉橄榄无球粒陨石	Aho	辉石、橄榄石、紫苏辉石、斜长石
紫苏钙长无球粒陨石	Aou	易变辉石、斜长石
钙长辉长无球粒陨石		
石铁陨石		
橄榄陨铁	P	橄榄石、铁－镍
古英铁镍陨石	S	斜方辉石、铁－镍
古铜橄榄陨铁	Lo	斜方辉石、橄榄石、铁－镍
中陨铁	M	辉石、斜长石、铁－镍
铁陨石		
方陨铁	Hx	铁纹石

八面体铁陨石	O	铁纹石、镍纹石
中陨铁陨石	D	镍纹石

* H（高铁群球粒陨石）、L（低铁群球粒陨石）和 L L（ 铁低金属群球粒陨石〕在球粒陨石中数量占绝大多数，三者合称为普通球粒陨石（O）。

表 5.22　　球粒陨石各化学群的划分参数（Van Schmn 和 Wood，1967）

化学群名称	Fe_t / SiO_2	Fe_m / Fe_t*	Fa**	SiO_2 / MgO
E	0.77±0.30	0.80±0.1	0	1.90±0.15
H	0.77±0.07	0.63±0.07	18±2	1.55±0.05
L	0.55±0.05	0.33±0.07	24±2	1.59±0.05
LL	0.40±0.03	0.08±0.07	29±2	1.58±0.05
C	0.77±0.07			1.42±0.05

* Fe_m / Fe_t 为金属铁与全铁之比，由 E→C 数值减少，氧化程度增高；

** Fa 橄榄石中 FeO / (FeO+MgO)摩尔比，即铁橄榄石分子%

表 5.23　　碳质球粒陨石的分类（Buseck 和 Hua，1993）

类型	标准化比				F / FM	$\delta^{17}O$	$\delta^{18}O$
	Al / Si	Mg / Si	Ni / Si	Zn / Si	（Mol%）	（‰）	（‰）
C1	1.00	1.00	1.00	1.00	45	9	17
CV	1.34	1.00	0.85	0.25	35	−3	1
CO	1.07	0.97	0.87	0.21	33	−4	0
CM	1.10	0.97	0.92	0.48	43	1	7

F / FM：FeO_x /（FeO_x＋MgO）

表 5.24　　球粒陨石岩石类型划分标准（欧阳自远，1988）

划分标准	岩石类型						
	1	2	3	4	5	6	7
橄榄石和辉石成分的均匀性	−	＞5%平均偏差		≤5%	均匀		
贫钙辉石的结构类型	−	以单斜辉石为主		部分单斜辉石	斜方辉石		
					CaO<1%(重量)	CaO>1%(重量)	
次生长石的发育程度	−	极少，细粒或碎粒状晶体		次生微晶	次生晶体清晰，个别为粗粒		
玻璃	−	原生玻璃是均质的，其数量不定		即使有也浑浊不清	缺乏		
金属（最高镍含量%）	−	镍纹石缺乏或很少，＜20	铁纹石与镍纹石，＞20				
硫化物中平均镍含量（%）	−	＞0.5	＜0.5				
基质	全部为细粒状，不透明	细粒状基质、不透明	碎片状，不太透明	基质重结晶，粗粒状			
球粒的结构特征	无球粒	球粒轮廓极其清晰		球粒轮廓清晰	轮廓模糊但能识别	轮廓模糊不清	仅见少量球粒残骸
总碳含量(%)	3～5	0.8～2.6	0.2～1	＜0.2			
水含量(%)	18～22	2～16	0.3～3	＜1.5			

陨石学的研究发现，在最常见的普通球粒陨石 H、L 和 LL 群中，每一群的总体成分是均一的，但群与群之间的元素丰度特征不同。普通球粒陨石球粒的平均化学成分是相似的，群与群之间的成分差异主要是由金属含量和基质的变化而造成。

2.10.2　　陨石的年龄

陨石研究表明，在核合成后，历经太阳星云凝聚、吸积、聚集成陨石母体，陨石母体经过静态变质和冷却，碰撞冲击，破碎或溅射等作用过程到达地球。在这些作用过程中，由于物理化学条件的改变导致元素和同位素的分馏和再分配，体系中的同位素记录这些作用过程的“启动时间”。其中包括间隔年龄、形成年龄、气体保留年龄、宇宙暴露年龄和地球年龄。

表 5.25　　铁陨石的结构分类（Buchwald，1975）

类　　型	符号	铁纹石晶片的宽度 (mm)	备　　注
方陨铁	H	＞50	甚至在大截面中也难于确定六面体的位相
八面体铁陨石	O		随着结构变细，镍纹石含量增加，陨石的镍含量增高
极粗粒	Ogg	＞3.3	
粗粒	Og	1.3～3.3	
中粒	Om	0.5～1.3	
细粒	Of	0.2～0.5	
极细粒	Off	＜0.2	
含纹石八面体铁陨石	Opl	0.2	铁纹石呈星点或纺锤状
中陨铁陨石	D	—	发育良好的缓慢退火的铁纹石极少见，镍含量极高
异常铁陨石	Anom	—	

间隔年龄是核合成后到陨石母体形成之间的时间间隔，可使用 I-Xe 和 Al-Mg 计时。根据已灭绝核素 ^{129}I 衰变为 ^{129}Xe（$T_{1/2}$＝15.7Ma）来建立。物质中 ^{127}I 经热中子照射生成 ^{128}I，衰变产生 ^{128}Xe，由实验加热测定样品中 ^{128}Xe／^{132}Xe 和 ^{129}Xe／^{132}Xe，计算陨石形成时初始（^{129}I／^{127}I）$_1$ 值，再根据核合成模式给出的（^{129}I／^{127}I）$_0$ 值，可计算获得陨石物质的间隔年龄。其值从几十年到几百 Ma 年。

形成年龄是陨石母体形成的年龄。采用 U-Th-Pb，Rb-Sr，Sm-Nd 和 R-Os 计时。^{207}Pb／^{206}Pb 和 U-Th-Pb 法测定的陨石形成年龄约 45.6 亿年，范围 45.2～45.7 亿年。Rb-Sr 法测定的陨石全岩年龄值为 44～47 亿年。对于 Pb 同位素年龄，早期结果有大的变化，很多半是地球污染的结果。相对于 U-Th-Pb 年龄，Rb-Sr 值表现出较小的趋势，可能是由于后期冲击碰撞的影响导致体系的扰动。低的年龄可能反映有严重的加热，包括冲击产生的熔融。由于 Sm-Nd 体系有两个母子体同位素对，即 ^{147}Sm-^{143}Nd（$T_{1/2}$＝1.06×10^{11} 年），是地球和地外物质研究有用的计时器；^{146}Sm-^{142}Nd（$T_{1/2}$＝1.30×108 年），对比于太阳系，短寿命体系已灭绝，但 ^{146}Sm 可作为“β过程”计时器。Prinzhofer 等（1992）分析了 Ibitira 钙长辉长无球粒陨石，Morristown 中铁陨石和 Acapulcc 未分群陨石，获得的 ^{147}Sm-^{143}Nd 等时线年龄分别为 44.6±0.2 亿年，44.7±0.2 亿年和 46±0.3 亿年。堆积型和非堆积型钙长无球粒陨石的 Sm-Nd 形成年龄具有不同值，分别为 44.6～44.1 亿年和 45.2～45.6 亿年（Prinzhofer 等，1992）。^{187}Re-^{187}Os 体系的半衰期（4.23×10^{10} 年）和银河系形成年龄是同一数量级，是理想的宇宙计时器。Shen 等（1996）使用精确 Re-Os 体系对某些铁陨石得出 4.61±0.01Ga 的年龄值。

球粒陨石母体冷却上的新约束来自两个球粒状陨石碳酸盐碎片观察到的 ^{53}Mn 过量（Endress 等，1996）。这些多晶碎片，大多数由白云石组成，均匀散布在 Orgueil 和 Ivuna 陨石中。它们被解释为碳酸盐脉的剩余物，脉体形成于陨石母体极早期含水交代作用。五个碳酸盐用离子探针（SIMS）分析确定在 Cr 同位素组成对 Mn／Cr 图上有一个相对线性阵列。该阵列斜率相应于碳酸盐结晶时 ^{53}Mn／^{55}Mn 比 2×10^{-6}。这要求达到这个比值的时间小于 20 Ma。Allende 包体在 4566 Ma 从 4.4×10^{-6} 值开始。这表明此 CⅠ陨石母体在聚集后非常快速冷却到液体水存在的温度。

气体保留年龄反映母体形成后受静态热变质或冲击作用导致气体丢失后的年龄，是变质事件或冲击事件的记录，一般低于母体形成年龄。^{40}Ar-^{39}Ar 法对未受冲击或弱冲击的陨石测定表明，其年龄值与 Rb-Sr 年龄（4.55Ga）相同。Enright 和 Turner（1977）对 11 个 4～7 型未受冲击陨石的 ^{40}Ar／^{39}Ar 年龄测定表明，随着岩石类型数值增加，年龄减小。14 个中铁陨石 ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄研究表明其值在 34.5～38.2 亿年之间，所有中铁陨石均显示出在 40 亿年前有一次或多次事件导致 Ar 丢失。

460 多个普通球粒陨石的 U-Th-He 年龄分布表明，大多数 H 和 LL 球粒陨石（约 81%）具有 22 亿年的保留年龄，相反大多数 L 球粒陨石（约 69%）具有≤22 亿年的保留年龄，约 35%≤9 亿年，反映普通球粒陨石母体不同的热历史和冲击历史。H 和 LL 球粒陨石在 34 亿年处宽的年龄峰可能反映变质作用期间的热丢失，而在 10 亿年前后，H 球粒陨石母体可能经历过一次小的去气事件（Wasson 和 Wang，1991）。最近王道德等（1992）报道中国 34 个球粒陨石的 ^{4}He 和 ^{40}Ar 保留年龄，^{4}He 保留年龄为 0.29（广南 L6）～42.1 亿年（西乌珠穆沁，L／LL6），对应的 ^{40}Ar 保留年龄为 1.27～44.6 亿年。

太阳系物质从母体破碎后，碎块被抛入宇宙空间，受宇宙射线辐照形成一系列宇宙成因核素，例如，^{3}He、^{21}Ne、^{38}Ar、^{22}Na、^{26}A1、^{53}Mn 和 ^{60}Co 等。分析这些核素的产额可以计算陨石母体在空间的暴露年龄。由于测定每个样品的核素产额非常困难，大多数发表的宇宙暴露年龄为平均产额。对普通球粒陨石，^{3}He 的平均产额约为 2.0×10^{-14}mm^{3}／（g·a），^{21}Ne 的平均产额约为 3.5×10^{-15}mm^{3}／（g·a）（273K，1 大气压）。^{3}He 的产额几乎与深度无关，但 ^{3}He 原子小，具有高的扩散速率，导致较明显的丢失。^{21}Ne 产额具有中等的深度效应，扩散丢失较 ^{3}He 小。不同化学群陨石的暴露年龄分布有明显差异：L 群较平坦且大部分＜50Ma，LL 群在约 15Ma 有一峰值，H 群大多处于 6～7 Ma，碳质球粒陨石多＜20 Ma，无球粒陨石主要分布于 20～35 Ma，而铁陨石具有最大的暴露年龄，达 0.1～1.2Ga（林杨挺和欧阳自远，1996）中国 34 个球粒陨石的宇宙暴露年龄为 90（枣阳 H5）～5100 万年（西乌珠穆沁，L／LL6）。火星陨石的宇宙暴露年龄在 60～120 百万年（EETA79001），220 万～460 万年之间（Nishiizumi 等，1986）。中国吉林陨石不同部位样品的宇宙成因核素含量表明其母体不仅经历了 2π 辐照历史（800 万年），而且后期又叠加有 4π 辐照的产物（400 万年），证明吉林陨石具有两阶段宇宙暴露历史。

陨石落到地球上以后，外部宇宙射线受到大气的屏蔽，不再接受新的辐照；而陨石物质内的放射性宇宙成因核素（^{14}C、^{26}Al、^{10}Be、^{53}Mn、^{36}Cl 等）将不断衰变，根据这些核素的含量可以计算陨石存在于地球的年龄（或称落地年龄）。近年大量南极陨石的发现和收集，使陨石物质地球年龄的研究尤为活跃。18 个南极不同地区的 138 个独立陨石（包括 C，H，L 和 LL 球粒陨石，ⅠA，ⅡA，ⅡB 和ⅣA 铁陨石，中铁陨石，橄榄陨铁，顽辉石无球粒陨石，钙长辉长无球粒陨石，古铜钙长无球粒陨石，紫苏辉石无球粒陨石、火星陨石和月球陨石）的地球年龄数据表明 Allan Hil1s 陨石的地球年龄为 0.2～1100 万年，明显地长于 Yamato（＜2 万年）和其他南极陨石。最老的 Al1an Hil1s 陨石分布接近于东部边缘和主要冰区的东南部。目前测定的南极陨石中，只有 L 和 LL 球粒陨石的地球年龄早于 37 万年。火星陨石的地球年龄为 1.2～34 万年，月球陨石的地球年龄 7～20 万年。

1969 年以来南极考察已找到 14755 块不同类型的南极陨石。它提供大量南极冰川学和气象学研究的重要信息。南极冰盖的年龄约为 10～14 Ma，但未发现地球年龄大于 1 Ma 的陨石。南极陨石中除大量常见的陨石类型外，还发现许多异常的陨石类型。例如，11 块月球陨石。按其岩石类型可划分为来自月球高地的斜长岩质月球陨石、来自月海的玄武岩质月球陨石、和来自月球高地一月海边界的玄武岩斜长岩质月球陨石。在非南极地区曾发现 6 块火星陨石。在南极也回收到 3 块火星陨石。它们属于辉熔长无球粒陨石（Shergottite）、透辉橄无球粒陨石（Nakhlite）、纯橄无球粒陨石（Chassignite），简称 SNC 陨石。它们的同位素年龄在 13～2 亿年之间，比一般陨石的年龄（46 亿年）年轻得多。说明它们形成于直径大于 6000km 的行星物体内，因为只有这样大的物体在其形成（46 亿年）之后才有可能保存足够的热能，并在 13 亿年时熔融硅酸盐。

2.10.3 玻璃陨石

实际上玻璃陨石（tektite）不是陨石。我国古称其为“雷公墨”，由于其在大雷雨后更易见于地表。它是地外物质剧烈撞击地球时，地球表面靶区物质熔融后快速飞溅至天空又冷凝坠落的玻璃质物体。玻璃陨石多呈块状和不规则状，棕黑至浅绿色，比重 2.32～2.5g／mm^{3}。与火山玻璃相比主要有下列特征：几乎不含水；Fe 均以 Fe^{2+}存在，几乎不含 Fe^{3+}；具有流动构造，普遍发育特征的空气动力学烧蚀表面，包括凿空、沟槽、气孔、凹坑等；园形气泡，而火山玻璃中的气泡为长形。

目前发现了四个玻璃陨石群：北美区（包括得克萨斯州和佐治亚州，34±1Ma）；东欧的莫尔达维石区（包括波西米亚和摩拉维亚,14±1Ma）；西非的象牙海岸区（1.3±0.2Ma）和澳大利亚－东南亚区（0.7Ma）。

2.10.4　星际有机分子与陨石中的有机质

通过无线电波段、可见光、红外、紫外波段特征，观测到 60 多种由 C、H、O 和 N 组成的有机分子。分子云的体积约占整个星际介质体积的 2%，而重量约为整个星际介质的 50%。星际有机分子的一个重要来源是宇宙 X 射线和带电粒子流同宇宙尘埃的 C、H、O、N 组成的相互作用的结果。在碳质球粒陨石中已发现多种氨基酸、烷烃、烯烃、芳烃、嘌呤和嘧啶等有机化合物，这些有机物可能是太阳星云中的催化过程或放电过程所形成，属非生物合成过程。

2.10.5　宇宙尘

宇宙尘是指地球以外起源的物质。也包括陨石和流星体通过大气圈时烧蚀而溅射的碎屑。其粒径一般＜10^3μm。

2.11　比较行星地质学

1959 年伽莫夫（Gamow）提出“比较行星地质学”。比较行星地质学以地球为基础，对比太阳系各行星，特别是类地行星的物质组成、表面特征、地质构造、物理场、内部结构和演化历史。地球作为太阳系的一个成员，与各行星的化学组成、圈层演化和成因有着复杂的内在联系，识别各行星的共性和特性，是整体性认识地球成因与演化的重要途径。

比较行星地质学的主要研究领域有：

一 行星的大气组成与演化历史：行星的大气组成及其演化历史决定于行星的质量、行星与太阳的距离和生物圈的作用。类地行星的大气层为次生大气层。地球的大气层由地球内部排气、海洋与生物圈的相互作用所控制；经历过原始火山大气层、火山大气层、CO_2 大气层及氮一氧大气层的演化阶段。金星缺乏水圈与生物圈的调节，形成以 CO_2 为主的大气层。火星质量较小，表面温度较低，形成以 CO_2 为主的稀薄的大气层。水星与月球质量更小，形成极稀薄的甚至近真空状态的大气层。类木行星质量巨大，距太阳远，表面温度低，太阳风驱赶作用弱，行星的大气层主要由行星形成时捕获的星云气体：H_2、H_2O、NH_3、CH_4 和稀有气体等组成。

新近发现，木星和土星的大气与太阳不同，而且木星的 H / He 值也与土星不同。木星为 0.18±0.04，土星为 0.06±0.05，天王星为 0.262±0.048，原太阳为 0.274。相对于太阳，木星的 C / H 值为 2.32±0.18，土星为 2～6，天王星和海王星为约 25，木星和土星的 N / H 值为 2～4，CH_4 / H_2 值为太阳的 2～5 倍；天王星和海王星的 CH_4 / H_2 值为太阳的 20～25 倍。以上说明巨行星大气的成分与以太阳丰度为基准的原始星云毫无相似之处。但由于最轻的气体都未逃逸，表明行星应该含有原始星云的 H / He 值。同样，考虑到星云的作用过程不可能使 H 与 He 分离，这种差异必然是由吸积过程中的分异作用和其后各行星内的分馏作用造成的。一般说来，巨行星大气的 H / He 值的变化联系着高压下 H 的 He 的分馏，当内部压力超过 300GPa，使氢变成为金属氢。土星大气中 He 有大的亏损，主要是由于行星冷却时，He 滴落向行星的中心，这导致大气层内相对于 H 的 He 亏损。木星内的温度比土星内的温度略高，在木星内 H 的 He 的分离较差。天王星和海王星太小，内部压力过低，未达到转变为金属氢的压力，因此，其大气中保持着太阳星云的 H / He 值（0.27）。

二 行星表面特征：太阳系中具有固体壳的行星和卫星，在早期的历史中均发生过广泛而强烈的构造活动、火山活动，形成大型断裂体系和各种火山地形；频繁的小天体的撞击形成表面上众多的撞击坑。水星表面很像月球，是表面撞击坑及撞击盆地最多的行星。水星是质量最小的类地行星，内部能源较少而散热较快，后期地质构造与岩浆活动趋于宁静，保存古老地形特征。金星表面 60%是比较平坦的平原，古老的火山地形和撞击地形残留较少。地球表面可识别的撞击坑约 200 个，最大者直径达 200km。火星表面的地形比较复杂。行星早期历史中大面积玄武岩喷出并覆盖行星表面。月海玄武岩覆盖约 17%的月面，广阔的水星平原属玄武岩平原，金星与火星表面分布着大面积玄武岩平原与火山地形。地球表面是唯一具有浓密大气层、水圈与生物圈相互作用改造的行星。火星表面

呈现出明显的风积作用和永久冻土作用的改造，并保留有古代流水侵蚀作用的证据。金星由于具有强的大气环流作用和浓密的云层，风蚀作用明显。水星和月球无大气和水体作用，除太阳辐射引起的物理风化作用外，保存着最原始的地形特征。

三 地质构造特征：全球性的线性与环形构造体系是类地行星的共同特征。月球具有一个 NE 向网格状构造体系，水星发育着许多延伸数百 km 的舌状悬岩的断裂体系，火星强烈的构造活动形成大裂谷、构造地堑和延伸 1000 多 km 的悬崖。各行星表面均分布着大量的环形构造。地球具有复杂的线性与环形构造，并唯一具有板块运动的构造特征。

行星的构造岩浆活动与火山喷发的强度决定于行星质量。根据月球与和行星热历史的计算，月球在 31 亿年前已没有明显的构造岩浆活动与火山喷发，水星与火星分别在距今 20 亿年和 10 亿年前构造岩浆活动趋于宁静，地球与金星仍有强烈的构造岩浆与火山活动，但总强度趋于减弱。

四 行星的化学组成与内部结构：太阳星云中元素的分馏与凝聚，导致各行星整体化学组成的差异。太阳星云中元素的分馏呈现出如下特点：随着与太阳距离的增加，1 Fe、Co、Ni、Cr 等组成行星核的元素逐渐减少；2 早期凝聚的难熔元素，如 REE、Ti、V、Th、U、Zr、Hf、Nb、Ta、W、Mo、Re、Pt 等逐渐增多；3 形成壳、幔的元素如 Si、Mg、A1、Ca 等也具增多趋势；4 亲铜和碱金属元素，在 1～1.5A 范围内有增多趋势，随距离增大而丰度减小；5 氧在远离太阳有增多特征，近太阳附近为还原环境，远离太阳各种凝聚物中氧化环境增加，铁价态呈现出 $Fe^{+}\rightarrow Fe^{2+}\rightarrow Fe^{3+}$的变化；6 挥发分元素与亲气元素逐渐增多。按水星、金星、地球、火星的次序，行星核占行星总重量的百分比愈来愈小，Fe 含量逐渐减少，而 Fe^{3+}含量逐渐增多。

类地行星有壳、幔和核的结构，而巨行星和远日行星可能存在固态硅酸盐核。水星、金星、地球与火星的壳均由硅酸盐组成，其厚度分别为 500，100，5～65，200km；幔由 Fe 一 Mg 硅酸盐组成，厚度分别为 200，3000，2900 及 2000km；水星、金星与地球的核可能属铁一镍为主的核，半径分别为约 2000，3000，3470km；火星的核可能是由 Fe 一 FeS 组成。类木行星可能有液态 H_2 和 He 组成的表层、高压液态氧和液态氢氧混合的过渡，以及氦和金属氢区，可能具有固态硅酸盐核。

据已有资料，木星的内部构造（从外往内）为分子 H_2 一 He、金属氢－He、岩石及冰核。从表面到核的压力 10^5～4×10^{12}Pa，温度为 170～2×10^4K；密度为 1.1～15g / cm^3。土星的内部构造为分子 H_2－He 均匀气体、金属氢并富 He、岩石及冰核。压力为 10^5～10^{12} Pa,温度为 135～1.4×l0^4K：密度为 0.6～2.5g / cm^3。海王星的氢含量（约 1 个地球质量）比天王星（约 1.6 个地球质量）低一些，但它具有较高的岩石和水含量。

Stevenson（1984）将行星的主要组分分成三组：1 非凝聚态气体：例如，H_2 和 He；2 冰质：H_2O、CH_4、NH_3、CO、CO_2、N_2 等物质；3 难熔化的行星物质。这三组物质的高压物态方程可以限定各大行星的主要组成。从高压物态方程得到的压力一密度数据，结合各大行星质量和半径的观测值等资料，即可对行星的内部组成做出相应的估计。氢的冲击波数据约束着巨行星的模型构建。在接近于氢的等熵压缩（以行星大气的近地表条件为初始条件）的压力温度范围内，提供木星和土星的压力一密度数据。而 H_2O（包括水和冰）和其它分子物质（如 NH_3）的冲击波数据，可提供对天王星和海王星内部结构的约束，并预期它们有较大的水一冰质幔和铁质一硅酸盐核。

五 行星的地质演化史：行星内部的演化过程主要决定于行星的质量与化学组成。行星形成后由于星子的聚集能、短寿期与长寿期核素的衰变能、自发裂变能，使行星内部温度增高和内部物质分异、调整，一方面形成壳、幔、核内部结构，另一方面形成大气层与水圈。质量小的类地星体（水星、月球），形成后受到急剧加热，早期产生过强烈的构造岩浆活动，分异不充分，固化早，古老的火山地形与撞击地形多能保存。水星与月球的地质演化历史极相似。水星发育着广泛的玄武岩喷发，构成了广阔的玄武岩平原。火星属中等质量的类地行星，火星形成后逐渐形成壳、幔、核；有广泛分布的撞击坑；早期剧烈的火山活动与构造运动，形成玄武岩平原和大断裂体系；随后构造与火山活动强度减弱，发育风化与沉积作用。金星与地球属大质量的类地行星，具有极其复杂的地质演化历史，早期剧烈的构造岩浆活动，后期内力与外力作用形成的地形显著，古老的火山地形与撞击地形

残存较少。

2.12　太阳系行星形成

关于太阳系起源的理论中，被普遍接受的是现代星云学说，其代表人物主要有前苏联的Сафронов等（1972）。现代星云学说认为，原始太阳星云是在稠密的大星际星云内，由于重力不稳定性而瓦解产生的一个小星云，其质量＜1.3M⊙，温度不高，有一定的初始角动量和自转速度。它在自吸引作用下收缩，中心部分形成原始太阳，外部扁化为星云盘，这一过程持续时间 3Ma。恒星与行星的共面性是太阳系星云盘起源的自然结果。星云盘中含有气体、尘埃和冰的固态颗粒，它们沉降到盘中心层而形成尘层。在尘层中，固态颗粒间通过非重力粘结或者重力的不稳定性等物理作用，产生不同尺寸的固体块——星子。星子相互间碰撞、吸积与增生而聚积成行星和卫星，形成时间需要 10～100 Ma。但是，关于原始星云的具体物理、化学情况及行星形成过程，各学派都有不同的看法（欧阳自远等，1994）。概括起来可分成冷星云说和热星云说两类。前者认为太阳星云的演化从总体上一直处于低温条件（1Au 位置上的温度为 1000K），各类球粒陨石及各行星之间的化学组成差异主要受尘埃的沉降、吸积效率和吸积温度等所决定。热星云说认为太阳星云在开始冷凝之前，达到高温状态（3Au 位置上的温度为 1400K），星云的化学分馏作用主要受尘埃与气相之间的分异所控制。有关太阳星云从高温逐渐冷凝析出各矿物的热力学计算模式很多，包括平衡和不平衡凝聚，和各种不同星云条件下的凝聚过程，并能较好地解释有关陨石的实验研究结果。尽管天体化学的实验分析结果要求太阳星云在整体上经历一个高温阶段，但现有的大部分物理模式却支持冷星云说。

太阳系行星形成于太阳星云的凝聚。太阳系的物质研究表明，太阳、地球、月球、水星、金星、木星、陨石和宇宙尘样品中同位素组成基本是均一的，证明太阳星云经历过同位素均一化过程。近 20 年来，在 C3 型陨石中发现 O、Mg、Si、Sr、Sm、Nd、Ne、Xe 等同位素组成异常，这种异常证明：当太阳星云凝聚时有系外物质的加入，形成局部同位素组成异常。

太阳星云的凝聚过程主要可分两个阶段：

1 太阳星云的分馏与凝聚：太阳星云中由于距太阳距离的不同，导致星云化学元素的分馏。随着温度降低，依次产生早期难熔组分的凝聚、金属－硅酸盐分馏、碱金属硅酸盐及硫化物凝聚、含水硅酸盐、冰物质凝聚。这使太阳星云盘的不同部位形成化学成分各异的星子。

太阳系各大行星平均密度的显著差异，表明太阳系物质的化学组成有沿径向变化的空间分布特征。这种由化学组成均一的原始太阳星云演化形成不同化学组成的各类陨石母体和行星的过程称为太阳星云的化学分馏作用。由于太阳光、热的辐射、太阳风和邻近超新星爆炸等方面的作用，出现化学成分不均一的太阳系分布格局。通常约定以 C1 型碳质球粒陨石中的元素丰度作为太阳系难熔元素的初始丰度，太阳光球中的挥发性元素作为太阳系挥发性元素的初始丰度。在原始星云演化过程中，主要存在着三种热源：1）星云盘内物质相互吸引而收缩产生的加热；2）短、中半衰期放射性同位素的衰变生成热，如 ^{127}I（$T_{1/2}=16\times10^6a$）、^{244}Pu（$T_{1/2}=83\times10^6a$）、^{26}Al（$T_{1/2}=7.3\times10^6a$）^{107}Pd 和（$T_{1/2}=6.5\times10^6a$）等，达 10^{23}～10^{25}cal / 年数量级；3）在星云演化早期，太阳经历过金牛－T 型变星的演化阶段（年龄＜1Ma）。太阳活动（黑子、耀斑和太阳风等）的强度明显高于现在的太阳，是星云演化早期的主要热源，随着与太阳距离的增加而强度减弱。由于有这些热动力的存在，在星子形成之前，初始太阳星云主要经历两次大的演化事件。太阳早期强烈的太阳风，把大多数的气体和挥发性元素驱赶出类地行星区域，致使地球、月球、金星和火星强烈亏损挥发性元素，它们的 K / U 值（～10000）相当于球粒陨石 K / U 值（～60000）的六分之一，而它们的 Rb / Sr 值（～0.03）比球粒陨石的 Rb / Sr 值低一个数量级。当星云盘内的尘埃在向盘中央层沉降过程中，由于热事件而产生尘埃熔融，金属、硫化物和硅酸盐矿物之间因磁性性质不同而产生分离。最好的例证是在小的陨石母体中，它们在 4550 Ma 以前就发生过分馏作用。

根据元素的熔点、挥发性和还原性等物理化学特征，可将其划分为亲石元素、亲铁元素、中等挥发性元素和挥发性元素等类。亲石元素熔点高于 Fe、Mg 及 Si 的凝聚温度（T＞1300K），包括 Ca、A1、Si、Mg 等造岩元素和其它主要以硅酸盐或氧化物形式存在的微量元素。其中相对于 Si 和 Mg

更早从星云中凝聚析出的又称难熔亲石元素。难熔亲石元素在碳质球粒陨石主要赋存在被称为富 Ca、Al 的难熔包体（CAI），其富集系数约为 CI 群碳球粒陨石的 15～20 倍。CAI 的 O、Mg 等稳定同位素发生强烈的分异，表明 CAI 是高温蒸发的残留物。这要求太阳星云曾出现局部快速的高温事件。CAI 及球粒陨石基质中碳化硅和金刚石的稳定同位素异常的发现，不仅表明太阳星云中前太阳物质的存在或太阳星云冷凝过程中超新星爆发物质的加入，而且给出太阳星云的温度上限。

亲铁元素包括比 Fe 更易还原为金属的所有元素，指 Fe、Co、Ni、Au、Ge 和 Pt 族元素等。它们主要以合金形式存在，但 Fe 可呈其它多种氧化态。相对 Fe 更早析出的又称难熔亲铁元素。碳质球粒陨石中难熔亲铁元素主要富集于 CAI，并常以难熔铂族元素合金（RPM）以及一种被称为 Fremdling 的富铂族元素集合体的形式存在。

中等挥发性元素的理论析出温度介于 1250K 和 650K（压力为 $10～4\times10^{5}$Pa）之间，即介于 Mg 硅酸盐与 Fe—Ni 金属之间析出的元素。各化学群球粒陨石的中等挥发性元素丰度相对 CI 群球粒陨石均有明显贫化，并且其贫化程度与元素的理论挥发性有相当好的正相关。

挥发性元素的理论凝聚温度低于 650K，即它们在陨硫铁之后从星云中析出。这类元素的丰度大致在μg / g 和 Pg / g 的水平上，以固溶体或表面吸附形式存在。挥发性元素的贫化程度在各化学群球粒陨石甚至同一化学群的不同陨石之间变化相当大，其原因是对温度的变化极为敏感。研究表明陨石母体的吸积温度、热变质和冲击作用均对挥发性元素的含量有很大的影响。太阳星云化学组成沿径向上的变化特征，还表现为类地行星表面氧化程度随远离太阳而逐渐升高。

2 太阳星云凝聚形成星子，星子堆积形成行星：

星子聚集形成行星的观点是个比较合理的推论。月球、水星和火星的表面上存在着大量的大小不等的 3.9Ga 前形成的撞击坑，直径最大可达 1000 多公里，这表明在这些星体的早期形成阶段曾遭到过大范围的星子的密集撞击。地球由于经历过强烈的后期地质改造作用，现在发现的地球上的撞击坑最大的年龄约 1800Ma。其次，所有行星的赤道面都跟行星的轨道面之间存在着交角，这可能是遭到大星子撞击的结果。小行星带是星子聚集成行星的“半成品”。另外，旁证也来自于陨石和宇宙尘的研究。它们清楚地显现出随着太阳星云由高温逐渐形成固态矿物相，星云内部各凝聚相在不同的空间尺度上的随机碰撞、吸积与增生。说明陨石母体通过星子的这种成长方式可增生到直径达数百以至上千公里。欧阳自远（1989）根据吉林陨石的成长演化模式，认为原始地球是以地球胎为核心，逐渐吸积年龄为 4.56～4.60 Ga 的不同化学成分的星子而形成。

各行星的化学成分决定于太阳星云内各行星形成区所吸积的星子。这导致各行星化学组成的规则差异，同时，由化学组成各异的星子随机堆积形成的行星又导致了行星本身化学组成的不均一性。不均一化学组成的行星，由于内部能量的积累产生不均一的局部熔融，内部物质调整分异逐步形成核幔壳结构。类地行星形成时所捕获的原始大气层，受强太阳风的驱赶而难以保存，行星持续的内部排气过程所产生的气体构成了行星的次生大气层。巨行星保留原始捕获大气层的特征。

吸积的重力能，短、中寿期核素的衰变能与裂变能，以及长寿期核素的衰变能是行星内部能量的主要来源。类地行星的演化程度、地质活动规模和持续时间主要决定于行星的质量。质量小的行星，内部化学分异程度低，在较早阶段便停止地质构造与岩浆活动。质量大的行星，内部化学分异程度高，地质活动规模大，持续时间长。

地球上缺失最初 8 亿年的记录。比较行星学研究表明，类地行星形成后由于星子撞击可能有大范围的熔融作用，形成最初的行星壳。但是对熔融作用是全球的，还是局部的；以及熔融温度等看法不一。

2.13　太阳系外物质研究

20 世纪 60 年代末碳质球粒陨石中稀有气体和氧同位素组成异常的发现，表明在太阳系中可能存在其它星际物质。80 年代末首次从陨石中分离出太阳系外成因的金刚石。其后，通过化学溶解分离，使用离子探针鉴别出在陨石中各种太阳系外成因的物质，包括碳化硅、石墨（Amari 等，1990）、TiC、Si_3N_4、铁纹石、陨碳铁矿和富钙－铝包体（CAI），例如刚玉和尖晶石等。它们具有不同类型的同位

素异常。陨石中太阳系外物质的发现，表明原始太阳星云在同位素组成上未达到完全均一状态，存在相当数量未完全气化的固体尘粒。这些尘粒具有多来源，可能来自红巨星、AGB 星、Wolf－Rayet 星、Ⅰa 超新星和Ⅱ型超新星等物源。这些研究结果提供了检验各种天文学理论模型， 包括银河系演化、恒星演化以及元素合成等最直接的实验依据。

太阳系外物质的唯一鉴别依据是同位素异常，其同位素比值变化常达几个数量级。太阳系外物质的研究主要集中于金刚石、SiC 和石墨，绝大多数来自 CM2 陨石，特别是 Murchison 陨石。用离子探针对溶解后富铝残渣的分析，得到刚玉和镁尖晶石，以及包括 Si_3N_4、Ti、Fe、Zr、Mo 的碳化物。除 Si_3N_4 外，其他相均以纳米级的包体形式存在于石墨中。

金刚石是最常见的太阳系外物质，粒度 1～5nm，具有一系列与普通金刚石不同的性质：极大的比表面积，比重小（2.22～2.33g / cm ），富含氢（10～40 原子‰）、一定数量氮（0.9%）和氧等（Lewis 等，1987）。由于氢以富氘为特征（δD_{SMOW}＝180～284‰），基本排除化学分离过程中污染的可能（Virag 等，1989）。碳同位素组成特殊（$\delta^{13}C$＝－32～－35‰），氮同位素组成也有明显异常（表 5.26）。氙的同位素以富 $^{124、126、134、136}Xe$ 为特征，实际上是 Xe－H 和 Xe－L 两种组分的混合（称 Xe－HL）。为了进一步解释氙同位素成因，Richter 等（1998）测定碲同位素组成。不同的陨石中金刚石含量变化很大，并随陨石变质类型的升高迅速减少，根据 Xe 一 HL 组分估算出金刚石含量，从 Orgueil 陨石（C1）中的近 2000×10^{-6}, 到 3.8 型普通球粒陨石的 0.01×10^{-6}。

碳硅石粒度约 0.05～26μm，近 95％wt 为 0.3～3 μm。含铝约 3.5% ，并与氮正相关，表明可能以 AlN 形式存在。Zinner 等（1987）、Tang 和 Anders（1988）在 Murray 碳质球粒陨石中发现，与金刚石共生 SiC 的$\delta^{13}C$ ＝600～1500‰，与 Si_xO_y 共生 SiC 的$\delta^{13}C$ 约为 6000‰。Stone 等（1991） 用离子探针研究 Orgueil（C1）和 Murchison（CM2）球粒陨石中板状 SiC 的$\delta^{13}C$ ＝155～5188‰，细粒 SiC 的$\delta^{13}C$ ＝－304～24500‰；而顽火球粒陨石中 SiC 的$\delta^{13}C$ ＝－3.8～－36.8‰。硅同位素在$\delta^{29}Si$ / ^{28}Si 与 $\delta^{30}Si$ / ^{28}Si 图（图 5.26）中组成一条斜率为 1.34 的直线。图中$\delta^{i}Si$ / ^{28}Si(‰)=[（^{i}Si / ^{28}Si）$_{颗粒}$ / (^{i}Si / ^{28}Si)$_{太阳}$－1]×1000。少数碳硅石颗粒具有特殊的同位素组成，可分为 A、B、X、Y、Z 群（表 5.26）。碳硅石常有明显的 ^{26}Mg 过剩，这由灭绝核 ^{26}Al 衰变而成。由过剩 ^{26}Mg 可计算出平均初始值 ^{26}Al / ^{27}Al。大多数碳硅石的钛同位素明显异常，$^{46、47、49、50}Ti$ 相对 ^{48}Ti 富集，其中主群的$\delta^{46}Ti$（相对于 ^{48}Ti）与$\delta^{29}Si$ 有明显线性正相关，X 群以富集 ^{49}Ti 和 ^{44}Ca 为特征，^{49}Ti 和 ^{44}Ca 主要分别是灭绝核 ^{49}V 和 ^{44}Ti 的衰变子体。钡同位素 $^{135、137}Ba$ 相对 $^{134、136、138}Ba$ 贫化，为 s－过程的特征。稀有气体也显示 s－过程的特征产物，包括 Xe－s（奇数核素 $^{129、131}Xe$ 相对偶数核素 $^{128、130、132}Xe$ 贫化，整体呈 W 形）和 Kr－s（$^{80、86}Kr$ 相对 $^{80、83、84}Kr$ 富集）。此外，碳硅石还是 Ne－E（H）的主要携带相， ^{20}Ne / ^{22}Ne 约 0.1，形成于静态平衡条件下的 ^{1}He 燃烧。碳硅石在不同陨石中的含量变化与金刚石相似。随陨石类型的升高，碳硅石含量从 Orgueil 陨石（C1）陨石中的近 20×10^{-6} 减少到 3.7 型普通球粒陨石的＜0.01×10^{-6}。大于 4 型陨石几乎不含有太阳系外成因的碳硅石。

石墨（α－C）的粒度为 0.1～20μm，主要为光滑壳层或片状园球与细粒致密集合体，含次要元素 H、N、O 等，其含量差异造成了石墨的比重大范围（1.6～2.20 g / cm^3）变化。太阳系外成因石墨的含量在 C1 和 CM 型陨石中低于 10×10^{-6}，在普通球粒陨石中含量更低，小于 0.2×10^{-6}。
石墨的碳同位素组成变化范围与 SiC 相似，但大部分颗粒富 ^{13}C 。氮同位素组成相当均一，基本正常。Mostefaoui 等（1998）用离子探针对微粒金属和石墨测定表明有大的 D（δD 约 1500‰）和 ^{15}N（$\delta^{15}N$ 约 1300‰）过量；可以分为两个类型：富 N 和高 D / H，贫 N 和高 ^{15}N / ^{14}N。对不同比重等级石墨的碳同位素分析表明，至少存在四种不同的来源，随着比重的增大，碳同位素的分布峰从接近或略轻于太阳系（^{12}C/ ^{13}C 分别为 20～40，～100）移向极富 ^{12}C 或 ^{13}C 两端（^{12}C / ^{13}C 分别为～10，～500）。石墨的硅含量很低（10～1000×10^{-6}）。仅有的少量分析数据表明，虽然大部分颗粒可能具有正常的硅同位素组成，一些颗粒的硅同位素组成明显异常，并相对 SiC 富 ^{29}Si。对 32 颗太阳系外成因石墨的氧同位素分析结果，其中 9 个颗粒具有明显的 ^{18}O 富集特征，^{18}O / ^{16}O 值较太阳系物质高 13 倍，但 ^{17}O / ^{16}O 值落在正常范围内。石墨的 ^{26}Mg 过剩明显，同 X 群 SiC 相似。稀有气

体同位素组成以含 s 一过程的产物为特征，包括 Xe 一 s，Kr－s 等。此外，石墨还是 Ne－E（H）的主要携带相。Ne-E（L））几乎为纯 ^{22}Ne，其 $^{20}Ne/^{22}Ne$ 值随样品的纯化不断降低直到小于 0. 01，是灭绝核素 ^{22}Na 的衰变子体。

表 5.26　太阳系外部含碳矿物相的同位素特征

	$\delta^{13}C‰$	$\delta^{15}N‰$	^{28}Si	Xe, Kr, Ne	$^{26}Al/^{27}Al$	Ti, Ba	元素合成
金刚石 (β相)	-32～-35	-130～-199		Xe-L: $^{124,126}Xe$			P－过程
				Xe-H: $^{134,136}Xe$			r－过程
碳硅石(β相) 主群(~90%)	$^{12}C/^{13}C$ 20 ～ 40, 达 20< ,<150	$^{14}N/^{15}N$ ～100, 达>200	相对地球贫 ^{28}Si	Xe－s产物 Kr－s 产物 Ne－E(H)	4.5×10^{-3}	$^{46,47,49,50}Ti$ 相对 ^{48}Ti 富集, Ba－s产物	接近太阳系，或相对富 ^{13}C 和 ^{14}N, s－过程, ^{1}He 燃烧
	<20	>270	近主群				
A,B 群(5.5%)		<270	极富 ^{28}Si		达 0.1,0.61	富集 ^{49}Ti 和 ^{44}Ca	超新星爆发时内部圈
X 群(~1.4%)							
	≥90	>270	相对富 ^{28}Si				
Y 群(~1.7%)			富 ^{30}Si, 达 1100‰				
Z 群(1.5%)							
石墨(α相)	与 SiC 相似，但大多富 ^{13}C, 20～40，～100，随着比重的增大，变为～10，～500	200 ～ 350	正常，少量相对 SiC 富 ^{29}Si	Xe－s产物 Kr－s 产物 Ne－E(H) Ne－E(L)	4×10^{3} ～ 1×10^{1}	富集 ^{49}Ti 和 ^{44}Ca	
太阳系					5×10^{-5}		

图 5.26　碳硅石同位素组成。 a　C－N 同位素；b　Si 同位素（Zinner，1998）
园圈：A＋B 群；黑三角：X 群；黑园：Y 群；四方形：Z 群；黑方块：主群

Si_3N_4 新矿物（Nierite），属三方晶系的α相。该矿物首先发现于中国贵州清镇顽辉石球粒陨石（EH3），为约 2×0.4μm 柱状颗粒，主要包裹于含零价态 Si 的矿物（硅铁镍矿、磷铁镍矿及金属 Fe－Ni ）中，可能是陨石母体热变质过程中出熔形成。因此绝大部分颗粒具有正常的同位素组成。相反，采用化学分离方法从普通球粒陨石和碳质球粒陨石中获得的某些 Si_3N_4 颗粒具有与 X 群相似的同位素异常特征。太阳系外成因的 Si_3N_4 与三种富碳组分相比含量很低，与 X 型 SiC 的比值约为 0.04～0.4 之间，仅在 Tieschitz（H3.8）陨石中 Si_3N_4 超过 X 型 SiC（1.5）。

图 5.27　太阳系外成因单个刚玉颗粒氧同位素组成（Zinner，1998）
黑园：1 群，氧同位素组成与不同金属丰度（用 Z＝Fe／H 比表示，太阳为 0.02），图中标有“第一次崛起”的三根曲线从左至右分别代表 Z=0.025、0.02 和 0.016; 方块：2 群，图中标有“冷底过程”的三根曲线从左至右分别代表恒星的质量数为 1.65、1.5 和 1.5 $M\odot$; 菱形：3 群；三角形：4 群

在 CAI 物质中绝大多数是刚玉，有少量尖晶石（$MgAl_2O_4$）。与 SiC 和石墨相比，这些富铝氧化物的粒度明显偏小，绝大部分≤1.5μm。在 CV、CO 和 CM 碳质球粒陨石中的 CAI 常具有异常的氧组成。通常其 $\delta^{17}O$ 和 $\delta^{18}O$ 比 SMOW 约低到－40‰。太阳系外成因刚玉的氧同位素组成具有 ^{18}O 贫

化和 ^{17}O 富集的特征。根据 $^{18}O/^{16}O$ 和 $^{17}O/^{16}O$ 值，Hutcheon 等（1994），Nittler 等（1995）将 Al_2O_3 划分为四群（图 5.27）。群 1 表现为 ^{17}O 过剩和 ^{18}O 的中等贫化，大部分还具有明显的 ^{26}Mg 过剩，其氧同位素组成与红巨星“第一次崛起”或 AGB 的“第三次崛起”理论和观测一致。群 2 的 ^{18}O 极为贫化，^{17}O 过剩，并具有高的 $^{26}Al/^{27}Al$ 初始比值；群 2 的氧同位素组成与 Wasserburg 等（1995）提出的“冷底过程”理论模式一致。“冷底过程”模式认为，红巨星深部环流将物质从恒星未燃烧的对流层底部，向下带入 C、N 和 O 组成的循环层。群 3 的 $^{18}O/^{16}O$ 比值和 $^{17}O/^{16}O$ 比值接近太阳系或较低。群 4 以富 ^{17}O 和 ^{18}O 为特征。氧同位素异常一般见于 CAI，而富镁耐火物质较少，虽然有的橄榄石具有相当高的氧同位素异常。根据 Allende 的 CV 碳质球粒陨石分析，碳质球粒陨石无水矿物线（CCAM）的斜率为 0.94±0.02。Hiyagon 和 Hashimoto（1999）报道用离子探针测定 Yamato86009 （CV3）和 Murchison（CM2）陨石内橄榄石中 ^{16}O，有高$\delta^{17}O$ 和$\delta^{18}O$ 约－50‰的异常，近似于 Allende 和 Murchison 内 CAI 的尖晶石（图 5.28）。异常成因尚不清楚，其说法包括：携带近于纯 ^{16}O 的极端组成、某些不依赖质量分馏的化学反应、红巨星、AGB 和超新星爆发等。需要指出的是，由于绝大部分 Al_2O_3 是借助二次离子面分布图象分析技术，以 $^{18}O/^{16}O$ 异常为标志而发现的，忽略 ^{18}O 正常而 ^{17}O 异常的颗粒，因此上述各类型之间的比例不反映实际的氧同位素分布特征。

图 5.28　　氧同位素组成图（Hiyagon 和 Hashimoto，1999）

HED：紫苏钙长无球粒陨石－钙长辉长无球粒陨石－古铜无球粒陨石；SNC：火星陨石；Ure：橄榄无球粒陨石；EL 和 EH：辉石球粒陨石；Aub：顽辉无球粒陨石；TFC：行星分馏线（斜率约 0.5）；CCAM：碳质球粒陨石无水矿物线（根据 Allende 的 CAI 矿物分析）

Allende 球粒陨石中 CAI 包体是最古老的太阳系物质，Allegre 等（1995）给出其最佳年龄 4566 Ma ＋2～－1，这是太阳系系统凝聚年龄。陨石球粒形成的最佳年龄以不同方法测定。Gopel 等（1994）从 Mn－Cr 同位素体系认为最老的球粒形成时间为 4563 Ma，在 Ca－Al 包体后 3 Ma。

Srinivasan 等（1994，1996）在 Efremovka（CV3）球粒陨石中 CAI 包体测出 ^{41}Ca 衰变产物 ^{41}K。Srinivasan 等（1996）用离子探针从四个不同的包体中分析辉石和其它高 Ca 相，地球样品中有固定 $^{41}K/^{39}K$；相反，Efremovk 包体的 $^{41}K/^{39}K$ 和 $^{40}Ca/^{39}K$ 之间存在强烈相关。Efremovk 包体上的 ^{41}K 能用 ^{41}Ca 为宇宙射线中子的近代宇宙成因产物来解释。然而，Srinivasan 等援引 Efremovk 包体希有气体同位素证据指出，在空间 11 Ma 曝露时段有一个低的宇宙成因中子流。

已发现的太阳系外物质还包括 Ti、A1、Zr、Mn、Fe 的各种碳化物，以及铁纹石等，这些颗粒很少，并以纳米级的包体出现于石墨中。

第四节　　地球的时间之箭和节律

1　地球上的时间之箭

地质科学中的许多重大事件都反映出时间的不可逆性。从爱因斯坦相对论的观点出发，时间是宇宙中物质成分及其位形的构成物。可以利用地质历史的每一时空切片中的物质及位形变化，重构地球的动力学历程。

1.1　生物圈演化中的重大事件

在时间之箭上以生物圈的有序演化最为清晰。这是古生物学的研究范畴。传统的古生物学在鉴定地质时代、划分和对比地层起着决定性作用。当代古生物学使用有机化学、地球化学和分子生物学方法，研究古生物的组织结构、扩散、分异、绝灭和分区等问题，探讨古生物生态环境和演化。

生物圈演化中的重大界碑有三个。一是早于 38 亿年前的生命起源：以微生物形式存在的生命，把一个只有化学和物理起作用的世界变成一种强大的力量。二是约 5 亿年前多细胞生物的发生，使生命变得复杂，有无数种类的动、植物出现，形成相互依赖的生态系统。三是在约 250 万年前人类

意识的发展：生命能意识到自身，开始改变自然界以达到自己的目的。

1.1.1 生命起源

生命起源的研究是研究地球上的非生命物质演变为原始生命的过程，以及用人工方法重现这种转化过程。在现代科学中，生命起源、物质结构和天体演化问题被列为自然科学中三大基础理论课题。同时，生命起源问题也有重大的哲学意义。

人类关于生命起源问题的探索，已有数千年的历史。20 世纪以来生命起源研究可以概括为下列几个方面：通过从古老岩层中发现的古生物化石，探讨地球上生命起源的时空环境；模拟实验生命起源，人工合成生命物质——蛋白质和核酸；以及利用空间技术探索外星上生命物质的存在可能。

大量的研究表明，原始地球已具备生命起源的物质基础和环境条件。首先，地球形成初期的大气为还原性，这是原始生命诞生的重要条件。只有在还原性大气条件下，最早形成的有机分子才能保存和积累。而且，由于早期大气中没有游离氧，臭氧层未形成，强烈的太阳紫外线可以直射到地面和海洋，与放电、辐射线和宇宙射线一起参与化学进化的全过程。这对手性（光学活性）有机分子的形成和生命形成起着重要作用。另外，液态水的出现，原始海洋的形成，也为生命诞生提供必要的物质条件。

1.1.1.1 生命的定义

生命是一个很难定义的现象。不同专业的学者提出各自的定义，也常有其缺陷：

1 生理学定义：具有进食、代谢、排泄、呼吸、运动、生长、生殖和反应性功能的系统。但某些细菌不呼吸。

2 新陈代谢定义：具有界面，与外界经常交换物质，但不改变其自身性质。但火焰也有界面和物质交换，且能生长；而种子可休眠数千年并无代谢活动。

3 生物化学定义：生命系统包括贮存遗传信息的核酸和调节代谢的酶蛋白。但某些病毒无核酸。

4 遗传学定义：通过基因复制、突变和自然选择而进化的系统。

1.1.1.2 最早的地球生命遗迹

Tyler 和 Barghoorn（1954）在加拿大 Gunflint 建造发现 2Ga 的前寒武系中的微化石。Barghoorn 和 Schopf（1965）在南非发现 3.4Ga 的 Swaziland 微化石。Awramik（1981），Awramik 等（1983）在澳大利亚发现 3.5Ga 的 Warrawoona 群微化石。Mojzsis 等（1996）发现西格陵兰 Akilia 半岛闪岩岩体内约 3m 厚的大于 3.85Ga 含铁建造（BIF）沉积岩中的生命活动证据。显然，此前地球上生命已经出现。

碳同位素研究表明，地球上原始有机物的新陈代谢造成大气 CO_2（$\delta^{13}C=-7.9‰$）和海洋溶解 HCO_3^-（$\delta^{13}C=0\pm1‰$）分馏，这些机制导致生物有机碳相对于无机碳约 5%的同位素差异。显生宇生物有机物$\delta^{13}C$ 约−27‰。Horita 和 Berndt（1999）提出橄榄石蛇纹石化时产生甲烷的分馏也在相近的数量级。微生物产生甲烷的现象很普遍，能使碳同位素分馏$\delta^{13}C$ 约达−40‰。化学自养细菌$\delta^{13}C$ 能低到−60‰（Summons 等，1998）。太古宇沉积岩研究得出低的同位素，其结果与沉积岩生物成因有机碳相符；然而，仍有人认为是晚期污染或在变质作用时开放系统的行为。而 Mojzsis 等（1996）发展用高分辨离子探针分析未被污染的成岩作用后稳定的约 10μm 矿物碳酸盐包体。Mojzsis 等（1999）测定在≥3.77Ga Isua 沉积岩的磷灰石碳酸盐包体（$\delta^{13}C=-30‰$）和 Akilia 半岛 BIF 的磷灰石碳酸盐包体（$\delta^{13}C=-37‰$），表明存在生命活动。说明 3.85Ga 前光合成甲烷形成和甲基自养细菌的存在。

前寒武纪沉积岩中的硫同位素也可以提供早期生命演化的信息。早太古宙海洋中最早出现绿光合作用细菌和紫光合作用细菌，它们能把 H_2S 氧化成硫酸盐，这对硫同位素只有小的分馏。当海洋中硫酸盐浓度达到一定水平，海洋中出现硫酸盐还原细菌，它们依靠硫酸盐维持新陈代谢：

$$2CH_2O+SO_4^{2-}=2CO_2+H_2S+2OH^-$$

这一过程称为“硫呼吸”，产生大的硫同位素分馏，标志着硫酸盐还原细菌大量出现。2Ga 前大气氧才高到足以使 H_2S 直接氧化成硫酸盐的水平，生物就直接呼吸氧维持新陈代谢，称为“氧呼吸”。

西格陵兰的 3.7Ga 亿年的沉积岩中硫同位素变化很小，$\delta^{34}S$ 约－1.0～2.6‰，平均近于 0‰，没有细菌分馏特征。Ohomoto（1993）用激光探针测定约 3.4Ga 的非洲斯瓦士兰 Barberton 沉积岩中的黄铁矿，$\delta^{34}S$ 的变化达到 10‰，说明硫酸盐还原细菌已经出现。

1.1.1.3　地球生命起源的模拟实验

美国 Miller（1953）的模拟实验是著名的生命起源实验。他设计一个特殊的玻璃仪器，在真空和 130℃高温消毒 18 小时，再模仿原始大气的组成和比例，通入甲烷、氨、水蒸气、氢气等混合气体，在八昼夜内让它们循环流经一个模拟原始地球电闪雷鸣电弧和太阳紫外辐照的自然条件。在此过程中不断取样，用纸色层法分析其溶液，发现除了加入物质以外，还有甘氨酸、丙氨酸、天冬氨酸和谷氨酸等 11 种氨基酸出现，其中有四种氨基酸同组成天然蛋白质的甘氨酸、丙氨酸、天冬氨酸、谷氨酸完全相同。这一实验轰动了世界，证明生命单体氨基酸能由简单化合物自发生成，重现有机物在原始地球上自然生成的历史图象。后来，多人进行类似实验。Oro（1960）加入 HCN 和甲醛，得到组成核酸的原料，例如腺嘌呤、核糖和脱氧核糖。至今，人工模拟已能合成组成蛋白质中的多种氨基酸。不过，模拟实验中合成得到的氨基酸均是 D、L 一构型的等量混合物，即没有光学活性的外消旋体。同时，模拟实验存在着许多局限性。看来，地球上生命起源研究要从分子级水平认识蛋白质和酸，了解在原始地球中手性分子系统的建立过程。

1.1.1.4　地外有机物的发现

Snyder 等（1969）用微波技术首次发现星际存在氨、水和甲醛等有机分子。至今在星际云或星体云已发现近百种有机分子，其中包括许多具有生物化学的功能族化合物。Kvenvolden 等（1970），Oro 等（1971a，b）在陨石中发现 D 和 L 氨基酸。Ander 等（1974），Stoke 和 Schwartz（1981）发现核酸。Cronin（1989）在 Murchison 碳质球粒陨石中找到 74 种氨基酸，8 种在蛋白质中，11 种有生物作用，55 种仅见于地外物质。Delsemme（1988）详细讨论哈雷彗星的化学丰度。Oro 和 Mills（1989）综述银河系和其它星系中星云，彗星和碳质球粒陨石内发现大量与生物有关的有机分子。

1.1.1.5　生物分子的手性选择

巴斯德（1848）发现有机化合物手性以后，大家都知道自然界中的天然有机分子，例如糖、樟脑、蛋白质和核酸等都能使偏振光面旋转。使偏振光面朝正方向（＋）旋转的物质称为 D 型，偏振光面朝负方向（－）旋转的物质称为 L 型。它们统称称为光学活性物质，或称分子手性物质。但氨基酸的 D 型和 L 型是指在α－碳原子上的取代基的构型（图 5.29）。两者在碳质球粒陨石中都找到，但地球生命体中仅有 L 丙氨酸。上述模拟实验人工合成的有机分子，例如氨基酸通常是两种不对称物质（L 和 D 型）各半，即 D 和 L 混合型的外消旋体。手性分子的对称体除有相反和等量的旋光度外，其它理化性质相同，但却具有截然不同的生理性质。例如，天然 L 尼古丁剧毒，而 D 尼古丁毒性极小。L 谷氨酸可作味精，而 D 谷氨酸几乎无味。

图 5.29　D 丙氨酸和 L 丙氨酸（Schlesinger，1997）

然而在自然界中，自古至今，从低等生物（包括病毒）乃至高等动植物（包括哺乳动物和人类）都存在旋光特点。生物体内的很多天然有机物具有不对称碳原子，通常是由光学活性体中的一种，即 L 型或其镜像 D 型所构成。这是生命特异性的表现。生命的基本物质是核酸和蛋白质。核酸中的 RNA 和 DNA 都是由 D 型核糖构成的，而蛋白质由 L 型氨基酸组成，它们均是分子手性物质。

生物分子手性系统的建立可能发生在化学进化转入生物进化的过渡阶段。由化学进化合成的简单或复杂有机物都是 D 或 L 型的外消旋体。通过手性分子立体选择，并建立手性分子系统之后，具光学活性物质才有可能进一步形成原始生命现象。生命是从最简单的、组织化不完善的体系产生出来，然后逐渐发展形成具有自我复制能力的手性分子系统，从而诞生了原始生命。

形成生物分子手性系统的机制看法不一。主要有六种：1 地球早期的电离辐照，主要是β射线辐照；2 太阳光受微粒尘埃或分子散射、地磁场反射形成园偏振光；3 粘土，例如高岭石和膨润土可以

选择吸附和聚合手性分子；4 统计波动产生；5 活力论：生命选择手性分子；6 地磁场控制形成手性分子。另一些人认为原子中电子与核内质子和中子的电弱作用力（Z 力）使手性分子产生能量差异，L 氨基酸和 D 核酸的能量均较低。

1.1.1.6　核酸－蛋白质密码关系的建立

当有机分子体系具有贮存遗传信息能力，即核酸和蛋白质形成明确的密码关系时，才能最终产生生命。显然，遗传密码的起源是从化学进化到生命进化之间的重要环节。对此，Woese（1967）提出直接相互作用理论，认为在进化早期无酶的条件下，核苷酸与氨基酸的直接相互作用是遗传密码的基础。Woese 研究小亚单位核糖体 RNA（SSUrRNA）。这一遗传特定分子是核糖体，即细胞中构造蛋白质的关键组分。简单地说，SSUrRNA 能用作“普遍的分子精密记时计”。 Woese 和 Fox（1977）对生物的 16Sr RNA 核苷酸顺序的同源性进行测定，提供带状 RNA 的发展史。Usher 和 Needels（1984），Lacey 等（1988）RNA 的立体选择氨酰。Cech 和 Altman（1986）对核酸酶的发现表明，在蛋白质酶的生命系统之前，存在一种 RNA 的自复制系统。Schwartz 和 Orgel（1985）异常类核酸结构的模板导引合成。

1.1.1.7　生命起源的两种观点

在生命起源问题上，存在两种观点。一派认为生命是地球自身的产物；另一派认为生命是从外星移植到地球。

达尔文（1871）认为生命产生在地球上一个富含有机化合物的“温暖小池塘中”。1922 年苏联化学家 Oparin（奥巴林）提出生命起源于有机物的长期非生物化学合成，最早的生命形式是异养的厌氧微生物（奥巴林，1936）。1929 年英国化学家 Haldane 发表类似的见解。1936 年 Oparin 在《地球上的生命起源》一书中，阐述无机元素如何从古代原始大气中演化，并转移到地面，在原始海洋中逐渐演变成生命物质的主要阶段，着重提出了“团聚体”的形成在生命起源中的作用。Oparin 等认为原始大气层没有氧，因此，强烈的紫外线可以作用于水、二氧化碳和氨的混合物，形成许多有机化合物。他们提出生命起源是一个化学进化过程，经历三个基本阶段：第一阶段是最简单有机物的形成；第二阶段是复杂有机物，例如，氨基酸、蛋白质和核酸的形成，即蛋白质产生阶段；第三阶段是原始生命物质，即具有新陈代谢机能的蛋白体产生阶段。其过程可能是这样的：蛋白质分子→分子团→团聚体，并指出团聚体内部结构的完善化就可导致最原始生命的出现，并最终产生细胞。即由化学进化转入生物进化的阶段，这是探索生命起源最关键的阶段。Urey（1952）发展地球原始还原大气的生命模式。他的学生 Miller（1953）开创生命起源模拟实验。在这一思想的基础上发展众多的设想。

美国 Oro（1961）提出地球生命来自与地球碰撞的彗星。Kvenvolden 等（1970）在陨石发现氨酸的消旋混合物。在银河系和其它星系中星云，彗星和碳质球粒陨石内发现大量有机分子。

1.1.2　早期生命演化

人们推测从地球形成至 38 亿年前后，是化学演化的主要阶段，继之开始进入早期生物演化。

前寒武纪早期，即太古宙和早元古宙，生命经历了几个重大事件的生物演化模式：生命起源一厌氧的化学异氧微生物一厌氧的化学自养微生物一厌氧的光合自养微生物一耐氧的并产生氧的光合自养微生物一半喜氧的原核生物的出现一喜氧生物大分异并在地球上广布。根据已有资料和上述模式，科学家们认为，在前寒武纪早、中期生物的生态系统经历了四个阶段的演化：原始厌氧生物－较高级厌氧生物一过渡式或厌氧至半喜氧生物一“现代式”，即厌氧至半喜氧至喜氧生物。

根据构成细胞的结构可以把生物分为原核生物和真核生物两个类型。原核生物，过去被认为是细菌的同义语，是由更小和更简单的无核细胞构成，通常由膜和坚硬的外壁包裹着。真核生物，包括动物、植物、真菌和多细胞生命形式是指那些由含有真正细胞核的细胞所组成的生物。真核细胞还具有其它重要特征，例如，有细胞骨架、复杂的内部膜系统、通常还有线粒体，即利用氧从营养物中汲取能量执行呼吸作用的细胞器。对藻类和高等植物而言，细胞也包括叶绿体，即进行光合作用的组织。

地球早期的原核生物（procaryote）个体较小，单细胞，形态简单，其演化多限制在细胞内的生物化学水平上。原核生物通常具有相当惊人的适应性和抗御恶劣环境的能力。

根据化石记录，真核生物在元古宙中期已经存在。真核生物具有较高级的生殖方式，即有性生殖，其演化速度大大增快，并朝着机能和器官不断分化和完善的方向发展。古生物学研究表明，中、晚元古宙微生物化石有更为明显的形态分异和生态分异。在化石组合上，从形态简单、个体微小的分子占优势的组合逐步过渡到属、种繁多，个体较大（达 50～100 余微米），表面具饰的类型占优势的组合。随着时代更新，并出现一些刺球藻和棱面藻类的分子。

1.1.2.1　微生物和地质作用

微生物是最早的生命物质。由之发展成现今的庞大生物界。它改变了地球的面貌，使之成为富氧富水的生态系统。微生物的地质作用是当今的研究热点。

1.1.2.1.1　微生物定义

微生物是一些个体微小（＜0.1mm）、构造简单的低等生物的总称。微生物包括四类生物：1 非细胞（分子生物）类：病毒和亚病毒（类病毒、拟病毒和朊病毒）；2 原核细胞类：细菌、放射菌、支原体、Ricketts（立克次氏）体、衣原体和蓝细菌（过去称蓝藻或蓝绿藻）等；3 真核细胞类：真菌（酵母菌、霉菌）等；4 原生生物类：显微藻等。

1.1.2.1.2　微生物分类

传统的微生物分类和鉴定主要依据其形态、生理和生化反应、生态特性、生活史、血清学反应、噬菌体的敏感性等。近年则更多地考虑基因排列，特别是 16SrRNA。

Woese 及其合作者利用测定带状 RNA（rRNA）的顺序来确定微生物发展史。小的准单元 rRNA（SSU rRNA）被广泛使用，主要是 16SrRNA。在核糖中含有三种 rRNA：23S、16S 和 5S。rRNA 的基因比较稳定，16SrRNA 分子中的某些碱基顺序非常保守，在 30 亿年的进化中仍能保持原始状态。同时，它比较小，约有 611～2023 个核苷酸（nucleotide），平均细菌核苷酸约 1500 个，便于实验操作，但又大到能够提供必要的信息，是当前微生物分类的主要标志。现在 16S rRNA 已有一万多个数据，并以每年百个以上的速度增长。

传统的生命树有多种假说，以原始细胞分为真菌、动物和植物三原界的认识为主。近年基于 rRNA 以及其它顺序，多数科学家同意生命树的三分法，即原始细胞分为：① 古细菌（Archaebacteria）：产甲烷菌、极端嗜盐菌和嗜热嗜酸菌等；② 真细菌（Eubacteria）：蓝细菌和各种除古细菌外的其他原核生物；③ 真核生物（Eucaryotes）：原生生物、真菌、动物和植物等。图 5.30 是根据 Barns 等（1996b），Olsen 等（1994）和 Sogin（1994）的研究编制。

图 5.30　基于 SSU rRNA 顺序的普遍生命树（Barns 和 Nierzwicki-Bauer，1997）

1.1.2.1.3　生命树和侧向基因转移

达尔文提出，所有现代物种都是由更加有限的种群分支而来，而后者又是从更少的祖先进化而来，如此递推，直至追溯到生命的起源。从原理上讲，所有活着和已经灭绝的生命体之间的关系就可以用单一的生命树来表示。

建立接近根部的生命树遇到很大的困难。在地球历史的开始 l / 2 至 1 / 3 的时间里，微生物是地球上唯一的栖息者，而它们之间缺乏清晰的种系发生关系。20 世纪 60 年代中期，发展出提供缺失信息的革命性策略，用分子种系发生法代替过去解剖或生理特征研究。分子种系发生法认为，由独特的核苷酸序列组成的单个基因通常作为制造特定蛋白质的蓝本。然而，基因突变会改变编码蛋白质。对蛋白质功能没有影响或改进其功能的遗传变异随着时间的推移将不可避免地积累起来。因此，随着两个物种从一个祖先分化出来，它们共同拥有的基因序列亦将分化。随着时间的推移，遗传趋异就将增大。因而，研究人员通过评价从这些生物分离出来的基因或蛋白质的序列分化，能够重构物种的进化历史，构建它们的系统发生树。

rRNA 研究证实原核生物和真核生物的差别；也发现进化细胞生物学中的新概念，即内共生体假设（Margulis，1970）。该概念旨在解释真核细胞最初如何获得线粒体和叶绿体。该假设指出，在演变为真核生物的进程中，某些古老的厌氧性原核生物失去细胞壁，生长出柔软的膜，导致形成细胞核和其他内部膜，同时还使细胞能够吞噬邻近的原核生物。随后，这种原始真核生物的后代吸收了被称为α原细菌（Proteobacteria）类型的细菌，该细菌长于呼吸。该真核生物不消化这种“食物”，而是和它建立了互利的关系；真核生物庇护内化细胞，“内共生体”通过呼吸为宿主提供额外能量；最后，内共生体失去它们从前用于独立生长的基因，并将其他基因转移给宿主的细胞核——在此过程中就变成线粒体。同样，叶绿体衍生自蓝细菌——具有线粒体的早期真核生物吸收和保有的细菌。20 世纪 70 年代中期研究证实现代真核生物的线粒体和叶绿体依然保留其 RNA 基因正像内共生体假设所预测的，分别来自α原细菌和蓝细菌。

Woese 和 Fox（1977）指出，rRNA 支持早期的分化，原核生物应分为两类：细菌和古细菌。因此，生命两分（分为细菌和真核生物 ）观点应改为三分法。经强烈争论科学家最终同意三分法。部分原因是，古细菌的细胞膜都由独特的脂质构成，它与细菌的脂质在物理特性、化学组成和键方面都大不相同。另外，在与几种关键细胞过程有关的古细菌蛋白质与细菌中执行相同功能的蛋白质具有显著的结构差异。另外，与细菌的 RNA 聚合酶相比，古细菌的 RNA 聚合酶（完成基因转录的酶）在复杂性和与 DNA 相互作用的性质方面更类似于真核生物。翻译古细菌信使 RNA 的核糖体的蛋白质组分，也更类似于真核生物。

现在可以接受的系统树表明，生命首先分化成细菌和古细菌；随后真核生物从类古细菌祖先演化而来。但是，真核生物两次从细菌获取基因，从α原细菌获得线粒体，从蓝细菌获得叶绿体，这类细菌基因参与非呼吸作用和非光合作用过程。同时，也发现许多古细菌拥有大量细菌基因的迹象。

这些相反事实的最合理解释是，进化方式不是线性的，不是达尔文所想象的系统树。虽然基因是一代一代地垂直传递，但是垂直遗传不是影响细胞进化的唯一重要过程。可能侧向的或水平的基因转移也深刻地影响着进化过程。这种转移涉及到单个基因或其整组的传递，不是从父辈细胞向其子代传递，而是跨越物种障碍进行传递。事实上，微生物学家很早就知道细菌平行地交换基因。显然，基因交换是某些致病细菌送给其他感染细菌的抗菌素礼物。但是，正是对细胞生存必不可少的基因经常发生交换，或者侧向转移对微生物的早期历史产生了重大影响。

研究人员通过选择最不可能转移的基因为基础来确定原核生物内的进化相互关系。例如，SSUrRNA 的基因和与转录翻译有关的蛋白质，因此以它们为基础的系统树依然有效。但是这种不可转移性基本上是未经检验的。必须承认，任何系统树至多描述部分生物基因组的进化历史。统一系统树是过分简单化的描述。更真实的模型是，在最上部树状分枝将继续适合于多细胞动物、植物和真菌；与真核生物中来源于细菌的线粒体和叶绿体的形成有关的基因转移依然以主枝的融合出现；在这些转移点之下，即现代细菌和古细菌的领域将有许多额外的分枝融合。在原核生物王国的深处，作为主枝的任何分枝都将是任意的。当然，这仍然是一个简化的系统树。

事实上，正如 Woese（1998）所描述的：“祖先不会是一种特别的生物，一种单独的生命谱系。它是公共的松散结合，以一个单位进化的原始细胞的多样化融合，它最终发展到这样的阶段，它打破几个不同的群落，这些群落按照自己的路线变成三条基本的延续线（细菌、古细菌和真核生物）。”换句话说，早期细胞每个都具有相对很少的基因，许多方面都不相同。通过基因自由转移，它们与其同时代物种有着相同的多种特性。最终，这些折衷的可变细胞的集合结合成今天所知的三大基本王国。

1.1.2.1.4　微生物对无机元素的依赖

生物最基本的生命活动是新陈代谢。一切生命活动都是耗能反应，新陈代谢的核心是能量代谢。生物体能量代谢的任务是把外界的初级能源转换为所有生命活动都能使用的通用能源——腺苷三磷酸（ATP）。外界的初级能源主要有三类：日光、还原态无机物和有机物。应用前两种初级能源的微生物称为自养细菌，它的碳源是 CO_2。而依赖于把有机物碳源转化为 ATP 的微生物称为异养细菌。

微生物的新陈代谢方式见表 5.27。

表 5.27　原核生物和真核生物新陈代谢图式（Nealson 和 Stahl，1997）

过程	详细过程	原核生物	真核生物
自养生物			
光的	有氧	＋	＋
	无氧		
	电子施主：H_2	＋	－
	H_2S，S^0	＋	－
	有机碳	＋	－
	Fe^{2+}	＋	
无机的	能源		
	H_2	＋	－
	HS^-，S^0，$S_2O_3^{2-}$		
	NH_4^+，NO_3^-		
	Fe^{2+}		
	Mn^{2+}		
异养生物	发酵	＋	－
	有氧呼吸	＋	＋
	无氧呼吸		
	NO_3^-，NO_2^-	＋	－
	S^0，$S_2O_3^{2-}$，SO_3^{2-}，SO_4^{2-}	＋	－
	Fe^{3+}，Mn^{4+}	＋	－
	CO_2	＋	－
	喷气（有机碳）	＋	－

微生物的新陈代谢除了表 1 中的基本元素：H_2、O_2、C、S、N、P、Fe 和 Mn 等，其生命过程中还涉及许多酶，而这些酶往往都有一个不同的无机元素为其特征，例如 Fe、Cu、Zn、Co、Ni、V、Mn、Mo、W 和 Se 等（黄仲贤，1993）。显然，生物如何学会吸取和利用这些无机元素，以及无机元素在生命过程中的作用，是个非常重要的课题。例如，植物不能吸取矿物中的磷，而扫描电镜研究表明，接近地表的土壤中微生物很多，能释放草酸和碳酸等化学物质以溶解磷。使矿物表面出现小坑。许多生物体内具有巨噬细胞，这些免疫细胞，能消灭入侵的微生物。它们首先吞食入侵微生物，把其包在叫做吞噬体的膜状囊内；接着将入侵微生物撕碎；然后处于围绕吞噬体膜内的一种蛋白质从入侵微生物体吸出锰和铁等金属离子，剥夺入侵微生物的必需营养。

1.1.2.1.5　微生物矿物学

随着分子生物学的迅猛发展，生物学，生态学，地球科学和环境地质之间形成一个边缘科学－－微生物地质学。其中发展最快的是微生物矿物学。

Banfield 和 Nealson（1997）主编的“地质微生物学：微生物与矿物之间的相互作用”一书综述近年这一新领域的成就。全书涉及微生物与生物地球化学，现代准地表、海洋和地表环境的微生物多样性，联系着微生物和原始生物合成的矿物和表面过程，细菌与矿物表面之间的空间关系，引起矿物表面发展的细菌媒介，磁性铁矿物的微生物生物矿化：微生物学，磁学和和环境意义，细菌导致矿物形成，碳酸盐和硅酸盐的藻类沉积，细胞外有机络合物与溶解金属离子和矿物表面的反应，周期表的的细菌观点，硫酸盐矿物氧化的地质微生物学，硅酸盐矿物的生物地球化学风化，生物地球化学碳循环的长期演化等内容。1998 年《美国矿物学家》第 11～12 期增刊发表多篇论文，涉及矿物与微生物的各方面问题。

1.1.2.2　真核生物

最早的真核生物（eucaryote）见于美国 1.3－1.4Ga 的 Bach spring 组。近年，我国在蓟县系 1.3Ga 的雾迷山组、长城系高于山组（1.43Ga）、团山子组（1.7Ga）和长城系底部（1.8Ga）、滹沱系豆村亚组（2.4－2.5Ga）发现宏体多细胞藻类（真核生物）和单细胞真核浮游生物藻类及简单真核生物，

把真核生物出现时间推到 1.8－2.4Ga。

1.1.3　多细胞生物的发展

对比单细胞的原生生物，多细胞生物又称后生动物，是生物发展的主要阶段。根据 18SrRNA 分析，Wainright 等（1993），Katayama 等（1995）给出后生动物的系统树。

1.1.3.1　后生动物

后生动物（metazoan）主要出现在晚元古宙。澳大利亚南部末元古宙 Ediacara 地区砂岩中发现的 Ediacara 动物化石组合是研究最深入的前寒武纪海相动物化石群。这类动物群的时代范围约介于 6～7 亿年间，化石数量丰富，种类繁多，有水母、蠕虫类、腔肠动物、棘皮类、节肢动物等（Morris，1990）。其中包括腔肠动物门（约占所采标本的 67％），环节动物门（约占 25％）和节肢动物门（约占 5％）。与其时代相近的生物群，有俄罗斯的白海，加拿大的 Mackenzie，乌克兰的 Podolia 地区，纽芬兰和中国三峡动物群等。上述动物化石均产出在前寒武纪末大冰期（约 7 亿年前）之后。某些学者推测，触发后生动物大发展可能是大冰期后海平面广泛上升所致。

我国发现早于 Ediacara 期的淮南生物群。淮南生物群是苏皖北部晚前寒武纪地层产出生物群的总称，该生物群的时代介于 7～8.5 亿年，早于 Ediacara 动物群，在晚前寒武纪最后一次冰期之前。它是目前世界上第一个最早的、包括生动物实体化石的生物群。该生物群的组成除常见的叠层石、疑源类等化石外，具有种类繁多、个体丰富、保存完好的多门类化石组合，包括有：1 chuarid 生物类，其分类位置未定，有的学者将其置于大型疑源类（megcritarch），也有的置于大型浮游藻类；2 蠕虫类；3 带藻类；4 分类未定的化石。淮南生物群中蠕虫类化石占据一定的位置。其中辽南系刘老碑组产出的 Sinosabellidited 属，分节清晰，节纹密集，体内无泥砂充填痕迹，推测它是浮游生活的。而九里桥组产出的蠕虫，体腔内充满泥砂，背腹不分，可能属底栖环节动物，与现代沙龙科（海蚯蚓）存在某种亲缘关系。淮南生物群中的蠕虫类生物可能是已知地球上最古老的动物之一。

带壳后生动物出现于显生宙开始后 570Ma。这也是生物演化的里程碑事件。1998 年 4 月 Science（Li 等，1998）和 Nature（Xiao 等，1998）同时报道我国贵州省瓮安县约 570±20Ma 的震旦系陡山沱的含磷地层中发现海绵等多种微型硅质多细胞后生动物及其胚胎化石，这比云南澄江动物群所揭示的“寒武纪生物大爆发”提前 40～50 Ma。

Zuckerkandl 和 Pauling（1962）提出分子钟假设，认为不同物种间蛋白质氨基酸序列差异随着分歧时间加大而增加。之后发现 DNA 也存在这种规律。Brown 等（1972）首先通过对细胞色素 C 的氨基酸研究，推测软体动物与脊索动物分歧时间约 720Ma 。近年多人进行后生动物的分子钟研究。例如，Wray 等（1996）对后生动物的 18S rRNA、五个线粒体编码和两个球蛋白基因进行研究，认为无脊椎动物与脊索动物于 1200Ma 分离，棘皮动物与脊索动物于 1000Ma 分离，但受到多人的质疑。Ayala 等（1998）根据对 18 个编码基因研究，认为原口动物与后口动物分离于 670Ma，棘皮动物与脊索动物于 600Ma 分离。分子钟研究的基础是基因的进化速度在相关的生物谱系之间相对稳定。但目前知道基因在不同时间和不同谱系间的进化速度可能存在明显差异。显然，需要寻找变化速度恒定的基因，或者采用已知参照点进行校正等办法来解决这个问题。

1.1.3.2　雪球说

雪球说的事实来自新元古代地层中普遍存在冰川沉积物。首先，冰川残留物出现于靠近热带海平面的地区。Harland（1964）指出，冰川沉积物遍布于各大陆的新元古代地层。根据古地磁测定，新元古代各大陆板块均聚集在赤道附近。现今赤道附近的冰川仅出现在海拔 5000m 以上地域，最后一个冰期时的冰川也不低于 4000m。其次，冰川残留物中混有特殊的富铁岩石。人所共知，大量含铁矿物晶出只有当海洋和大气几乎不含氧或无氧的情况下才能形成，然而新元古代大气与目前相近，富含氧气。第三，在冰川刚消失后就出现热带沉积的岩石。“帽状”碳酸盐沉积岩盖在冰川残留物之上，“帽状”碳酸盐沉积岩中主要发育文石晶体。文石呈扇状结构，长成非常罕见的一人高的聚积体。研究表明，这样的文石只能是在碳酸钙高度过饱和的温暖海洋浅滩中迅速沉淀的结果。这是继地球曾经冷得足以全部结冰之后的出现酷热环境的矿物证据。

1992 年地球生物学家 Kirschvink 依据上述事实认为，这是一个全球冰川时期，可以称为“雪球”（snowball）地球。在 750～580Ma 前之间出现了四次冰期。这样恶劣的气候仅见于金星（Bullock 和 Grinspoon，1999）。地球气候研究表明，地表反射率能控制太阳入射能量。白雪具有高反射率，反射的日光能量最多；而颜色较暗的海水具有低反射率。地球反射越多，温度就越低。由于雪和冰的高反射率使大气冷却，当冰在低于大约赤道南北 30°纬度处形成时，强烈冰反射的反馈使地球气候失控，表面温度骤降，整个地球都被冰雪所复盖。新元古代的冰川就是地球气候失控的表现。

最初的气候模拟认为冰冻状态将是永久性的。Kirschvink（1992）指出，在雪球事件中火山将继续排放 CO_2。他推测随着大气中 CO_2 聚集，达到很高的浓度时足以加热地球，使之解冻。正常情况下火山排出的 CO_2 转化为碳酸氢盐，被冲洗入海洋；再被硅酸盐岩石的分解物质所中和沉淀。而在冰期条件下，寒冷阻止硅酸盐岩石分解，而大气湿度降低又妨碍 CO_2 转化和被冲洗入海洋。从而使冰期中大气 CO_2 不断积累。估计，解除失控冰冻状态所需要的 CO_2 大约是目前 CO_2 浓度的 350 倍左右。假定新元古代火山喷出 CO_2 的速率和今天的相同，地球将保持冰冻状态达数千万年之后，才达到这一水平。高水平 CO_2 使地球迅速变暖，冰川融化、解冻仅需几百年。

Kirschvink 最初宣扬新元古代深度冰冻的观点，部分孪因为人们发现铁沉积物与冰川残渣混合在一起。人们还发现这些稀少的铁沉积物产生于地球历史上比新元古代早得多的时期，那时海洋（和大气）包含的氧极少，铁很容易溶解。Kirschvink 推断说，数百万年来冰的覆盖使海洋中没有氧，因而从海底温泉中排出的已溶解的铁能够在水里积聚。一旦冰块融化，氧就再次和海水混合，迫使铁与曾被海洋冰块和冰川搬运的岩块一道沉淀析出。

Kirschvink 没有意识到雪球说还有两类有力证据。首先，各处新元古代冰川沉积物上都覆盖有碳酸盐岩石。这种岩石通常形成于温暖的浅海，例如大西洋巴哈马浅滩。从冰川沉积物到“帽状”碳酸盐的过渡很突然。实际上冰融过程一旦开始，低反射率的海水取代高反射率的冰，失控的冰冻状态开始转变。根据气候模拟计算，富 CO_2 的大气将把地表温度立即提高到近 50℃。同时水的蒸发作用也使大气升温。水蒸气是一种高效的温室气体。水的蒸发促进水循环，暴雨把 CO_2 以碳酸的形式冲洗出空气，而碳酸又迅速腐蚀冰川消失时的裸露岩石碎片。化学腐蚀产物很快在海水里聚积，导致碳酸盐沉淀。纳米比亚的帽状碳酸盐结构表明它们沉淀速度非常快，可能只有几千年。

此外，文石中还包含着支持雪球说的第二个证据－－全世界的帽状碳酸盐不同寻常的碳同位素证据。Hoffman 等（1998）发现纳米比亚西北部数百公里露头的同位素变化都是一致的。从火山移入海洋的 CO_2 中约有 1％是 ^{13}C，其余的是 ^{12}C。而海洋生物光合作用中首先利用 ^{12}C。因此，在充满生命的海洋里构筑碳酸岩石的碳将富含 ^{13}C。纳米比亚的新元古代岩石的$\delta^{13}C$ 记录全部历史。冰川期前，$\delta^{13}C$ 为 5～9‰，在冰期骤然下降到－3‰，与火山源相近的水平，说明地球处在失控冰冻状态时生物生产力的降低。一旦海洋完全冻结，生物生产能力将基本停止。但由于碳酸钙不能在冰封的海洋里形成，因此没有记录这个中断时期的碳存在。^{13}C 值的持续下降到－6‰，在冰川沉积物上的帽形碳酸盐之中，然后在其上几百米处又逐渐回弹到 0‰的较高水平，这可能记录了温室时期末生命的复苏。

雪球说的要点是：1 雪球形成期：770 Ma 前大陆分散在赤道附近，离大洋水源很近。增加的降雨将更多的 CO_2 冲洗出空气，使全球温度下降，极地海洋形成大块浮冰。冰反射太阳辐射多于海水，使温度更低。这种反馈引发一场不可逆转的冷却效应，造成全球气候失控，在一千年内使整个地球被冰雪掩盖；2 雪球期：在失控的冰冻状态后不久，全球的平均温度下降至－50℃。海洋中冰厚超过 1 公里。大多数海洋生物死亡，但仍有一些生物生活在火山温泉附近。寒冷干燥的大气导致几乎没有降雨，从火山喷出的 CO_2 无法移出大气；3 雪球地球的解冻期：1 千万年后由火山加入大气的 CO_2 浓度增加上千倍。温室效应使赤道温度达到融点。随着地球持续变暖，赤道附近水蒸发加快，热带解冻海水吸收更多的太阳能，又使全球湿度迅速增加。一个酷热湿润的世界快速取代深度冰冻的地球；4 温室：随着热带海洋解冻，含铁矿物晶出与冰块残留物一起沉降。CO_2 与水蒸气共同作用，产生更加剧烈的温室效应。表面温度骤升到 50℃以上，造成剧烈的水循环。含碳酸的倾盆大雨

腐蚀大陆岩石，河流把碳酸氢盐和其它离子冲入海洋，形成碳酸盐沉积。当全球气候恢复正常时，新的生命形式在漫长的遗传隔离和选择压力后又开始在地球上扩散。

1998 年 Hoffman 提出“雪球地球”以后，科学界对它持谨慎的支持态度。今天，“雪球地球”的意义就不仅是对新元古代气候之谜作出解释，并对长期持有的关于全球变化限度的假想提出挑战。“雪球地球”对生物的漫长而严酷的大规模作用，超过 6500 年以前灭绝恐龙的陨石碰撞的影响。这些“雪球地球”的作用恰好发生在多细胞生命的迅速多样化之前，并以 575～525Ma 前的“寒武纪生物大爆发”告终。在雪球期海底温泉附近有生物繁衍。雪球地球上的长期隔离和极端环境极有可能促使基因改变，并有助于解释进化的突然爆发。地球上的一系列从冰冻到炎热的时期仿佛给生命的进化历程强加了一个环境过滤器。面对多变严酷环境的压力，真核生物的反应是大幅度的基因改变，能最快改变基因的生命体将有最多的机会获得有助于它们适应环境和增殖能力的特征。同时，处于地球冰冻表面的地理上分隔很远的温泉群落积累了基因的多样性，形成新物种。

可以设想：继新元古代冰川后的气候复苏为其后多细胞动物生命的大量繁衍扫清了道路。所有植物和动物均由真核生物演化而来。真核生物出现于大约 20 亿年以前。在第一次新元古代冰川时，经过 10 亿年演化后最复杂的真核生物才进化到纤维状海藻和单细胞原生动物。为什么这些原始生命体分化成 11 个动物门类花了那么长的时间？为什么这些动物在早寒武纪突然出现？这一直是个谜。看来，雪球期间真核生物也许在海底和冰表面附近的温泉处避难，持续的遗传隔离和选择压力可能是 11 种门类（多孔动物、腔肠动物、棘皮动物、脊索类动物、腕足类动物、扁形动物、环节动物、软体动物、三叶虫门动物、线虫纲动物、节肢动物）的动物以新生命形式大量出现的原因。

为什么新元古代出现雪球？首先，可能新元古代太阳的热度大约要弱 6%；其次，新元古代时大陆处于赤道附近的不寻常位置。今天，大陆板块离极地较近，大气中的 CO_2 能保持足够高的浓度以维持地球的温暖；全球气温下降使冰川覆盖高纬度大陆时，“冰被”阻止冰下岩石的化学腐蚀，使消耗碳的过程被抑制，造成大气中的 CO_2 稳定在足够高的水平，防止“冰被”蔓延。而如果所有的大陆集中在热带地区，二氧化碳“安全开关”将失灵。

1.1.3.3 显生宙的生物进化

云南省澄江县下寒武统筇竹寺阶梅树村期（约 550Ma），张文堂等（张文堂和侯先光，1985；张文堂，1987；侯先光和孙卫国，1988）发现大量带壳后生动物化石，找到十四门类的化石，以及一些分类位置不明的种属，其中有数十个新属和新种被科学界誉为寒武纪生物大爆发。寒武纪大爆发出现包括脊索动物在内的几乎一切动物门一级谱系，并立即开始亚门或纲一级的多样性爆发。Chen 等（1999b）在云南早寒武系发现脊索动物化石。Shu 等（1999）发现两个最早的似鱼化石。

随后发现的贵州省凯里生物群已发现 12 个大类 120 多个属的生物化石，其中动物化石超过 80 多个属，为全球第三大 Burgess 页岩型生物群。凯里生物群处于中寒武纪早期，约 520 Ma，居于北美 Burgess 动物群和澄江动物群之间。其核心组成为不常见的非三叶虫节肢动物、水母状动物和棘皮动物。软体化石也为数不少，而微网虫、奇虾类等均为首次发现。

晚古生代生煤的沼泽植物，以及爬行动物出现；白垩纪早期有花植物或被子植物出现；新生代早期哺乳动物出现。

一百多年前赫胥黎提出鸟起源于恐龙。鸟类的起源和演化一直是古生物界争论不休的问题。Sinosauropteryx（中华龙鸟）、Protarchaeopteryx（原始祖鸟）、Caudipteryx（尾羽龙）、Peipiaosaurus（北票龙）和 Sinornithosaurus（中国鸟龙）等多种新的长有毛状结构的恐龙的发现（季强和姬书安，1996；Chen 等，1998；Ji 等，1998；Xu 等，1999a；b），给出鸟类源于恐龙的重要证据。但是，对于羽毛形成，前肢趾骨等方面仍有争议，另外，已知与鸟类最接近的恐龙都比鸟类出现得更晚（Swisher 等，1999）。这些分歧都推动着鸟类起源的进一步研究。

1.1.4 人类起源

生物圈演化的第三次革命是从人科的出现开始的。人类（human）起源问题是迄今尚未解决的重大科学问题之一。1871 年达尔文在《人类起源》一书中建立了人类学理论结构中的两个支柱：首

先，最早的人类在那里出现？达尔文说，人类诞生地是非洲。他的理由很简单：“在世界上每一个大的区域里，现存的哺乳动物都与在同一区域产生出来的物种关系密切。非洲现在生存的大猩猩和黑猩猩两种猿是人类最近的亲属。因此，我们早期的祖先更可能是生活在非洲，而不是其他地方”。必须注意到，当达尔文写这段话的时候任何地方都没有发现早期的人类化石。他的结论完全是根据理论推出。但是，当时的人类学家极不喜欢达尔文的意见。因为以殖民主义的蔑视眼光来看非洲，非洲不应该是高贵的人类起源地。然而，近年在非洲发现许多早期人类化石。如果现在仍有蔑视非洲的情绪，似乎显得离奇。这一事件提醒我们，科学家常常不仅被理智，也同样被感情所引导。

达尔文的第二个有关人类进化的论点长期统治着人类学，直到近年才证明是错误的。达尔文在《人类起源》中提出的另一个重要结论是，人类的重要特征是：两足行走，技能和扩大的脑是协调地产生的。他写道：“人类的祖先愈来愈多地两足直立行走对他们更加有利”。达尔文认为，人类不同寻常的行动方式是与制造石头武器直接相关。他进一步把这些进化与人类犬齿的起源相联系。通常人类的犬齿比猿的剑状犬齿要小得多。达尔文说，“人类的早期祖先可能有着巨大的犬齿”，但当他们逐渐习惯使用石块、棍棒和其他武器来抵抗他们的敌人时，他们用上下颌和牙齿的场合就愈来愈少，在这种情况下，上下颌和牙齿便变小。这就是达尔文描述人类起源中人类各特征协同产生的“一揽子”论点，即人和猿最重要的区别在于两足直立行走、小的犬齿、高度的智慧和使用工具。

从达尔文时代直到 20 世纪 40 年代，人们都认为人是万物之灵，有高度智慧，必然有大的脑子，片面强调大的脑子是人和猿相区别的标志，原始人类应有比猿为大的脑子。这种关于人类标志的先入之见，在形成人类起源的科学观点中曾起了重要的作用。1912 年英国人 Dawson 宣称发现了脑袋像现代人而下颌骨像猿的远古人类——*Pitdown* 人，更助长了这种观点（Dawson 和 Woodward，1913）。1952 年假冒的骗局被揭穿。它是伪造的现代人头骨配上一个现代猿下颌骨的假化石。

人类的演化大致有四个关键阶段。第一阶段是人的系统，即人科本身的起源，就是在大约 700 万年前，类似猿的动物转变成为两足直立行走的物种。第二个阶段是这种两足行走的物种的繁衍，生物学家称这种过程为适应辐射。在距今 700 万年到 200 万年前之间，两足的猿演化成许多不同的物种，每一个种适应于稍稍不同的生态环境。在这些繁衍的人的物种之中，在距今 200 万年之前，发展出脑子明显较大的一个物种，称为能人。脑子的扩大标志着第三个阶段，是人属出现的信号，人类的这一支以后发展成直立人和最终到智人。第四个阶段是现代人的起源，是进化到像我们这样的人，具有语言、意识、艺术、想象力和能进行自然界其他地方没有见过的技术革新的人。

1.1.4.1 腊玛古猿和分子生物学证据

人是古猿进化来的，那种古猿可能是人类系统的最早代表？20 世纪 60 年代中期以来中新世 20 多种古猿中的 *Ramapithecus*（腊玛古猿）被选中作为最早的人科成员。它有小的似人的犬齿和颌骨。最早的年代在约 1400 万年前，从而认为人类起源的时间至少是在 1400 万年以前。

1961 年耶鲁大学 Simons 宣布被称为 *Ramapithecus* 的小的似猿动物是已知最早的人科成员物种。当时 *Ramapithecu* 化石仅有一块上颌骨的部分破片，是 1932 年耶鲁大学 Lewis 在印度发现的。Simons 发现它的颊齿（前臼齿和臼齿）有些像人的颊齿，牙齿的咬合面平整，不像猿那样尖锐；它的犬齿比猿的较短而且钝。Simons 还重建这个不完全的上颌骨，得出的形状像人的上颌骨，即齿弓向后稍稍张开，而不是现存猿类的“U”字形。

Simons 和英国人 Pilbeam（1965）描述 *Ramapithecu* 颌骨的解剖形状。按照达尔文的设想：一种人科特征（齿形）的存在，便意味着其他所有人类特征的存在，他们推论 *Ramapithecu* 是两足直立行走、进行狩猎和生活于复杂的社会环境里。因此，最早的人科物种被看作是一种有文化的动物。最早的 *Ramapithecu* 沉积物是古老的。Simons 和 Pilbeam 估计最初的人出现于距今至少 1500 万年前，可能是 3000 万年前。这种观点当时被大多数人类学家所接受。

20 世纪 60 年代后期，分子人类学研究有重要的进展。生物化学家 Sarich 和 Wilson（1967）提出分子钟的假设，通过比较现代人和非洲猿类的某种血液蛋白的结构，用免疫测量法确定各种灵长类蛋白的不同分量，从而推算出各种灵长类系统分离的时间，其结果是人类与猿类分离的时间在距今

约 500 万年前。他们的资料还表明，人、黑猩猩和大猩猩的血液蛋白互相的差别程度是相等的。换言之，500 万年前的某种进化事件使一个共同祖先同时分开向三个不同的方向发展，其中一个进化到现代人，另两个进化到现代的黑猩猩和大猩猩。这种观点与当时大多数人类学家的观点不同。他们认为，黑猩猩与大猩猩的关系最为密切，而与人的距离较大。

Ramapithecu 和分子生物学证据引发一场全面的争论。人类学家和生物化学家用最激烈的言辞互相指责对方专业方面的技术问题。之后，免疫扩散、核酸 DNA 和线粒体 DNA、氨基酸顺序、凝胶的电泳等不同大分子比较的资料，都得出人与非洲猿的祖先分离的时间为距今 500～600 万年前，误差 200 万年，估计分离的时间在 500～800 万年前，最多不超过 1000 万年。另外，虽然有些遗传学家相信分子资料仍然表明人、黑猩猩和大猩猩是相等的三分关系，但另一些人则有不同的看法，他们认为人与黑猩猩最为密切，而大猩猩则与他们有较大的进化距离。

后来发现 *Ramapithecu* 化石的样品和地点大量增加。20 世纪 80 年代初期巴基斯坦和土耳其发现类似 *Ramapithecu* 化石但完整得多的标本。这个问题终于迎刃而解。原先的 *Ramapithecu* 化石在某些方面确实是像人的，但不是人。根据零碎的化石来推断其与人进化上的联系的工作十分困难，存在着很多陷阱。Simons 和 Pilbeam 坠入陷阱的原因之一，就是解剖上的相似，并不一定隐含着进化上的相关性。巴基斯但和土耳其发现的更为完整的标本显示那种假定的似人的性状是表面的。*Ramapithecu* 的颌骨呈 V 形，不是弧形；这种性状以及其他特征表示它是一种原始的猿，而现代猿的颌骨呈 U 形。*Ramapithecu* 生存在树丛中，像猩猩那样，而不是两足的猿，更不是原始的狩猎－采集者。这时，甚至最顽固地相信 *Ramapithecu* 是人的人类学家也被新的证据所说服，承认他们是错误的。两足行走的猿中的最早的物种即人科的创始者，是起源于相对较近的，而不是远古的时期。

同时，人们发现每一个化石地点甚至同一层位都存在有 *Ramapithecu* 和另一种肯定是猿类的 *Sivapithecus*（西瓦古猿）化石，两者在形态上没有重大的差别。早在 1979 年就有人提出 *Ramapithecu* 是 *Sivapithecus* 的同义词，它们是同一类古猿的雌雄个体。根据国际动物命名法则 *Sivapithecus* 属名的命名在先，*Ramapithecu* 在后，*Ramapithecu* 的属名应予取消，作为 *Sivapithecus* 的雌性个体；并否定 *Ramapithec* 是最早的人科成员的代表。

Ramapithec 事件在两方面改变了人类学，一是根据共同的解剖形状来推断共同的进化关系是极其危险的；二是盲目信奉达尔文的“一揽子论点”是愚蠢的。不能只根据大齿形状，推想 *Ramapithec* 的整个生活方式。人类学家们开始对达尔文“一揽子论点”产生了动摇。事实上如果达尔文的一揽子论点是正确的，那么我们可以期望从考古记录和化石记录上看到两足行走、技术和增大的脑子同时出现。可是没有见到这种情况。在史前记录中，古猿的化石点上没有发现石器的记录。随后，1968 年美国皮尔比姆提出人属与猿区别两标准：习惯两足行走和牙齿类似现代人，为古人类学者所接受。1968 年美国 Pilbeam 皮尔比姆提出人属与猿区别两标准

1.1.4.2　南方古猿

1924 年南非 Witwatersrand（威特沃特斯兰德）大学 Dart 根据 Taung 采石场爆破出来的一个小的化石头骨，Taung（汤恩）男孩的头骨既具有某些猿的性状，又有某些人的特征，认为这是已发现的与人属最相似的一种绝灭的猴，命名为 *Australopithecus*（南方古猿），1925 年他的文章在《自然》上发表后，受到权威学者的冷遇。美国人类学家哈佛大学教授 Hooton 在 1949 年出版的《从猿到人》说：“这些南非更新世的猿……缺乏发育良好的脑子，而大的脑子是人的特征，或者可以说是与人的直接祖先是否有关的最终标准……因为它们的脑子大小，即便牙齿像人，但仍然是猿。”他们认为，它不过是一种特化的猿，与人无关。虽然它有似人的牙齿和前额，但是它的脑子太小。

20 世纪 30 年代以后发现更多的 *Australopithecus* 化石，肯定它已能两足直立行走。当假冒的 *Pitdown* 人的骗局被揭穿后，人们逐渐承认 *Australopithecus* 是人科的最早成员。

在考虑人类起源时人类学家注意到两足行走的起源。他们认为：从四足行走进化到两足行走，是在进化生物学的解剖上出现的极大改变。人的骨盆矮而宽，呈盆状；而黑猩猩窄长。两者的四肢和躯干也有很大的差别。两足行走不仅是重大的生物学改变，也是重大的适应性改变。可以说，所

有两足行走的猿都是“人”。但这不是说，两足行走的猿已具有人类的文化素质；而是说两足行走有着巨大的进化潜能——使上肢解放出来，逐步变成像我们这样的人。

什么进化因素促使猿采取这种新的行动方式？通俗说法常常是一种似猿的动物离开树林到空旷的稀树草原上跨步行走。这无疑是一种戏剧性的描述，但这是不正确的。研究表明，非洲稀树草原的动物群大量迁移是相对较晚的时候才出现，远在最早人类物种出现之后。

人类学家认为，1500 万年前的非洲从西到东覆盖着森林，居住着各种灵长类，很多种类的猴和猿。其后，非洲裂谷区上升形成海拔 270 m 以上的高地，改变非洲的气候。东非成为少雨的地区，形成由小片树林、疏林和灌木丛镶嵌的环境，空旷的草地很少。约 1200 万年前，东非大裂谷形成，造成 900 多公尺的高差。大裂谷产生两种生物学效应，一是形成动物群东西交往的无法超越的屏障；二是进一步促进镶嵌性生态环境的发展。人类学家认为东西间的屏障对于人和猿分道扬镳是关键性的，使人和猿的共同祖先分开。这些共同祖先西部的后裔仍生活在湿润树丛环境，就是“猿类”，现只留下 3 个种——大猩猩、普通黑猩猩和矮小黑猩猩；而东部的后裔为了适应镶嵌环境的新生活，开创了一套全新的技能，形成“人类”。然而，2002 年中非乍得种古猿的发现改变了人类学家看法。

在南非和东非发现的最早人类化石，即从约 400 万年前到约 100 万年前的人类化石，已有代表各种不同物种的至少上千个标本，标本破碎的程度不同。较晚的化石则更多。欧亚大陆发现的最早人类化石近 200 万年。美洲和澳洲有人居住是在晚得多的时期，大约分别为 20000 年和 50000 年以前。可以合理地说，人类史前时代的大多数活动发生于非洲。关于这种活动，人类学家必须回答两个问题：首先，人科，即在生物分类学上包括从最古老的人到现代人的人类系统树于 700～200 万年前之间有那些物种？他们是怎样生活的？其次，这些物种在进化上彼此之间的关系？

在阐述这些问题时面临两项巨大的挑战。第一是达尔文所称的“地质学记录的极端不完整性”。在地质记录中的空缺是由于石化过程中变幻莫测的因素和骨骼化石后来暴露于外造成的结果。有利于骨骼的迅速掩埋和可能石化的条件是很罕见的，许多内容仍然被掩藏于地层中。例如，在东非这个最有希望的早期人类化石储藏所，距今 400～800 万年只有很少的含化石沉积物。这是人科的起源的关键时期。已知的最早的人类化石大多都出自东非。

第二项挑战是被发现的大多数化石标本都是小破片，一块头骨破片，臂骨的一段和许多牙齿。用这样贫乏的证据来鉴定物种是很困难的，有时甚至是不可能的。由此而产生的不确定性使得许多不同的见解得以存在，差异既存在于物种的鉴定，也存在于各物种之间相互关系的辨别。

20 世纪 40 年代后在南非找到许多 300 万年和 100 万年前的不同物种。50 年代人类学家决定将过多的人类物种归并，只承认两个物种。当然，两者都是两足行走的似猿动物。主要差别在于其颌骨和牙齿。两者的颌骨和牙齿都较大，但是一个物种更为粗壮。较纤细的种被命名为 *Australopithecus africanus*（非洲种）。较粗壮的被称作 *Australopithecus robustus*（粗壮种）。从他们的牙齿可以看出，非洲种或是粗壮种都主要吃植物性食物。他们的颊齿不像猿，后者有尖锐的齿尖，适合于吃相对较软的果子和其他植物。而 *Australopithecus* 的颊齿却有平的研磨面。可以想象，在 200～300 万年前人类的食物已明显地转变为比较坚硬的食物，诸如硬的水果和硬壳果。这表明 *Australopithecus* 生活在比猿更为干燥的环境中。

随后，1959 年在东非 Olduvai（奥杜韦）峡谷发现了第一个早期人类化石，发现与南非的 *Australopithecus* 粗壮种相像的磨齿，但更粗壮。这个标本后来命名为 *Australopithecus* 鲍氏种（*boisei*），生活于 175 万年前。

70 年代中期美国 Johanson 和法国 Taieb 领导的联合考察队在埃塞俄比亚的 Afar 地区 Hadar 沟谷发现许多化石，包括一个小个子全身骨架的大部分，她后来被称为 Lucy（露西）。Lucy 死时是个成年女性，身高 0.92m，身体结构极像猿，臂长而腿短。从这个地区发掘出来的其他个体化石显示，不仅其中有许多个体比 Lucy 大，身高超过 1.53m，而且在某些方面，例如牙齿的大小、形状、颌骨的突出程度等，比大约 1Ma 前或更晚时生活在南非和东非的人类更加像猿。她们被称为 *Australopithecus afarensis*（阿法种）。火山灰 ^{40}Ar / ^{39}Ar 和锆石裂变径迹法测年为 3.8～4 Ma 前（Clark

等，1984；Hall 等，1984），是当时最老的 *Australopithecus*。

Lucy 的部分骨架，首次闪现早期人类在结构上对两足行走适应的程度，证明人类物种距今约 200 万年前已能两足行走，但仍有很大争议。从骨盆的形状和大腿骨与膝之间的角度，清楚地表明 Lucy 和她的伙伴已适应于某种形式的直立行走。这些解剖特征像人的程度比像猿的程度大得多，有人认为，这个物种的两足行走与你我走路的方式是无法区分的。但另一些人从脚的构造出发，其脚骨稍稍弯曲，像猿而不像人，这样的形态有助于在树上攀爬。所以提出："它具备完全适合于全部时间两足行走的动物的各种特征，但又保持着使它能为了采食、睡觉或逃避敌害而有效地利用树木的解剖性状"。另一种观点却认为这是过去留下的进化残迹。两个对立的观点激烈地争论十多年，然后在 1994 年意外地得到的一些新证据改变了这种相持状态。

首先，Johnson 小组发现 *Australopithecus afarensis* 种的 2 块臂骨，一根尺骨和一根肱骨。其臂骨有一些特征与黑猩猩相似，而其他特征则不同于黑猩猩。看来，"*Australopithecus afarensis* 种的尺骨的镶嵌形态加上厚重的肌肉和粗壮的上臂骨，适合于一种既在树上攀爬，又在地面时靠两足行走的动物"。更有力的支持来自用计算机断层扫描研究早期人类的内耳解剖。内耳解剖给出 3 根 C 形管子即半规管。3 根半规管互相垂直，其中 2 根垂直于地面。这种构造在维持身体平衡时起着关键性的作用。人类 2 条垂直于地面的半规管比猿类的大得多，这是在两足行走的物种中对直立姿势平衡的特殊需要。观察表明，在人属的所有物种中，内耳结构均与现代人无法区别。而在 *Australopithecus* 的所有物种中，半规管看起来像猿。这是否意味着 *Australopithecus* 像猿那样地行走，即四足行走？不过，如果内耳的结构完全是表示习惯性姿势和运动方式的情况，可以设想我们的祖先显示出像猿的行为，而且树木在他们的生活中仍占有重要位置，是两足行走的猿。

Leakey 和 Hay（1979）在东非坦桑尼亚 Laetoli 地区发现距今 360 万年前保存得极好的一组足印。有两个人并排行走，另一人踏过其中一人的足印。这三个人走过新近落下的火山灰，火山灰凝固后非常好地保存着足印，甚至能描绘出足印的细节，可以肯定是人的步态。这种足印像现代习惯赤脚行走的人、是非常清楚的直立行走的步态；与四足行走的黑猩猩拖沓的步态绝然不同。两足直立行走是人类出现的关键性一步，是人类发展史上第一个大事件。

近年，Leakey 等（1995）报道在埃塞俄比亚的特卡纳湖西岸发现 *Australopithecus* 化石，定名为湖畔种（*anamensis*），确定年龄为 4.2～3.9Ma，被认为是最早能直立行走的人科化石。过去人属化石主要在东非发现，1996 年 Poitiers 大学 Brunet 小组在乍得找到 3.5Ma 的 *Australopithecus* 新种 *bahrelghazali*。

1994 年美国 White 在埃塞俄比亚 Middle Awash 地区发现老于 *anamensis* 的新种，命名为 *Australopithecus ramidus*（始祖种），约为 4.4 Ma。1995 年 White 提出改名 *Ardipithecus ramidus*（地猿）。Haile-Selassie（2001）报道发现地猿另一亚种，约 5.2～5.8Ma。

Senut 等（2000）在肯尼亚特卡纳湖西南 Tugen 山 *Australopithecus* 化石，命名为 *Orrorin tugenensis*（原始人土根种），约 6.0Ma。

2002 年法国 Brunet 等在乍得发现古猿头骨化石，Toumai（托迈）母猿头骨被命名为 Sahelanthropus tchadensis（撒海尔人乍得种），约 6～7Ma；但未发现两足行走证据。

图 5.31　人属化石的系统图（Wood，2002）

1.1.4.3　能人

从 1960 年起，在东非坦桑尼亚的 Olduvai 和肯尼亚特卡纳湖岸的 Koobi Fora 陆续发现 *Homo habilis*（能人）化石，脑子扩大，开始能制造工具，其年代为距今大约 190 万年前。

图 5.32　从上新世早期到更新世晚期人类体质与文化的变化（Williams 等，1997）
右下角小图表明人属成员的脑容量与身体重量的比率比南方古猿类要高得多

1959 年 Leekey 等在 Olduvai 峡谷发现一种类型人类的头骨片。这块头骨相对较薄，颊齿较小，最重要的是，它的脑子几乎大出 50%，达 650ml。Leekey 等（1964）命名为能人。意思是“手巧的人”，即能制造工具的人。1972 年在肯尼亚发现完整的能人标本，它生活于约 200 万年前，与南方古猿相比，它的脑子明显地增大，牙齿却减小。后来认为，能人的平均成年脑量约为 800ml（图 5.32）。这说明早期人类有两种基本类型。一种具有小的脑子和大的颊齿，这是各种 *Australopithecus* 的特点；另一种类型具有增大的脑子和较小的牙齿，即人属。两者都是两足行走。

生物学家认为，当一个物种随着一种新的适应而产生时，在以后的几百万年里，常常发展出多种后裔种。它们表现着有关初始适应的各种不同内容，这种发展被称做适应辐射。人类学家计算过，如果两足行走的猿的进化历史遵循适应辐射的通常型式，在 700 万年前起源到今天，至少存在过 16 个物种。人科系统树的形状开始时是一个主干（创始种），随着时间的推移而发生新的分支，然后有的物种绝灭，树的分支减少，留下一支继续生存下去。

Wood（1992）检查有关能人的材料，提出能人标本不是一个种，其变异范围太大。Olduvai 的标本是一个种，可以叫能人；而另一个种，应叫 *rudolfensis*（鲁道夫种）。这个名称的来源是特卡纳湖以前叫 rudolf 湖。这两个种是同一时期的，都处于原始的人属水平。因而广义的能人现在可分为两个种。随后，Hill 等（1992）清理 1987 年肯尼亚 Baringo 湖区发现 *rudolfensis* 标本，钾氩法测定为距今 240 万年前，与现今已发现的最早石器的年代 250 万年接近。

在相近的时间内发现最早的人类工具——石器。石器不像骨骼，骨骼难以被石化，而石器实际上是不会被破坏的。因而史前记录的极大部分都是石器，它们是从最简单的技术开始向复杂的技术发展的证据。这种工具最早的例子——由卵石打击几片石片而制成的粗糙的石片、刮削器和砍砸器——出现在距今大约 250 万年前的记录上。如果分子证据是正确的话，最早的人类物种出现在大约 700 万年前，则我们的祖先能两足行走到他们开始制造石器工具之时，几乎有近 500 万年的间隔。

石器是人类祖先行为的最明确证据。黑猩猩是熟练的工具使用者，它们用枝条去钓蚂蚁，用树叶作为匙子，用石头砸开硬壳果。但是迄今为止从来没有人在野外看见黑猩猩制造石器。人在 250 万年前开始用两块石头碰撞以制造边缘锋锐的工具，从而开始了一连串的人类史前时代突出的技术活动。最早的工具是用一块石头打击另一块石头，通常是熔岩卵石做出来的小的石片。石片长约 2.5 cm，而且令人惊异地锋利。石片上有各种不同的擦痕，这些擦痕有些是由于割肉，有些是砍树，其余是切割譬如草类等较软的材料而形成。

已经发现的最早石器组合的年代约距今 250 万年。除了石片外，还包括较大的工具，如砍砸器和刮削器等。在大多数情况下，这些器物是从一块熔岩卵石上剥削的。在 Olduvai 峡谷找到这种最早的技术，因此被命名为 Olduvai 工业。可以设想，最早的工具制造者在制造工具时，其心中并无这些石器的特定形状，或者叫心中模板。它基本是打出什么样子就是什么样子，无规律可循的。更有可能地是，石器的各种不同的形状取决于原材料的特点。但是，为了制做石器制造者必须选择合适石头从正确的方向，以适当的力进行打击。这是在近年对黑猩猩的实验中，它们难以做到的。

1.1.4.4 直立人

根据以上的介绍，如果早期的人属归入一个以上的种，则大约 200 万年前后有三个种出现，即能人种、*rudolfensis* 和相当于 *erectus*（直立人种）的 *ergaster*（匠人种）。

最早直立人化石是 19 世纪末在印度尼西亚（当时为荷属东印度）发现，命名为爪哇猿人，它引起了是人还是猿的争论。从本世纪 20 年代后期起，在我国北京房山区周口店陆续发现北京猿人化石，从而确立了直立人（猿人）在人类进化史上的地位。直立人化石的年代最早为距今大约 170 万年前。在亚洲和欧洲，最早直立人化石的年代现在还有争论，不能肯定。1991 年在高加索格鲁吉亚的第比利斯附近发现了一具保存良好的直立人下颌骨，其年代据古地磁法测定为距今 90 万年或 160 万年前，钾氩法测定结果则支持早的年代。如果很早的年代能够成立，则表明欧洲最早的直立人与非洲的同样古老。最近报道，爪哇猿人最早的年代为距今 180 万年前。

大约在 140 万年以前，在非洲发现一种新型的石器组合，考古学家称之为 Acheul（阿舍尔）工业。除了石器之外，直立人第二个重要发明是用火，大约 1～1.5Ma 开始使用火。Acheul 工业得名于发现该石器的法国北部的 Acheul。在人类的史前时代第一次有证据表明石器制造者心中有一个他们想要制造出来的石器的模板，他们是有意识地将一种形状施加于他们利用的原材料上。能证明这一观点的工具被称为手斧，这是一种需要非凡的技巧和耐心去制作的泪滴状工具。考古学家和其他作实验的人用了几个月才获得足够的技巧，来制造与考古发现的同等质量的手斧。在考古记录上手斧是随着直立人而出现的。可以合理地推论手斧的制造者是直立人，因为他们的脑子大大地超过能人。当直立人发现持续地制造锋利石片的诀窍时，便有了人类史前时代的再一次重大突破。人类突然能得到以前无法得到的食物，得到一种新的能源——动物蛋白。有足够的理由设想，只有人属才能制造工具。看来，在 200 万年前人属的脑子已经变成真正的人脑。

化石研究可以看出人属在其刚刚出现时就是一种不同的种属。自从发现第一批能人化石以来，最早人属的这两个方面：脑体积和牙齿构造的变化已经清楚。这使得这种生物从类似于猿变得更像人。直到人属出现以前所有两足行走的猿都有小的脑子、大的颊齿和前突的上下颌，并且实施一种似猿的生存战略。他们主要吃植物性食物，而他们的社会环境可能类似于现在生活在稀树草原的狒狒。南方古猿只是行走方式像人；此外则没有一点像人。现在不清楚在 250 万年前出现第一批大脑子人类的准确时间。牙齿的变化也可能是一种由纯植物食物，向包括肉类的食性改变而产生的适应。

婴儿初生时不能自助是人类发展的最重要的方面之一。要经历一段儿童期，还有一个生长突然加快的青年时期。在动物界中唯独人类才有这种现象。大多数种类的哺乳动物，包括猿类在内，几乎都是从婴儿期直接进入成年期。从一个人类的青年个体到成年，在生长突然加快期中身体尺寸的增加大约为 25%；反之，黑猩猩具有稳定的生长曲线，它们的身材从青年到成年只增加 14%。

人类初生婴儿的无力自助主要是一种生物学上的需求。人类婴儿出世的时间太早，这是由于人类大的脑子和骨盆结构制约造成的结果。生物学家最近认识到，脑子大小不只是影响智力，它还与许多生命事件有关，例如，断奶年龄，性成熟年龄，妊娠期和寿命。在脑子大的动物物种中，这些因素趋于延长：婴儿断奶要比脑子较小的动物物种来得迟些，性成熟晚些，妊娠期长些，个体寿命长些。根据与其他灵长类的比较显示，平均脑量为 1350ml 的智人的妊娠期应该是 21 个月，而不是 9 个月。因此人类的婴儿在诞生之后，还要有一年的时间才能赶上去，这使他们无自助能力。

为什么会发生这种情况？为什么大自然过早地把人类的新生儿暴露于危险之中？答案是脑子，猿的新生儿的脑量平均大约 200ml，大约为成年时脑量的一半。需要增加一倍的脑量在猿的生命的早期就迅速达到。相反地，人类新生儿的脑量只为成年的 33%，在早期迅速的生长中，脑体积增加 3 倍。如果人像猿一样把脑量加倍，则人类新生儿的脑量必须有 675ml。在人类进化过程中，骨盆的开口增大以适应脑子的增大，但是骨盆开口的增大是有限度的，有效的两足行走的工程学的需要设定这个限度，当新生儿的脑量为其现在的数值——385ml 时，便达到这个限度。

从进化的观点看，我们可以说，原则上人类脱离似猿的生长型式是在成年脑量超过 770ml 时。如超过这个数字，脑量便不得不从初生起增大 2 倍以上，于是开始有了那种“过早地”进入人世的婴儿的无力自助的型式。能人的成年脑量大约 800ml，看来是处于猿的生长型式与人的生长型式之间的分歧点上，而早期直立人的脑量大约 900ml，这便把这个物种明显地推向人的方向。

Turkana 男孩是 Kimeu 和 Leakey（1984）于距特卡纳湖西岸发掘出的早期直立人骨骼。这个个体脑量 850ml，生活于大约 180 万年前。而北京猿人的脑量为 1000ml，时代为 30～50 万年。

男人和女人骨盆出口的尺寸是近似的。我们测量了 Turkana 男孩的骨盆出口的尺寸，便能正确估计它的母亲的产道的大小。重建这个男孩的骨盆，发现它比智人小。他计算出直立人新生儿的脑量大约为 275ml，这样的体积远小于现代人新生儿的脑子。这样可以认为，直立人婴儿诞生时脑子为成年体积的 1 / 3，与现代人一样。显然，直立人的婴儿也与现代人一样，在出世时必然也是无自助能力的。我们可以推测，作为现代人社会中母亲对婴儿的照料，在大约 170 万年前的早期直立人中已经出现。而各种南方古猿具有似猿的脑子，其早期发展阶段则遵循似猿的模式。

现代人童年的延长，是通过比猿类缓慢的体质生长来达到。这使人类生长过程中达到各个过程的各个里程碑比猿迟些。例如第一恒臼齿的萌出，人类儿童出现于大约 6 岁，而在猿则为 3 岁；第二臼齿人类萌出于 11 和 12 岁之间，而猿则在 7 岁：第三臼齿人类于 18 岁至 19 岁时出露，而猿则在 9 岁。为了回答史前人类的童年何时变长的问题，我们需要查看颌骨化石以决定其臼齿何时萌出。例如，Turkana 男孩死时第二臼齿刚刚开始出露，如果直立人的童年发育遵循较慢的人类型式，则这意味着那个儿童死时大约 11 岁。可是如果直立人的生长曲线似猿，则此儿童死时应为 7 岁。

那么，Turkana 男孩死时是几岁？科学家把脑量与第一臼齿萌出的年龄联系起来，研究出从化石推导人类生活型式的一种方法。以积累人和猿的资料作为基线；然后考虑人属化石的范围，决定如何进行比较。于是出现三种生活史型式：一是现代人等级，第一臼齿在 6 岁时萌出，寿命 66 岁；二是猿的等级，第一臼齿萌出时稍大于 3 岁，寿命约 40 年；三是中间等级。晚期直立人，即晚于大约 80 万年前的人，像尼安德特人一样，处于现代人等级。而所有南方古猿则在猿的等级。像特卡纳男孩那样的早期直立人则是中间等级：这男孩的第一臼齿会在他稍大于 4 岁半时萌出；如果他没有早年夭折，可以期望活到大约 52 岁。研究显示，南方古猿的生长型式与现代人不同，它们更像猿。早期直立人的生长发育是介于现代人与猿之间。这结论认为 Turkana 男孩死时大约 9 岁。

另一种决定牙齿年龄的方法是像用年轮来计算树木的年龄一样，用显微镜下观察到牙齿的线指示着他的年龄。研究表明，也有三个等级：现代人、猿和某种中间的等级。结果再一次表明，南方古猿在猿的等级，晚期直立人和尼安德特人在现代人等级，早期直立人是中间等级。

最后，科学家利用计算机断层术——三维 CT 扫描，看到南方古猿中的一员－Taung 男孩的下颌化石的内部，基本上证实了上述结论，Taung 男孩死于接近 3 岁，是一个遵循似猿的生长曲线的幼孩。更重要的是，这说明人类的祖先在生物学上已经向现代人的方向发展，并离开猿的等级，而南方古猿则仍在猿的等级。

早期人属向着现代人的生长发育型式的进化表现在一系列社会环境上。灵长类都是社会化的。从早期人属牙齿推测的生物学方面的变化，说明其社会交往已经开始强化，看来整个社会结构也有重要的改变。在稀树草原的狒狒中，雄性身体为雌性的两倍。这种体型差异是成年雄性之间为获得支配权力存在着强烈竞争时出现的。与大多数灵长类动物一样，雄狒狒达到成年时就离开原来的群，参加附近的另外的群。此后便与已在该群定居的其他雄性处于竞争状态。这种雄性移居的型式，使大多数的狒狒群中的雄性彼此没有亲属关系。它们没有彼此合作的达尔文因素，即遗传因素。

可是，在黑猩猩中，由于某种未知的原因，雄性留在其出生群中，而雌性转移到别的群。结果是黑猩猩群中的雄性个体间有彼此合作的达尔文因素，因为它们是兄弟，有一半的基因是共同的。他们相对地缺乏竞争和增进合作，反映在其雌雄身材的比例上：即雄性比雌性仅大 15～20％。在体形大小上，南方古猿的男性遵循狒狒的型式。可以合理地假设，南方古猿的社会生活与现代狒狒相似。早期智人中男人身材大于女人不超过 20％，正如我们在黑猩猩中所见到的。人类学家论证，在人属起源时，这种身材分化的改变肯定反映社会结构的变化。早期人属中的男人留在其出生群中，而女人则转移到其他的群。与此相关，促进男人之间的合作。

我们不能肯定是什么原因促使社会结构发生这种变化：增进男人们之间的合作是很有利的。人类学家曾论证，抵抗邻近的人群变得极为重要。这种变化或许更可能是由于经济的需要。几方面的证据引向人属食性的变化，变化之一是肉类变成能量和蛋白质的重要源泉。早期人属牙齿结构的变化表明肉食，石器技术的改进也表明肉食。此外，脑子的增大要求有丰富的食物。

生物学家知道脑是新陈代谢耗费能量最大的器官。现代人的脑子只占体重的 2％，却耗费 20％的能量。灵长类是所有哺乳动物中脑子最大的，而人又大幅度地提高这个特性。如果体重相当，人的脑量为猿的三倍。苏黎世人类学家 Martin（1981）指出，人属脑量的增加与提高能量供应同时出现。早期人属的食物必须既可靠又营养丰富。肉类代表着热量、蛋白质和脂肪的集中来源。只有在食物中大大提高肉类的比例，早期人类才能形成超过南方古猿的脑量。为了获取肉食的新生存战略，可能要求有意义重大的社会结构和合作。虽然对于肉食，早期人属是主要是拣食猛兽吃剩尸体，猎

取活的动物是次要的。

生物学家了解，当一个物种的生存型式发生基本变化时，通常伴随着发生其他各种变化。最常见的是，这些变化涉及该物种的解剖构造，因为它适应新的食物。我们已看到，早期人属的牙齿和上下颌骨的构造与南方古猿不同。这大概是由于适应包含肉类的食物而形成的。人类学家们直到不久前才开始相信，除了牙齿外，早期人属之所以不同于南方古猿，还在于它是体力上活跃得多的生物。两方面的独立研究成果得出同一结论，即早期人属是能有效地奔跑的第一个人类物种。南方古猿两足行走，但其灵活性受到限制；人属则行动敏捷。

1.1.4.5　智人

直立人之后是智人（*Homo sapiens*）。智人一般分为早期智人（或远古智人）和晚期智人（现代人）。智人的起源于何时？这个过程又是如何发生的？是在很长时间逐渐地发生，还是突然地发生于最近的时期？这些问题是争论的核心。具有讽刺意味的是：在人类进化的极为漫长的过程中，近几十万年是化石证据最丰富的时期。除了大量完整的头骨外，还有数十具相对完整骨架。然而关于进化的顺序在人类学家中仍然没有一致的意见。虽然，有人认为直立人向智人的演化发生于 10～20 万年之间。

关于现代人起源之争，长期存在着两大类证据：一是解剖学的， 一是人脑和手产生的技术和其他表现形式。近来又有第三类证据，即分子遗传学的证据。不幸的是三者没有取得一致的意见。

Turkana 骨骼的发现给出大约 160 万年前早期人解剖学上的认知。早期直立人身材高大，近 1.83 m，体格结实，肌肉强壮。虽然早期直立人的脑子比其祖先南方古猿大，但仍然小于现代人，大约为 900ml。而今天的人则平均 1350ml。 直立人的头骨长而低，前额小，头骨厚，颌骨有些突出，眼上方是突出的眉脊。这种基本的结构特征持续到大约 50 万年前，虽然在此期间脑量增大到大于 1100ml。此时直立人的群体由非洲向外散布，占据亚洲和欧洲的广大地区。

最早发现的早期化石是 Neandertals（尼安德特人）。自 1856 年德国尼安德特峡谷第一具 Neandertals 骨骼被发现以来，一直争论着：他们是我们的直接祖先，还是约 3 万年前便绝灭了？ 1997 年科学家用 Neandertals 的臂骨中鉴定线粒体的 DNA 的基因序列，发现与现代人有很大的差别，说明 Neandertals 并非现代人的祖先。但对之仍有异议，因为测定的 300 个碱基对仅占人体 30 亿碱基对的极少数。而 2001 年对澳洲人类化石线粒体 DNA 研究，竟然提出最早 DNA 出现在澳洲的认识。

Neandertals 生活于 13.5 万年前至 3.4 万年前之间，分布在从西欧经近东延伸到亚洲的地域内，有丰富的的化石。在 50 万年前到 3.4 万年前的这段时期中，进化无疑在整个旧大陆的许多不同人群中进行着。除了 Neandertals 之外还有其他的化石——通常是头骨、部分头骨或体骨。例如，希腊 Ptralona 人、法国西南部 Arago 人、德国 Steinheim 人、赞比亚 Broken Hill 人等。尽管这些化石标本有许多差别，但都有两个共同特点：比直立人进步，有较大脑子；又比现代人原始，头骨较厚且结构粗壮。这个时期的化石有各种各样的解剖结构，人类学家笼统地称为“远古智人”。

关于智人的起源，长期以来有两种理论。一种叫直接演化说（Direct evolution hypothesis），这种理论我们将在下节叙述。另一种理论叫入侵说（Invasion hypothesis），也叫“迁徙说”，“代替说”，“诺亚方舟假说”，或“伊甸园假说”。最近又被称作“非洲假说”，因为撒哈拉以南的非洲被认为是第一批现代人最可能出现的地方(图 5.33)。这种理论认为欧洲是典型 Neandertals 的家乡，而解剖结构上的现代人是在欧洲以外地区演化出来，然后侵入欧洲的 Neandertals 区域，消灭土著的 Neandertals 而形成的。侵入亚洲的也一样，形成现代的黄种人。这种单一地区起源说，过去一般认为亚洲西部是现代人最早形成的地区，近年来有人提出非洲南部才是现代人最早形成的地区，然后迁徙到世界各地。最近对此又发生激烈的争论（吴汝康，1998）。

图 5.33　现代人起源的两种观点（利基，1995）

a 多地区假说；b 非洲假说

已知的最早的现代人化石可能出自南部非洲，但化石只是颌骨的碎块，而且其真正的年代不很肯定。例如，出自南非 Border Cave 和 K1asies River Mouth Cave 的化石，被认为早于 10 万年前，这是“非洲假说”的证据。可是这两处的现代人化石也接近 10 万年。所以，现代人可能最先源自北非或中东。可是大多数人类学家全面衡量各种依据，倾向于认为现代人起源于撒哈拉以南的非洲。

多数群体遗传学家支持这个假说，认为它在生物学上是最为合理。研究物种内的遗传结构以及它如何随时间而改变时，如果一个物种的各群体彼此保持地理上接触，则由突变引起的遗传变化借助于杂交可以传播到整个地区。其结果将改变这个物种的遗传构成，整个物种在遗传上保持一致。如果一个物种的各群体由于地理上彼此隔离，就会有不同的结果。甚至最终变成不同的亚种、或者全然不同的物种。大多数群体遗传学家，认为多地区进化假说是值得怀疑的。多地区进化假说要求有大群体之间的广泛基因交流，他们在遗传上要联结起来。如果 1994 年初宣布的爪哇猿人的新年代是正确的话，直立人的分布范围几乎在 200 万年前就越出非洲。因此，按照多地区进化假说不仅基因交流必须维持在大的地理区域中，还要在很长的时间内维持。这是不现实的。当智人前的各群体散布在欧、亚、非各洲时，更大的可能性是产生地区的变种，就像在远古智人中见到的那样，而不是成为一个紧密结合在一起的整体。

一个重要的事实来自在以色列一系列洞穴中发现的 Neandertals 化石，在另一些洞穴中发现现代人化石。直到最近以前，情况看来明显地有利于多地区起源的假说。所有出自 Kebarra、Tabun 和 Amud 的 Neandertals 标本，年代相对较早，大概是 6 万年以前；而所有出自 Skhul 和 Qafzeh 的现代人标本，年代较晚，大概是 4～5 万年以前。从这些数据来看，这一地区的 Neandertals 进化为现代人群似乎是合理的。这一是支持多地区进化假说的证据之一。

80 年代后期这个完好的顺序被推翻。英国和法国的研究人员将电子自旋共振和热释光的新的测年方法用于这些化石，发现 Skhul 和 Qafzeh 的现代人化石年代比 Neandertals 化石早 40000 年。如果这些结果是正确的，Neandertals 便不可能像多地区进化模式所需要的那样作为现代人的祖先。

最近，西方的研究者认为有一种转变由东到西横扫欧洲。在东欧约 5 万年前 Neandertals 开始消失，为现代人所取代；在欧洲最西部约 3.3 万年前现代人完全取代 Neandertals。这反映一种新的人群，即现代智人从东向西涌入。一个优等群体需要什么样的条件才能很快地取代另一个群体。答案是反直观的：一个群体只要有 2%的优势就能在一千年内消灭另一群体。

如果现代人迁移进西欧开始于 5 万年前，那么他们是从哪里来的？根据化石证据，最可能是非洲，或者是中东。尽管考古记录稀少，但也支持现代人行为起源非洲之说。石器技术大约在十万年前出现于非洲。这与已知的现代人的解剖结构首次出现是一致的，可以作为生物学与行为之间相联系的第三个例子。可是，这样的联系也可能是一种假象，是一个偶然事件。因为出现在化石与考古记录俱佳的中东，我们看到的是清楚的但自相矛盾的情况。新的测年技术的应用，显示出 Neandertals 和现代人同时存于这个地区长达 6 万年之久。

关于现代人起源的第三方面的证据是分子遗传学，它是最不含糊的，也是最引起争议的。20 世纪 80 年代，它被称作线粒体夏娃假说，基本上支持“非洲假说”，但有所不同。“非洲假说”认为，当现代人从非洲扩展到旧大陆的其余部分时，可能在某种程度上与当地已有的人群杂交。这将承认从古代群体直到现代群体有某些遗传上的连续性。可是线粒体夏娃假说否定这一点。他们认为，当现代人群体迁移出非洲和人数增加时，他们完全地取代当地已有的现代人以前的群体。移民与当地人群之间的杂交即使存在的话，其程度也只是无穷小的。

Cann 等（1987）讨论“线粒体 DNA 与人类进化”。他们选择祖先来自非洲、欧洲、中东和亚洲的妇女以及新几内亚和澳大利亚土著妇女总共 147 人，利用她们生产婴儿的胎盘，分析胎盘细胞内的线粒体（mtChondrion）的脱氧核糖核酸（DNA）。当来自母亲的卵和来自父亲的精子融合时，变成新的胚胎。胚胎细胞的一部分线粒体只来自卵子，因此线粒体 DNA 只由母系遗传。从技术上考虑，线粒体 DNA 特别适合于追溯进化的过程。由于 DNA 是通过母系遗传的，追溯中会导向一位单一的女性祖先。他们发现不同类型的线粒体 DNA，有些互相接近，有些差别较大。由此作了一个系统树

表示其相互关系，该树来自单一的共同祖先，而很快分为两支，一支线粒体 DNA 都是从非洲祖先而来的个体，另一支则来自非洲、亚洲、澳洲、高加索和巴布亚新几内亚的祖先，这种类型最简单的解释是其共同祖先来自非洲。根据已知线粒体 DNA 突变的速度，计算其年代为距今 14 万至 29 万年，平均为 20 万年。他们提出，所有线粒体 DNA 追踪，最后追到大约在 20 万年前生活在非洲的一个妇女，这个妇女是现今全世界人的祖先。应当注意地是，这女人是多达上万人的群体，她不是一个只与她的亚当在一起的夏娃。大约 13 万年前，她的后裔离开其非洲，分散到世界各地，代替当地的土著居民，最后在全球定居下来。这个理论引发了激烈的争论。

这种分析不只是指出现代人起源于非洲，而且还揭示没有与现代人以前的人群杂交的证据。对目前活着的人群的线粒体 DNA 分析，其结果是彼此相同，指向一个共同的、较近的起源。如果曾经发生过现代人和远古智人之间的遗传混合，有些人就会具有显示其有古老起源的很不同于现代人的线粒体 DNA。迄今共有来自世界各地的 4000 多人接受过测试，没有发现古老的线粒体 DNA。检验过的现代人群的所有线粒体 DNA 类型的起源，都在较近的年代，这意味着现代的新来者完全地取代了古老的人群，这个过程于 15 万年前开始于非洲，然后在以后的 10 万年中散布到欧亚大陆。

然而，线粒体 DNA 的分析在遗传学家中也存在争议。线粒体夏娃说和直接演化说两种理论之间在基本原理、论点、和主题上都有若干差异，包括对于遗传变异进化的不同假定。首先，是有关混交繁衍问题。虽然，线粒体夏娃说所依据的仍是多地域模式的研究成果，也就是说，生活在非洲、亚洲和欧洲不同地域的人类种群，是经过至少长达 100 万年的混交繁衍进化而成。但线粒体夏娃说通常假定，在现代人类种群间所出现的 DNA 变异，如同史前人类种群一样，很少有混交繁衍现象。根据对个别 DNA 区经过的变化速率推测，计算机程序可将进化树模式回归到一个共同的遗传祖先。这种从一个单独的祖先分支进化的论点，由靠近撒哈拉沙漠附近的非洲人——在他们的遗传构成中要比任何其它地理上的人类种群具有更多变化的这一证据而得以确定。根据这一理论，作为相对隔离种群的非洲人已存在了更长的一段时期。

然而，在遗传数据中证实人类进化的多区域状况，有低水平的频繁混交繁衍，从而改变 DNA 结构的区域种群内的组合。这是线粒体 DNA 计算机研究中的一个致命的缺点。这一观点的支持者认为，非洲较大的遗传变异源自于人类起源期间居住在非洲的人要比住在其它大陆上的人都多，而并非源自于非洲人种群更古老。

其次，线粒体夏娃说认为，依赖线粒体 DNA 变化的时钟是恒速的，大约每 0.6～1.2 万年有一次突变。然而，线粒体 DNA 时钟是否可靠？1991 年俄罗斯人挖出并检验西伯利亚一座葬有九具骨殖的坟墓，认为是 1918 年被行刑队枪杀的俄罗斯末代沙皇尼古拉二世和家人及侍从的遗骸。1992 年 DNA 试验发现，沙皇线粒体 DNA 与仍活着的亲属的 DNA 并不十分相符。大多数亲属只有一种线粒体 DNA（mtDNA），即一个胸腺嘧啶；但是沙皇却有两种：在相同的位点上时而含有一个胞嘧啶，时而含有一个胸腺嘧啶。沙皇骨殖的疑问，在检验他的兄弟罗曼诺夫大公的遗骸之后才告平息。和沙皇一样，公爵也继承两个不同的 mtDNA 顺序，即通称的异种原生质现象（beteroplasmy）。。这一事实增加了有关线粒体 DNA 进化事件断代的困难。那么，究竟多长时间才会出现一次异种原生质现象的突变呢？研究认为，异种原生质现象经常发生。科学家发现，人类中的突变率至少为 10％，很有可能达到 20％，每 40 个世代或者是 800～1200 年就有一次突变。这种出乎意料高的突变率，说明 mtDNA 突变比原先估计的要快 20 倍以上。这对于线粒体 DNA 时钟是恒速的假设是个打击。如果该时钟计时太快，或者是在不同的时段中具有不同的速率。那么，原来计算出“线粒体的夏娃”是生活在 10～20 万年前的非洲。而用新的时钟计算，她才只有六千岁。当然，并不是人人都同意这个观点。有人认为：快的突变率至多返回数百年。

1997 年 9 月《美国人类遗传杂志》上发表英国牛津约翰·拉德克利夫医院的 Haiding 和她的同事的一篇论文。她们检查一个包含在可促进免疫功能的β珠蛋白基因中的一个核苷酸序列。由于核 DNA 以一种以比它的线粒体对应物更为缓慢的步伐形成变异，使得研究人员能够去重建比这些线粒体拥有更为古老根源的进化树。通过对来自非洲、亚洲和欧洲的 DNA 取样分析，Haiding 研究组估

计，一个现代β珠蛋白基因序列的共同祖先，源自于 80 万年前的非洲。根据她们的分析，这一 DNA 区域的亚洲源，要比非洲后延 20 多万年。在非洲人和亚洲人之间全部β珠蛋白序列可追溯到一种先于人类的原人标本（homeerectus）时期。最近，一份对中国公民中核 DNA 节迅速变化的分析认为，东亚人是从东南亚中先期从非洲迁出的一个单独种群中进化而来的。但是，目前 DNA 分析显示还不能够确定那种论点是占优势的。

1.1.4.6　直接演化说

直接演化说（Direct evolution hypothesis）也叫多地区起源说或连续说。这种理论认为现代人是由当地的早期智人以至猿人演化而来，各人种在很久以前即已分歧，各自平行发展演化成现代人；但长期以来互相有基因的交流。例如，亚洲的黄种人是由当地的早期智人和猿人演变来；欧洲的白种人是由当地的 Neandertals 逐渐演变来。

亚洲，特别是中国的人类学家根据亚洲人类化石支持多地区起源说。其中包括多处直立人和智人化石。直立人的主要化石有北京猿人、元谋人（云南元谋县，时代未定，170 万年或 50 万～60 万年）、蓝田人（陕西蓝田县公王岭，100 万年；陕西蓝田县陈家窝，50 万年）、以及和县人（安徽和县，20 万年）

北京猿人发现于北京周口店。北京猿人的头骨与现代人有显著差别。头顶较低平，前额倾斜且扁塌，脑颅壁厚，其最宽处的位置低，在外耳门附近，颅顶有一条沿矢状方向增厚的脊，眼眶上方有厚的眉脊，头后部有横而粗的枕脊，脑量较小，约 915～1225 毫升，吻部前突，额部向后缩。北京猿人的四肢骨与现代人差别不大，特点是骨壁较厚，骨髓腔较小。根据大腿骨计算出男性约为 1.58 米，北京猿人牙齿比现代人大，髓腔大，合面花纹较为复杂，齿冠基部常有一圈齿带。北京猿人洞中的堆积物很厚，人化石出自上部地层者年代约为 23 万年前，出自下部地层者约距今 50 万年。

古老型智人主要化石来自：大荔（陕西大荔县，20 万年）、金牛山（辽宁营口，16 万～28 万年）、马坝（广东曲苍县，13 万年）、许家窖（山西阳高，10 万～12 万年）、丁村（山西襄汾县，16 万～21 万年）、长阳（湖北长阳，19 万年）、巢县（安徽巢县，此地北距和县猿人地点大约 50 公里，16 万～20 万年）、和庙后山（辽宁本溪市，14 万～23 万年）等。

现代型智人的化石地点比前二阶段的都多。其中较重要者有：山顶洞（化石发现于北京周口店龙骨山猿人洞西南上方一小山洞，3 万年）、柳江（广西柳江，6 万年）、以及四川资阳、云南呈贡、蒙自、陕西黄龙、广西来宾等地产。日本有港川（琉球群岛中的冲绳岛，1.8 万年）、山下畔（距港川约 10 公里，3.2 万年）、宫古（冲绳西南的宫古岛，2.5 万年）等。Zhang 等（1999）报道中国河南贾湖（音）发现最老的新石器时代（公元 7000－5700 年前）的乐器－－横笛。

总结东亚更新世人类的形态特征可以看出：从古到今，头骨特征总的变化趋势是：颅顶由矮变高、由扁塌变膨隆，隆起的脊变弱、骨壁由厚变薄，脑量由小变大等等。

东亚古人类化石的共同特征持续存在，有个别特征随时间推移而变弱。共同特征中重要有：1 颜面部较近扁平，鼻梁不高，颧骨比较朝前；2 颜面上部较低矮；3 连接额骨与鼻骨和上颌骨之间的骨缝形成一条微向上凸的弧形，位置基本上水平；4 眼眶四角分明而不呈圆形，外下角边缘圆钝，缺乏锐棱，马坝人头骨是唯一的例外；5 颊部骨骼的下缘弯曲，而不是像尼安德特人那样呈一直缘由前下距齿槽不远处简单地斜向后上方；6 颅顶正中有一条矢状脊，随时间推移而变弱；7 顶骨与枕骨之间有一块小的三角形骨，它在直立人和古老型智人出现率比其他地区同时期的人高；8 铲形上门齿，门牙齿冠朝向口腔的表面的两侧各有一条边缘脊，使得牙齿像一把煤球铲子。

这些连续存在的共同特征证明东亚古人类是连续地进化的。在进化时东亚古人类还与境外古人类有一定程度的基因交流。马坝人类头骨的圆形眼眶及锐棱和华南许多现代型智人的髻状隆起都与中国的其他古人化石不同而与欧洲的 Neandertals 相同。这些特征是基因交流的证据。

与之相反，储嘉佑等 6 个单位，即中国医学科学院医学生物学研究所、上海复旦大学、哈尔滨医科大学、中国科学院遗传所、医科院肿瘤所和上海第二医科大学附属瑞金医院利用 DNA 检测中国的 28 个人群样本，包括 4 个汉族人群和 24 个少数民族人群的样本。对照组包括 4 个东亚人群、2

个美洲土著人群、l 个澳大利亚人群、l 个新几内亚人群、4 个高加索人群和 3 个非洲人群。他们认为：“起源于非洲的现代人类组成了现代东亚人的基因库的绝大多数”，而试图证明直立人进化到解剖学上的现代东亚人的连续进化假说是错误的。他们得到的进化树主要结构与以前用经典的非 DNA 遗传学标志的结果非常相似。它的根将非洲与非洲之外人群分离开来；所有东亚人群相互聚合，他们最近的遗传学邻居是美洲土著人群，其次是澳大利亚土著人群和新几内亚人群。这些结果与人类在澳大利亚和美洲的定居时间（分别是大约 6 万至 5 万年前和 3 万至 1. 5 万年前）相符。此外，刘武等（2002；2003）对非洲和中国的典型的颅骨特征进行比较详细的比较，认为两者相似，反映直立人有较宽的形态变异范围。

1.1.4.7　现代人的心智

在 3.4 万年以后发现的人类化石都是现代人。他们的身材不太粗壮，肌肉不发达，面部较扁，头骨较高，头骨骨壁较薄。眉脊不突出，大部分标本脑较大。显然，现代人的进化发生在 5.3～3.4 万年前。根据非洲和欧亚大陆的化石和考古记录, 这段时间的进化很活跃，但是以混乱方式进行。

人属的出现在大约 200 万年前，大致与考古记录的开始相一致。140 万年前由 Olduvai 工业向 Acheul 工业发展的石器组合增加了复杂性, 这是随直立人进化后发生的。生物学变化和行为之间的联系很密切：简单的工具是由最早的人属成员制造；复杂性的跃进随直立人的进化而发生。这种联系在 50 万年前以后远古智人出现时再次被见到。在 100 多万年的相对停滞以后，直立人的简单的手斧工业让位于一种用大石片制作的较复杂的技术。在 Acheul 工业中或许有一打可辨识的工具，而在这个新技术中所包含的能辨识的工具则多达 60 种，说明技术能力达到一个新水平。

现代人带来的变化是令人眩惑的。约 35000 年前在欧洲有形状精细的石叶制作工具。骨和鹿角首次被用作原料来制作工具。工具种类在 100 种以上，包括制作粗糙衣服的和雕刻的工具。工具首次成了艺术品。例如在角制的投掷器表面装饰上活生生的雕刻动物。珠子和垂饰出现于化石记录中，这是新的饰品。最引人注目的是在洞壁深处的绘画，表达出那种正像我们一样的精神世界。这被称为旧石器时代晚期革命的标志，是现代人心智起作用的清晰证据。

如果我们回溯历史，约六千年前可以看到现代人的心智起作用的证据。约一万年前开始全世界流浪的狩猎一采集者发明各种农业技术。这也是文化或技术进化的结果，而不是生物进化的结果。再向前回溯发现冰河时期的欧洲和非洲的绘画和雕刻，显示出像我们一样的人的精神世界。可是再往前追溯到大约 3.5 万年前，现代人心智的这些信息逐渐变弱而终于熄灭。所以人类学家们相信，在大约 3.5 万年前的考古记录中突然出现的艺术表现力和精巧的技术是现代人进化的清晰信号。

图 5.34　上新世晚期和第四纪时期的人类文明进化（Williams 等，1997）

冰河时期艺术始于 3.5 万年前，结束于约一万年前。在这个时期西欧最早出现复杂的技术。旧石器时代晚期基本上是从 3.4～3 万年前的奥瑞纳时期开始。虽然尚未发现这个时期的洞穴绘画, 但有许多象牙珠，精美的人像和动物像。例如，德国的 Vogelherd 遗址发现了半打用象牙制作的极小的猛犸象和马的像。其中一件马制作得十分精致。在法国西南部 Abri Blanchard 洞发现一件小骨笛。从 3～2.2 万年前的格拉维特时期的人是粘土小塑像的最早制作者。作品有动物和人的塑像。旧石器时代晚期的洞穴绘画罕见，但有些洞内发现手的印迹，可能是将手贴在洞壁上，然后围绕手的边缘吹上颜料而成。洞穴绘画开始于 2.2～1.8 万年前的梭鲁特时期。然而，其他艺术表现形式更为突出。常常发现的给人深刻印象的大的浅浮雕。旧石器时代晚期的最后一个时期，从 1.8～1.1 万年前的马德格林时期，是在洞穴深处绘画的时代。在所有存有绘画的洞穴中 80％属于时期的作品。

口语的进化是人类史前时期进化的一个转折点。语言成为人类的媒介。语言使人类进入多种新的世界：内省意识世界，以及我们创造的并与他人分享的“文化”世界。在以色列 Carmel 山的 Kebara 洞穴发现 60ka B.P.旧石器中期的舌骨表明，人类已具备现代语言能力。语言学家提出：“只有语言能够冲破锁住一切其他生物的直接经验的牢笼，把我们解放出来，获得无限的空间和时间的自由”。口

语显然区分智人和其他的生物。除人以外没有任何生物具有复杂的口语。另外，智人脑量是人类近亲非洲猿的脑量的 3 倍。

虽然哲学家们长期研究语言，但是在 20 世纪中期以后才研究语言的具体发展。大体说来，关于语言的进化有两种观点。第一种观点把它看作是人的一个独特的特征，是随着人类脑子的增大而产生的一种能力。这样，语言被认为已跨过认识的门槛，它是晚近时期迅速出现的；第二种见解认为，口语是在非人的祖先中通过作用于各种认识能力——包括但并不限于交流信息——的自然选择而进化。在这所谓的连续性模式中，语言是随着人属的进化而开始，逐渐进化产生的。

首先，从脑结构来寻找语言进化的证据。但是，联系语言基础的脑结构很复杂，有关区域分布在脑的几个部位。然而，化石中有关人脑的解剖证据仅限于脑表面的轮廓。例如，位于左颞叶附近凸起处的 Broca 区。如果能找到 Broca 区将是语言能力出现的标志，尽管它是一个不确定的标志。

第二个可能的标志是现代人的左脑与右脑大小的不同。大多数人左脑大于右脑，部分原因是左脑与语言有关。与这种不对称相联系的是人类惯用右手的现象。人类中有 90%的人惯用右手，因此，惯用右手和语言的能力可能与左脑较大有关。对 1972 年在特卡纳湖东岸发现的 200 万年前的能人典型标本 1470 号头骨的脑形状考察表明，不仅发现在头盖骨内有 Broca 区，还发现脑的左右两边的形状稍有不对称。这表明能人之间能用比现代黑猩猩的发声范围更复杂的声音互相沟通。人类学家猜想，随着能人的进化开始有某种形式的口语，而且可能是一种原始语言，内容和结构简单，但却是比猿和南方古猿更高级的沟通方法。

解剖信息的第二个重要来源是发声器官即喉、咽、舌和唇。人类能够发出范围广泛而清晰的声音，这是因为喉在喉咙里的位置较低，创造一个大的音室，咽部在声带之上。对现有生物和人类化石中的声道解剖学的研究发现，除了人以外的所有哺乳动物喉位于喉咙的高处，这使动物能同时进行呼吸和饮水。但小的咽腔限制发声的范围，只能依靠口腔形状和嘴唇来变化喉部发声。喉的位置低也意味着我们不能同时喝水和呼吸。这种结构易于引起窒息。人类婴儿出生时像典型的哺乳动物一样，喉位于喉咙的高处，能同时呼吸和饮水。这是喂奶时所必须的。大约 18 个月以后，婴儿的喉开始向喉咙的下部移位，在小孩长到大约 14 岁的时候，喉到达成年人的位置。哺乳动物头骨的底部基本上是平的，而人头骨的底部显然是拱形的。南方古猿类的颅底基本上是平的，说明南方古猿像猿，用声音进行沟通的能力有限，不可能发出普通的元音。在肯尼亚北部发现的约 200 万年前最早的直立人 3733 号头骨上看到颅底形状的变化。这个直立人个体会发出诸如，boot，father 和 feet 中的某些元音的能力，其喉位等同于现在 6 岁小孩。推测口语能力可能随着人属的起源而开始。

总的说来，解剖证据表明语言在人类早期就已在进化，随后是语言技巧的逐步改进。然而，工具制作方面的考古证据在很大程度上告诉我们一个不同的局面。

虽然，语言无法变成化石保留下来，但从石器工具上也能为了解制作者的语言能力提供信息。1976 年美国艾萨克 Isaac 发表关于语言起源和性质的论文。他考察从 200 多万年前到 3.5 万年前石器的复杂革命演进过程。他的兴趣着重于制造工具时施加的规则。规则的施加是一种人的固有意念。这是一种要求复杂的口语才能充分实施的行为方式。研究表明，考古记录显示规则的施加是缓慢地出现的。从 250 万年前到 140 万年前的 Olduvai 文化的工具是具有明显的随意性。制作者主要关心打出锋利的石片，而不注意其形状。约 140 万年前的 Acheul 石器组合的工具，也只是最低限度地显示了制作者对所制成的石器的形状施加影响。泪滴形手斧可能是按照制作者心中所想的样板制作出来的；但是石器组合中大多数器物的制作还是与 Olduvai 文化相似；而且 Acheul 工具组合中只有 10 来种石器类型。从大约 25 万年起，远古智人包括 Neandertals，用事先制备好的石片来制作。而且这些组合，包括 60 种可辨认的石器类型。但是这些类型在长达 20 多万年的时间里始终没有变化，这是一种技术上的停滞。3.5 万年前旧石器时代晚期文化突然出现在历史舞台上，创新和随心所欲施加的规则变得普遍；不仅生产新的更精致的工具类型，而且，典型特征的工具类型是以千年，而不是以 10 万年的时间尺度变化着。Isaac 把这种技术多样化和变化的型式解释为某种口语形式的逐渐出现。他提出，旧石器时代晚期的革命标志着进化过程中的一次重大的界限。大多数考古学家都同意

这种解释，虽然对于早期制作者具有什么程度的口语还有不同的意见。

人类学家认为，Olduvai 文化就其一般特征而言是像猿的，不是人的；制作这些简陋的工具只需要很少的认识能力。对于 Acheul 手斧，他认为其制作中有“几分像人的”，根据生产 Acheul 工具的智力要求，可以把直立人的认识能力等同于现代人的一个七岁幼童。

这些证据说明，如果只由考古记录的技术成分来考虑，语言应较早开始，有缓慢进步，在晚近时期有一次爆发性的提高。这是包括由解剖证据得出的假说的一种妥协。然而，作为艺术表现的考古证据不容许有这样的妥协。岩厦和洞穴中的绘画和雕刻在大约 3.5 万年前突然出现在考古记录上。更早的艺术作品，例如赭石条和在骨器上的刻线，不仅罕见，而且是有疑问的。如果把艺术表现被作为口语的指示物，有人坚持认为语言不仅是在新近才变成完全现代的，而且也是晚近才开始的。显然，对于人类语言进化的性质和其发生、发展的时间表的看法分歧很大，还需要进一步的工作。

在人类进化的过程中，意识的出现显然是极其重要的。意识在我们生活中是如此强大，不可能想象人会没有反映意识的主观知觉而存在；但客观上又是如此令人难以捉摸，使科学家处于困境。

科学家和哲学家用几个世纪来研究这个课题。三个世纪以前， Descartes 试图解开自我感觉从何而来这样一个谜。哲学家已把这一个两分现象称作心一身问题。Descartes 认为心智是人所独有的领域，而所有其他动物只不过是自动装置。在过去的半个世纪中，相似的观点统治了生物学和心理学。被称作行为主义的这种世界观认为，人以外的动物对它们所生活的世界中的事件只不过是反射地作出反应，缺乏分析思想过程的能力。另一些人则企图推翻这种看法。

人的意识的进化是个重要的问题。它是如何在人脑中出现？如何形成于智人的头脑中？其他类型的生物中有没有先驱？在人类史前时期的什么时候，意识达到我们现在经历的阶段？它是否不断加强？心智对进化上有什么好处？显然，这些问题紧密联系着语言的进化。

意识为什么出现？可能它只是大脑运行中的副产品。从进化的观点出发，这样强有力的精神现象很可能具有生存上的好处，因此它是自然选择的产物。对陆地生物的脑子进化过程研究表明，随着时间的推移，脑量变化相当惊人：每次重要的新动物群或亚群的起源，都伴随着脑子相对大小的一次飞跃性变化，这被称为脑扩大化。例如，当第一批古老的哺乳动物在约 230Ma 年前出现时，它们的脑量比爬行动物的平均脑量大 4～5 倍。随着五千万年前现代哺乳动物的出现，智力机能发生类似的变化。与哺乳动物的整体相比，灵长类是脑子最大的一类动物，其脑量是哺乳动物平均脑量的 2 倍。在灵长类中，猿的脑量最大，大约是灵长类平均脑量的 2 倍。而人的脑量是猿平均脑量的 3 倍。脑量在进化史上的逐步增加，意味着生物学更大的优势，较大的脑意味着较聪明动物。

随着脑子在进化过程中的增大，它能够更完全地驾驭更多的感觉信息的渠道，也能更透彻地综合输入的信息。正如视觉、嗅觉和听觉的感觉渠道对于某些动物群体构筑它们特殊的精神世界是特别重要的，语言对于人来说是非常关键的。

正如已经提到过的，人科的脑在其进化过程中其大小增加了 2 倍。然而更重要的是，脑结构也发生变化。猿脑和人脑结构的基本类型是一样的：两者都分成左、右半球，每一半球都有 4 个不同的叶：额叶，顶叶，颞叶和枕叶。在猿脑中枕叶（在脑的后部）大于额叶；人正好相反：额叶大而枕叶小。人脑和猿脑结构的差别可能是人的心智产生的基础。如果我们知道结构的这种变化发生在什么时期，就得到人类心智出现的线索。Falk 在研究非洲一系列头骨后发现，从额叶和枕叶的相对大小，南方古猿类的脑结构是似猿的；似人的脑结构存在于人属的最早的种中。

我们已经知道，当人属进化时，人科生物学的许多方面发生改变，例如身材和发育生长的类型——这是一些可以视为向新的狩猎和采集方式转变的标志。这种结构上的改变与脑量的变化是一致的。然而，人的心智能力到达什么程度不那么容易确定。观察表明，类人猿具有给人深刻印象的创造性推理的能力。通过灵长类研究知道，灵长类的群体内部的结盟关系是极为复杂的。群的成员处于不断变化的结盟格局之中，而在进行不断变化的比赛中要求有敏锐的智力。

在了解动物行为上，有两方面的证据是重要的。一方面是设计一套具有开创性的实验，目的是在人以外的动物中发现自我意识，或者说认识自我的迹象。第二方面是在天然栖息地中生活的灵长

类中寻找“使用巧妙设计欺骗行为”的迹象。

20 世纪 60 年代晚期纽约州立大学心理学家戈登·盖洛普（Gordon Gal1up）设计出一种自我认识的实验：镜子试验。如果动物能够认出它是“自己”，那么可以说它具有自我认识或意识。这种实验是盖洛普一天早晨刮胡子时突然想出来的。他要求让做实验的动物熟悉镜子，然后在动物的额头上涂一个红点。如果这动物把镜子中的映象看作是另一个个体，它可能对稀奇的红点感到奇怪，并且甚至可能去摸镜子。但是，如果这个动物认出这映象是它自己，它可能会去摸它自己身体上的红点。开始盖洛普用一只黑猩猩做试验，这动物的行为表明好像它知道这是它自己的映象。它摸摸额头上的红点。盖洛普的实验报告发表于 1970 年的《科学》杂志上，这个报告对动物心智能力的研究来说是一个里程碑。心理学家极想知道，在动物中有这种自我认识能力的比例究竟有多大。回答是比例不大。黑猩猩通过了镜子试验。这是一条心智能力的分界线，具有自我认识的包括人和大猿，而缺乏自我认识有其余的灵长类和其他动物。

对于镜子试验，有人认为过分严格。最近出现了一种排除性的实验，即“设计巧妙的欺骗行为”的实验。苏格兰的圣·安德鲁斯大学的 Whitne）和 Byrne 创造这个词。把它定义为“一个个体在不同的情况下，从它正常具有的技能中使用一种‘诚实的举动’，使熟悉的伙伴也被欺骗的能力。”换句话说，一个动物故意对另一个动物撒谎。就像小孩喊“狼来了!”一样(Byrne 和 Whiten，1988)。

Whitne 和 Byrne 在 1985 年、1989 年向 100 多位同行进行调查，征求假定存在有设计巧妙的欺骗行为的报告。他们收到 300 多份报告。报告包括对猿和猴的观察。有趣的是，没有一个报告声称在猴和猿这些高等灵长类以外的猴类看到这种行为。

伯恩和怀但把严格的标准应用于假定的欺骗行为，并且尽可能小心地排除学习的可能性。他们发现在 1989 年调查所收集到的 253 个例子中，只有 16 个可以说是反映了真正的设计巧妙的欺骗行为。所有这些例子都是猿，而且大多数是黑猩猩。例如，一只成年雄性黑猩猩独自在一饲食区，这时一只用电子控制的箱子开了，里面有香蕉。就在那个时候，第二只黑猩猩来到这里、于是第一只黑猩猩迅速关上箱子，若无其事地从容走开，看上去好像没有发生什么特别的事情。它一直等到入侵者离去，然后很快打开箱子，取出香蕉。然而它上当了，入侵者没有离去而是躲藏起来，并且等着观察发生什么事情。欺骗者反受到了欺骗。这是一个有说服力的使用设计巧妙的欺骗行为的例子。

像这样的观察使我们了解黑猩猩的心智。它们显然具有一定程度的反映意识，这是天天与黑猩猩在一起的研究者热烈赞同的结论。黑猩猩以它们彼此以及它们与人的相互作用的方式显示了强烈的自我认识。它们像人一样能够猜出别人的心思，但是其范围较为有限。

随着人属的进化而发生的脑子大小和结构、社会组织、以及谋生方式方面的重大变化，可能也标志着意识水平在开始发生变化。狩猎和采集生活方式的开始，肯定增加了竞争的复杂性。它会把意识提高到越来越高的水平。当然，我们所说的这些大部分只是推测。我们怎么能知道，在过去 250 万年中人类的意识水平发生什么变化？什么时候意识变成和今天一样？这些问题可能是无法回答的。然而，有一个使人能联想起人的意识活动，并留下痕迹：就是有意地埋葬死者。

用仪式处理死者清楚地表达对死的意识，从而也表达了自我认识。每一个社会都有各种处理死者的方式，作为那个社会的神话和宗教的组成部分。人类历史上最早出现的有意识埋葬的证据是比 10 万年前稍早的尼安德特人的埋葬。最动人的是约 6 万年前伊拉克北部扎格罗斯山区发现的埋葬。一个成年男子被埋葬在洞口；根据在骨骼化石周围土壤中发现的花粉判断，他的身体放在一层可能具有医药价值的花上。早于 10 万年，没有任何可能反映有意识的仪式的证据。但是，没有这样的证据并不能肯定地证明没有意识。显然，晚期直立人应该有比黑猩猩水平高得多的意识，它们社会的复杂性、大的脑子、以及可能的语言技能都间接表明了这一点。

1.1.4.8　人类的基因特征

人总喜欢认为自己是特殊的。因为人类具有交谈、书写和建筑复杂构造的能力，从而把自己从动物王国中区分出来，并且形成精神上的差别。但是，在基因上，科学家早就知道人类基因至少有 98.5％和黑猩猩完全相同。这就意味着只有极少一部分的人类 DNA，才是决定我们成为人的原因。

但是，这极少数的基因怎样使人类具有直立步态、背诵诗篇和谱写音乐的能力，仍然不消楚。

实际上，任何一种生物体内有许多 DNA 是“废品 DNA”，没有明显的功能。这些区段中的突变也不能改变基因的功能。因而，人和黑猩猩之间的许多遗传差异可能不会影响其所有肌体。挑战正是要找出那些造成真正差异的少数突变。

目前发现，人类缺少所有猿类都具有的、特殊类型的、无所不在的细胞表面分子。1997 年 10 月的《美国体质人类学》杂志刊载瓦基和他在 UCSD 的同事伊莱恩·马奇莫尔（Elaine Muchmore）、桑德拉·迪亚兹（Sandra Diaz）的论文，他们研究巨猿和 60 名来自不同种群人的组织和血样，惊奇地发现所有其它哺乳动物，包括巨猿在内都具有的一种特殊类型的唾液酸，人类却没有。

研究证明，体内每个细胞表面上所发现的唾液酸分子具有令人惊异的多种作用。在某些情况下，它还能和其它的细胞起到通讯的受体作用；还有那些引起霍乱、流感和疟疾的病原体，也能利用它在细胞上取得立足点。瓦基说，和人相比，黑猩猩之所以不易被这些病原体所感染，推测其原因就是因为这些分子。他们暗示，脑的发育和活动时期，唾液酸还可能涉及细胞的免疫作用。黑猩猩和哺乳动物的唾液酸叫做 N 一羟乙酰神经氨糖酸（Neu5Ge），它是由一种叫做 Neu5Ae 化合物的基本类型，再附加一个氧原子产生的。但是，人的唾液酸只有基本类型的酸，却缺乏附加的氧原子。

另外，猿类有 24 对染色体，而人类只有 23 对，尽管人类和其它猿类的 23 对染色体中有 18 对实际上完全相同。休斯敦贝勒医学院的人类遗传学家大卫·尼尔松（David Nelson）和伊丽莎白·尼克森（Elizabeth Nickerson）在 1998 年 8 月的《染色体组》杂志上报告说，人和黑猩猩的第 4、9 和 12 染色体上有不同的重组。在人的第 4 染色体上的一大段 DNA，在黑猩猩上的这段 DNA 在染色体上移到新位置，并且发生倒位。这些移位的 DNA 中包括一个为转录因子编码的名叫 AF4 的基因——这在人体中却突变成为严重白血病类型。这表明猿类之所以极少感染一般的癌症，是因为倒位改变黑猩猩的因子表达，从而增加了免受白血病感染的可能性。

表 5.28　显生宙各主要生物大绝灭事件特征比较（殷鸿福和童金南，1997）

大绝灭事件	科绝灭率(%)	绝灭期限(Ma)	基本类型	绝灭后的生物群特征	复苏期(Ma)	可能原因
白垩纪－第三纪(65Ma)	15	短期，地质瞬间	浮游	无脊椎动物：“机会类型”，广布类型; 群落:不稳定，低分异度; 有孔虫：广适性	2～3	外星撞击，海退和气候变化
土仑－赛诺曼期		一次缺氧事件	浮游	有孔虫：广适性 无脊椎动物：“灾难类型”，广适性，广布性	0.5～0.6	缺氧事件或强烈季节分化
三叠纪末(208Ma)	>20	两期，超过 15Ma	底栖	广适性		底层水缺氧，气候波动，循环形式发生变化
二叠纪－三叠纪(250Ma)	57	3～8Ma	底栖	无脊椎动物：“灾难类型”，广适性，广布性 群落：结构简单，低分异度；正常海叠层石	＞5	海退时生态区和分异度缩减；底层水缺氧，强烈火山活动，撞击作用
泥盆纪末(367Ma)	21	3～4Ma 渐进式	底栖	无脊椎动物：简单，长寿，忍耐性强，适冷类型; 群落：结构简单，低分异度；正常海叠层石	数	底层水缺氧
奥陶纪末(439Ma)	22	1～2Ma 两次	底栖	无脊椎动物：“机会类型”，广布的普通类型; 群落: 不稳定，低分异度	3～5	海退，陆表海缩减，长期变冷，有毒底层水上涌

但是也有人认为染色体在有影响位点上的重排太稀少，令人怀疑其不可能对黑猩猩和人之间的

差异起重要作用。他们认为最有希望的是，鉴定出精确改变基因表达中调节发育时间的小的顺序差异。例如，延长脑的生长期以及在人的胚胎中，使复杂的脑结构编码的转录因子。

此外，进化遗传学家沃尔特·梅西尔（Walter Messier）发现了涉及艾滋病易感性、学习和记忆的基因，并申请了这些基因顺序新用途的专利，希望成为制造新药的目标。

1.1.5 生物的集群绝灭

地球生物圈形成以来有过 40 多亿种动植物，绝大部分出现在显生宙。而现今只有几百万物种，99.9％的物种均已绝灭。通常物种处于一个低水平上，绝灭率约为 0.1－1.0 / Ma，这称为背景绝灭。若多门类生物近于同时绝灭，这称为集群绝灭。显生宙以来集群绝灭有 15 次之多。其中重大的集群绝灭有 5 次。即奥陶纪－志留纪界面（439Ma）、晚泥盆世弗拉期－法门期界面（367Ma）、二叠纪－三叠纪界面（250Ma）、三叠纪－侏罗纪界面（208Ma）、和白垩纪－第三纪界面（65Ma）的集群绝灭（表 5.28）。陈旭等（1997）总结了显生宙 24 次气候变化与生物绝灭事件的联系。

生物绝灭事件的原因，主要有三种：首先是地外因素，包括陨石和彗星撞击、太阳耀斑、超新星爆发等。这些事件引起地球大气圈升温、海平面上升、海水分层紊乱和物理化学巨变；撞击尘埃阻挡阳光使气候变冷；撞击产生的有毒气体也使生物死亡。这个因素可能造成第二、四和五次重大的生物集群绝灭。其次，地内因素，包括全球海平面变化、气候剧变、大规模火山爆发和地球物理场的迅速变化等。这造成第一、三次生物集群绝灭。再次，生物演化的内在因素，包括基因突变和生物结构突变等。Drose 等（2000）从生态环境角度考虑生物绝灭的原因。

2 地球的节律

节律（rhythm）或称韵律。系指地球各圈层在演化中显现不同时间尺度的周期性现象。1990 年日本讨论地球多圈层间相互作用计划，提出四个主题：裂谷化、地壳和地幔、早期地球和节律。为了讨论方便起见，我们以 1Ma 为界，把节律划分为长周期和短周期两种。

短周期节律的研究比较成功；而长周期节律仍处于简单、局部的对比阶段。今后应注意的是：节律不应当是阶段划分，必须具有时限和误差；同时应考虑节律的深层机制和移前或滞后时间；并区分主导节律和次要节律，及其相互关联。

2.1 地球的短周期节律

2.1.1 米兰柯维奇的冰期假说

地球的短周期节律联系着冰期、气候等周期问题。其中普遍使用的是米兰柯维奇（Milankovitch）假说。1920 年南斯拉夫学者 Milankovitch 提出关于第四纪冰期的天文假说。在 20 世纪 70 年代后得到大多数第四纪研究者的认可。Milankovitch 认为夏半年的日照量的小幅度变化可能对地球两极的冰盖消长有明显作用。日照量的变化是太阳常数（S_o）、偏心率（e）、地轴倾斜角度或称黄赤交角（ε）和岁差（p）这几个参数的函数。S_o 变化小，常忽略不计。Milankovitch 主要考虑 e、ε、p 三个参数的变化，认为它们是形成第四纪亚冰期和间冰期更迭的主要原因。

2.1.1.1 偏心率，黄赤交角和岁差

1 偏心率（e）：地球绕日是椭圆轨道。太阳位于椭圆轨道的一个焦点上。当前地球轨道偏心率 e＝0.0167，近日点和远日点日照量的相对变化约 7％。500 万年内 e 值变化范围 0.0005～0.0607。在偏心率最大时，日照率的季节变化达 30％，使气温大幅度变化。e 的变化周期约为 10 万年左右。

2 黄赤交角（或地轴倾斜角ε）：ε的大小影响到地球上不同纬度和不同季节的气候差异程度。ε值越大，则一年中冬天与夏天差别越大。ε值变化对极区影响大，对赤道地区影响小。现在ε值为 23°27’。由于受行星摄动，在几百万年期间，ε值在 22°02’～24°30’的范围内变化。ε值每年平均变化约 0.00013°，变化周期约 4 万年。

图 5.35 地球自转轴的章动（吴瑞棠和张守信等，1989）

3　岁差（p）：由于地球不是球形，而是个梨形体。地球旋转时赤道的离心力使赤道区略呈隆起。由于存在黄赤交角，隆起的地区除黄赤交点外，均不在黄道面上。太阳的引力产生一个力矩，趋向于使地球自转轴倾角变小；由于月球与地球距离很近，月球所产生的力矩比太阳还要强些。地球处于自转状态，这些力矩难以改变地轴的位置，只能使地轴围绕着黄道面法线来运动（图 5.35），这被称为岁差。岁差使地球近日点所处的季节发生变化。例如，现在北半球近日点是冬天，而一万年前近日点却在夏天（图 5.36）。p 的变化对极区影响小，对赤道影响大。岁差的周期约 2 万年。

图 5. 36　　11000 年中地球两分点，冬至、夏至位置的变化（吴瑞棠和张守信等，1989）

2.1.1.2　　全球温度变化曲线的周期性

米兰柯维奇计算了三个纬度的日照量变化曲线，发现有 9 个极小值，并发现与阿尔卑斯地区冰期大体上相当。这一假说提出以后，长期没有得到广泛承认。Emiliani（1955）测定深海沉积物中浮游有孔虫壳的 $\delta^{18}O$，得出较为准确的古温度变化曲线。他认为，海洋低温时段（$\delta^{18}O$ 高值）与北半球 65°N 太阳辐射低值时段可以很好地对比，进而提出更新世全球气候是由北半球高纬度太阳辐射所控制。最近的 6 个冰期，平均间隔约 10 万年。并有迹象表明，这已持续了数百万年。Imbrie 和 Imbrie（1980）进一步通过轨道参数叠加获得与氧同位素极其相似的模式曲线，证明气候变化是对轨道参数变化的线性响应。

研究轨道参数变化与气候变化关系的最重要手段是周期分析。周期可以用沉积物中的下列指标来表述：氧同位素（^{18}O）、碳同位素（^{13}C）、$CaCO_3$ 丰度、酸不溶物、有机碳、膏盐类矿物、古生物组合及丰度、磁性倾向、偏斜及敏感度、层理厚度、岩石类型、颜色及密度、Gamma 值、生物扰动和溶解频率等。但关键在于选择指标。

Hays 等（1976）对南印度洋两钻孔 45 万年的分析表明，谱含有三个峰值，对应于 23 ka、42 ka 和 100 ka 年的周期。Ruddiman 和 Kutzbach（1989）对北大西洋五个钻孔 1.65Ma 前的记录进行轨道调谐分析，发现在松山一布容期过渡时段，包括有孔虫 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 、$CaCO_3$ 含量、SST 等数据，从 41ka 占主导变为以 100 ka 为主导。Raymo 等（1989）对 2.8～1.6 Ma 的分析表明以 41ka 为主导周期。看来，第四纪以来气候变化的主导周期有一个转变过程，大体上是从岁差周期主导转变为黄赤交角周期为主导，最后是以偏心率周期为主导。对比之下，同一时期太阳辐射的季节和地区分配格局却没有发生类似的变化。从 3200ka BP 以来北半球高纬度 6 月中旬太阳辐射变化始终是以岁差周期为主导，各时期的变化并不显著。这表明，气候变化虽然在一定程度上受太阳辐射的直接驱动、但在更多的分量上却不受轨道参数变化的控制，而可能受气候系统内在机制的控制。

Tiedemann 等（1994）对大西洋 ODP 659 孔 5Ma BP 以来底栖有孔虫$\delta^{18}O$ 和粉尘通量进行分析。粉尘通量最大值几乎在所有时段、所有周期（41、23、19 ka）内都先于大陆冰量最大值，只有 41ka 在 3.5～4Ma BP 时段粉尘通量滞后于冰量变化。这可能表明，非洲粉尘和热带大气环流不受大陆冰量变化所直接控制。de Menocal（1995）对非洲西部和东部海洋、以及阿拉伯海钻孔陆源碎屑的分析显示，4.5～2.8Ma BP 主导周期为 23 ka，而 19ka、100ka 和 41ka 周期也很明显；2.8～1.0Ma 主导周期为 41ka，其次为 100ka、23ka 和 19ka；从 1Ma BP 至今主导周期成为 100ka，其次为 41ka、23ka 和 19ka，又似乎表明北半球大陆冰量、北大西洋海温与非洲气候变化之间有密切关系。

较长的陆地记录不多。Hooghiemstra 等（1993）对哥伦比亚 Funza1 孔 1.45Ma 以来孢粉记录进行分析，显示 100ka 周期从 800ka BP 开始出现，23ka 周期贯穿整个记录，40ka 以及 30ka、15ka、13ka、10ka 周期都有显示。Ding 等（1994）对中国黄土一古土壤的粒度记录进行分析，揭示出几个周期转换时段的存在，2.5～1.6Ma BP 有 400ka、90ka、5ka、41ka、29ka、23ka、19ka 等周期；1.6～0.8Ma BP 以 41ka 为主导周期；1.0～0.55Ma BP 以 100ka 为主导周期，41ka 次之，19ka、23ka 较弱；0.6～0Ma BP 仍以 100ka 周期为主，41ka 强度下降。

虽然，第四纪和古代沉积记录中米兰科维奇节律受到第四纪和古代沉积记录相当多的支持。但

是，近年来也引起人们越来越多的困惑。首先是 10 万年周期的产生。虽然偏心率周期接近 10 万年，但是由偏心率变化引起的太阳辐射变化分量大小，不足以解释布容期以来气候记录中 10 万年周期占主导地位的事实。对于 10 万年周期的起源，研究者提出各种的看法：Imbrie 等（1993）认为，10 万年周期产生于气候系统内部的非线性响应机制，与北半球大陆冰盖产生的气候惰性有关。但是，Olsen（1986）记录表明，在早中生代、白垩纪、中新世等不存在大陆冰盖的时期有 400ka、100ka、130ka 和 30ka 等周期。Short 等（1991）通过模拟发现低纬度地区能够在岁差周期为主的太阳辐射驱动下产生 100ka、400ka、4ka、23ka、19ka、12ka 和 10ka 等多种周期的响应。Crow1ey 等（1992）模拟表明低纬度地区能产生 100ka 周期。Liu 和 Ding（1993）认为主导周期转变与青藏高原抬升有关。Mu11er 和 MacDonald（1995）提出冰期旋回与轨道面倾斜角（inclination）有关，而与地球轨道三要素周期明显不同。Farley 和 Patterson (1995）获得海底 ^{3}He 通量变化中 100ka 周期的存在，也似乎支持了这一假说。

其次，对于万年尺度的气候变化，冰期一间冰期转换的原因及南北半球变化耦合也存在着问题。用米兰科维奇假说很难直接驱动冰期一间冰期转换，因为轨道偏心率导致的太阳辐射分配变化大小，无法解释从冰期到间冰期发生的巨大变化和这种变化在南北半球同时发生的现象。不少模拟表明，冰盖通过自身的内在变化和滞后效应（不需太阳辐射驱动）就能产生冰期一间冰期旋回的变化；但是，古气候学家还是普遍认为，最初的变化动力与北半球太阳辐射分配变化有关，这样，讨论就集中在两个方面的问题，即气候变化信号是如何从北半球传递到南半球？北半球高纬度太阳辐射的微小波动何以被反馈放大为全球气候如此剧烈的转换？

Denton 和 Hughes（1983）提出海面变化－冰盖波动锁定的南北半球耦合模式来解释冰期一间冰期转换及南北半球耦合问题。Broecker 和 Denton（1989）认为冰期一间冰期旋回是由海一气系统重组形成，具体说是大洋传送带的开一合过程所导致，并认为北大西洋是大洋环流，因而也是冰期一间冰期状态转换的激发区。Imbrie 等（1993）认为冰期一间冰期旋回是由于北半球冰盖作为巨大的惯性源，在岁差、黄赤交角驱动超过一定限度时，以响应外源驱动的方式，驱使大气圈和海洋变化而形成。他们认为激发区在 Nordic 海（挪威海、丹麦海、格陵兰海的总称），Nordic 海的变化激发北大西洋的环流变化，最后导致更大范围的气候变化。Nisbet（1990），Kvenvolden（1993）认为，间冰期温度的突然升高与天然气水合物的分解有关。

2.1.2 精确的太阳辐照方程

2.1.2.1 地球轨道参数的新理论

地球的每个点所入射太阳辐照随天和年尺度而变化，并为地球轨道参数所权重和调制。因此，必须精确掌握控制地球轨道参数的主要因素。对行星久期运动普遍问题的新近似计算导致重新认识太阳系运动的长期演化，和行星之间主要相互作用及其混沌运动历史，天体动力学因子，包括地球粘弹性、地－月相互作用的相对论效应，在新理论中均已包括。重要的是了解通过地质时间上轨道力精确校准的理论限度。

行星运动和轨道形成是估算地球轨道参数的基础。用两个变量：z 和ζ来描述地球轨道运动

$$z = e\exp[i\Pi] \qquad (5.28)$$

$$\zeta = \sin(I/2)\exp[i\Omega] \qquad (5.29)$$

式中 e 为轨道偏心率（eccentricity），Π为近日点（perihelion ）经度，I 为轨道倾斜角（inclination），Ω为上升点（ascending node）纬度，i 等于$\sqrt{-1}$。传统上 z 和ζ用八个行星中每个的基本贡献所组成的 Poisson 系列来表述；地球的 Poisson 系列总结于 Hinnov（2000）的表 1。Berger 和 Loutre（1991）给出轨道元的完整描述，以及系列的来源和测定。

早期的轨道模式有效性仅有数百万年（B.P.）（Berger 和 Loutre，1991）。Laskar（1999）完备的模式可精确到 16Ma（B.P.），其不确定性源于太阳扁园率的目前知识，如果该不确定性从当前值减少两个数量级，轨道模式有效性可以延伸到 30～35Ma（B.P.）。

外部行星较稳定的久期频率能提供特定的轨道模式，后者覆盖较大的时间尺度。Laskar（1999）

叙述最有希望的 g_2 和 g_5，g_2-g_5，主要表现为 404ka 地球轨道偏心率的组分，其中 g_5 在过去 200 Ma 测定近于固定。

久期行星系统的基本频率 g_m 和 s_m 可以表述地球轨道参数偏心率 e，倾角（obliquity）ε，和进动数据 $e\sin\varpi$，Hinnov（2000）的表 2 列出少数一级最高振幅项。完整的微扰系列解，例如 Berger 和 Loutre（1991）表明 e 有 11479 项，ε有 6480 项，和 $e\sin\varpi$有 12880 项。然而，Laskar 等（1993）指出由于轨道解不是准周期，可去掉三角近似，仅考虑最高精度的数值积分。为此，Laskar 网址 ftp://ftp.bdl.fr/pub/ephem/sun/la93 给出 PORTRAN 程序的标称（名义上）解 La93（0，1），其它解 La93（CMAR，FGAM）从标称解算出。前者考虑月球潮汐效应，后者考虑地球动力学椭园度。

在 10 Ma 以来三个轨道参数和它们的谱上，全部三个参数显示“多重线”特征，证实其复杂成因。特别在 10 Ma 内的观察窗口，这些组成调制频率和振幅；这样，它们具有独特的相性质，这对于解决气候对轨道力的响应是重要的关键。在这些调制中的关系允许附加相关实验的发展，以用于联接轨道讯号与地层数据。

地球进动速度 k 在倾角（obliquity）和进动数据上起关键作用。在纬度上一般进动的解表现为一个积分常数。其计算值依赖于假设的进动模式，初始条件，和模式解中的积分限度。这造成文献中 k 的不同值，例如，50.″417262 / a，和 50.″4712 / a。同样，k 依赖于地球旋转速度，动力学椭园度和地球－月球距离，这些在地质时代中有明显改变（Berger 等，1992）。Berger 和 Loutre（1994）估算过去数十亿年的 k 值的演化，指出有明显增加，和在倾角（obliquity）和进动数据的基本模式上的最终缩短效应。Thomson（1991）在晚渐新统 $\delta^{18}O$ 记录测定 k 值上有表观较短期减少，这是地球椭园度对北半球的大冰盖的响应。

2.1.2.2　日照率方程

日照率方程描述地球上任意地理位置水平表面瞬间的日照率：

$$W=S\rho^{-2}\cos Z \qquad (5.30)$$

式中 $S=S_0(1-e^2)^{0.5}$，S_0 为太阳常数，标准地－日距离$\rho=r$ / a，r 为地－日距离，a 为地球轨道的半主轴。日照率相对于地球表面的垂直分量由下式确定：

$$\cos Z=\sin\Phi\sin\partial+\cos\Phi\cos\partial\cos H \qquad (5.31)$$

式中在地理纬度Φ是局部天空的太阳处于天顶角 Z 和时角 H 位置，∂为太阳倾斜角（declination），即太阳与天体赤道沿子午线之间的夹角。

当地球每年轨道循环时太阳倾斜角∂改变，即在日心的参照系统中越过地球真实纬度λ，按照 $\sin\partial=\sin\lambda\sin\varepsilon$。$\partial$同样依赖于$\varepsilon$，这样方程（5.31）随地球倾角（obliquity）有年间变化。

标准化的地－日距离为

$$\rho^{-2}=[1+e\cos(\lambda-\varpi)]^2/(1-e^2)^2 \qquad (5.32)$$

式中λ为地球真实纬度（年间），ϖ为运动的近日点（perihelion）纬度，这样，在 W 进动数据变化显示λ和Φ相位，在任何时间和地点它不直接是 $e\sin\varpi$。在极点$|\Phi|<\partial$，和太阳一年两次在 Z 穿过最小点，造成每年两次日照率最大。如果气候响应两次最大，其结果将是长期半进动响应。

偏心率对 W 贡献平均一年是 $(1-e^2)^{-0.5}$，地球轨道偏心率范围是[0.005，0.060]，表明在总日照率上变化 10^{-3} 或更小。这样小的贡献导致 W 和在地层学观察约 100ka 变化上的困难。e 同样表述进动数据上的调制，引起在古气候对 W 响应的许多变化。

2.1.2.3　Rubincam 日照率

Rubincam（1994）改写经典日照率方程为球谐展开式，以便于在不同地理范畴和任何时间尺度上计算日照率。日照率的不同振幅和频率的变化依赖于地理纬度、季节和日长。其中某些变化尚不清楚，却很重要。穿过大气时日照率遭受严重的“滤波”，受到陆－海－冰反射率和发射率变化。这样，环境响应过程转换为过滤日照率进入地层讯号。

Rubincam（1994）在地心参照框架上基于方程（5.31）进行球谐函数展开，给出一个 W 替代方程。Kaula（1966）采用 W 的上述符号，给出

$W=S_0（r_0/a）^2$

$$\sum_{l=0}^{\infty} d_l \sum_{m=0}^{l} d_l (2-\delta_{o,m}) \frac{(l-m)!}{(l+m)!} P_{l,m}(\sin\Phi)$$

$$\sum_{p=0}^{l} \sum_{q=-\infty}^{+\infty} F_{l,m,p}(\varepsilon) w_{1-2p,q}(e)$$

$$\begin{bmatrix}\cos\\ \sin\end{bmatrix} \begin{matrix} l-m,even\\ l-m,old\end{matrix} \left[(l-2p)\omega+(l-2p+q)M+m(\Omega-H-\Lambda)\right] \qquad (5.33)$$

式中 r_0 为参照地－日距离，ω 为近日点位相（ω＝ϖ＋180°），Φ为地球纬度，Λ为地球经度，Ω为太阳上升点经度，系数 d_l 由 Rubincam（1994）给出，$P_{l,m}$（sinΦ）为联结 Legendre 函数，$F_{l,m,p}$（ε）为 Rubincam（1994）给出的在测地学应用中使用的轨道倾斜角函数，$w_{l-2p,q}(e)$ 为 Rubincam（1994）给出的修改轨道偏心率函数，Rubincam 注释给出（l－2p＝＋1，q＝＋1）和（l－2p＝－1，q＝－1），e^4 将是 e^3。虽然他的演算不方便，方程（5.33）很容易在任何地理位置（Φ，Λ）计算昼夜的（H），季节的（M）和长期日照率时间系列。在纬度经验极夜（Berger，1978a）经典日照率方程上的不连续在此展开式中被完全吸收。

方程（5.33）显示 W 包含高频组分涉及 H 和 M，角变量ω用于模拟这些频率，这些频率提醒 Rubincam 阐明在日照率变化上进动数据的作用。这导致 Berger（1996）与 Rubincam（1996）的争论。Berger 认为进动频率对日照率是本征的，和在特定时间计算 W 时观察到，即对于选定 H 和 M 值时测定日照率。Rubincam 论证 W 的选定取样等值于设想的气候模式，和利用高频日照率信号来获得千年周期。所以，W 是年度间取样，积分，或其他滤波，将参照 $\bar{W}$。

在日照率中倾角（obliquity）和进动数据的相对贡献作用于地球气候系统依赖于年的时间（s），地理纬度和太阳仰角（日的时间）。Cerveny（1991）分析这些基本因素，而 Berger 等（1993）再次进行。结论是 $\bar{W}$ 上的变化是由进动数据所描述，虽然在非平衡时间条件下不间断的日或夜的高纬度实验条件同样具有一个强的倾角（obliquity）组分。对于一个给定的“局部”季节，这些进动占优势的日照率信息摆脱在北半球和南半球之间的相。在另一方面，在冬至日或夏至日日照率显示高的仰角（低 Z）－即对冰表面非常灵敏，揭示 W 是遍及近子午线 Z 值时间积分，在全部纬度主要是倾角（obliquity）组分。正如 Cerveny（1991）评论，这“极子午线仰角级别”或“子午线天顶级别”（Berger 等，1993）增强倾角（obliquity）。倾角（obliquity）是在北半球和南半球之间的相，能解释最后间冰期的半球同步；这些同步间冰期不能用昼夜，进动占优（即反相）的夏季日照率来解释。在 Short 等（1991）的能量平衡模式中日照率的表面积分进一步了解在轨道尺度上潜在的气候对日照率的响应是可能的，并同样解释轨道能量从进动数据进入偏心率的气候转变。这产生在地层学记录上观察到的著名的 100ka 变化和在回归线区的半进动带。

2.1.2.4　地球轨道和气候的地层学表述

一系列的地球物理和地球化学方法用于提供长期连续和高分辨地层信息：声速、阻抗、天然γ射线、中子密度、红外光谱和近紫外光谱、湿体密度、γ射线衰减孔隙度评价（GRAPE）、磁导率和光密度计、氧同位素和其它稳定同位素。Olsen（1984），Weedon（1989）发展沉积相分类评定方法。地层年代除了生物化石外，使用放射性同位素，例如，$^{40}Ar/^{39}Ar$ 和单颗锆石 U / Pb 稀释法等。

进行轨道力地层学研究时，必须排除许多干扰。例如，不稳定积累、生物微扰、成岩作用、变形、测量误差和信息畸变等，以及沉积学调谐的影响。信息分析采用 Fourier 分析、小波分析、Monte Carlo 模式、复杂解调分析、包络线反转、复杂信号分析和周期调制分析等。另外，发展了各种评价

周期信息可靠性的方法。

20 世纪 80 年代以来研究了不同地质年代和气候环境的许多 dm－m 尺度地层。主要数据来自海相地层，其中有许多高质量的连续记录。例如，Devil’s Hole 0.5Ma 的脉方解石系列（Winograd 等，1992），来自哥伦比亚的前 Bogota 湖和希腊 Macedonia 区约 1.0 Ma 更新统孢粉学系列，2.4 Ma 的中国黄土记录，Baikal 湖 5Ma 生物二氧化硅记录，东北美 Newark 盆地晚三叠系－早侏罗系约 40 Ma 记录，来自双孔和中纬度大陆内部的晚更新统冰心。目前已能提供近于连续的渐新统以来的轨道力地层学。更早的前第三系的记录是不完整的。

2.1.2.4.1　　轨道信号显示

20 世纪 50 年代观察到晚三叠系 Dachstein 建造中的 Lofer 韵律层中米级韵律厚度以 5：1 图式重复，相分析建议海平面升降的振荡变化导致韵律形成；地质年代学测定表明韵律平均形成时间 21.1ka。Lofer 韵律层可以解释为在地球轨道控制下海平面反复振荡的沉积响应。随后，近于 5：1 包札图式有一系列报道，主要见于新生代碳酸盐岩；目前广泛认为这是由进动 e sinϖ机制所导致，并且这包札为来自偏心率 *e* 的 100 ka 组分所调制。Schwaracher 和 Fischer（1982）发现次级的，意大利下白垩系 Maiolica 灰岩的周期中在 5：1 包札基础上叠加有较低频的 20：1 包札图式；这被解释为偏心率调制的 400 ka 组分的证据。Herbert（1992）考虑更复杂的设想，变化的 Maiolica 循环厚度联系着进动数据旋回的调制宽度和振幅，所以导致循环地层学和轨道信号分析进入一个新的定量范围－称为振幅调制（AM）和频率调制（FM）分析。

Liu（1995，1998）利用复杂的讯号分析，即一个传统的研究不稳定时间系列技术来考虑地球倾角（obliquity）频率变化（或频率调制）。这技术把实际轨道讯号 *f*（*t*）处理为复数变化

$$F(t)=f(t)+\mathrm{i}f^{*}(t)=A(t)\exp[\mathrm{i}\theta(t)] \qquad (5.34)$$

式中相移 90°符号 *f**（*t*）来自 Hilbert 的 *f*（*t*）转换。这样，符号的振幅调制为

$$A(t)=[f^{2}(t)+f^{*2}()]^{0.5} \qquad (5.35)$$

频率调制为

$$\eta(t)=\frac{d\theta(t)}{dt}=\frac{f(t)\dfrac{d}{dt}f^{*}(t)-f^{*}(t)\dfrac{d}{dt}f(t)}{f^{2}(t)+f^{*2}(t)} \qquad (5.36)$$

方程（5.35）和（5.36）可计算进动数据和倾角（obliquity）振幅和频率调制系列，显示观察倾角（obliquity）的频率调制具有 100 ka 周期，Liu 怀疑这是晚渐新统冰期的主要控制因素。

2.1.2.4.2　　进动数据调制：进动数据跟踪标准化日－地距离，正如围绕地球（旋转）偏心轨道二分点（equinoxes）过程，在 *W* 中表现为ρ^{-2}，其平均值为 1，和范围在[0.9，1.1]。进动数据由轨道偏心率 *e* 以振幅和频率两者调制，正如在 AM 和 FM 系列中对过去 10Ma 从 *e* sinϖ计算出的结果。这些系列的能量谱显示偏心率基本模式，在 FM 谱中 97 ka 组分的奇怪例外是被禁戒（这是 100 ka 谱“洞”，描述于 Herbert，1992）。这组分中心位于 404 ka，127 ka 和 97 ka 是直接联系着第一个五个偏心率组分。这在 2.5 Ma，1.0 Ma 和 670 ka 的低能量组分是联系着 g_4-g_3，g_1-g_5 和 g_1-g_2 对偏心率的贡献。204 ka 是当 404 ka 和 19 ka 组分通过最大值时表现的瞬间信号。73 ka 和 63 ka 同样是 404 ka 和 19 ka 组分通过最小值时瞬间出现。在 AM 与 FM 组分之间的相互关系完全用谱相干分析来揭示。上述组分在 AM 和 FM 系列之间全部是高度相干的，但是反相谱揭露某些奇怪的谱峰：在 0°相角 404 ka 和 204 ka 的 AM 和 FM 组分，在 180°相角为 127 ka 和 97 ka，正如在 2.5 Ma。另一方面，在这些频率中当进动旋回振幅相对较高时，它们的周期相对短，反之亦然。

2.1.2.4.3　　倾角（obliquity）调制：倾角（obliquity）的 AM 和 FM 系列的调制图式完全不同于进动数据时，由于它们的相当大的分离成因。进动数据调制源于 *k* 对久期频率 g_m 的微扰；而倾角（obliquity）调制来自 *k* 对 s_m 的微扰。倾角（obliquity）调制不像进动数据的偏心率调制，不能联系

简单的物理机制。这样，AM 和 FM 系列称为形成于 s_m 的“差拍”频率，即不同的音调。倾角（obliquity）调制能量谱显示一系列的调制频率，并清楚地区别于进动调制。再者，组分的相对能量在 AM 和 FM 谱之间不同。这相干性和反相谱在振幅和频率调制之间显示某些复杂的关系。174 ka 组分是相移，具有旋回周期增加所导致旋回振幅以 45°增加，也就是说约 174 ka / 8＝22 ka，或者倾角（obliquity）的一半。110 ka 和 98 ka 组分记录一个大约 90°的反相，即旋回振幅增加所导致旋回宽度（duration）增加，同样由于倾角（obliquity）旋回的一半。1.1 Ma 的 AM 和 FM 组分是相超出 180°。

2.1.2.4.4　地层学与节拍分析的比较：旋回调制分析最适合于讨论跨度百万年和具有约百次旋回的地层部分。例如，进动数据重要的 404 ka 调制的确定要求时间跨度至少 808 ka（两倍于旋回的时间）。在这样长的时间间隔范围内，堆积速度倾向于有实质性变化；从这样的地层学研究中重建 AM 和 FM 信号将遭受某些畸变。例如，在来自 10 Ma 长的进动系列的 AM 系列，该进动系列有两个地层学部分－一个以 1cm / ka 固定速度堆积的 100m 厚的地层学部分（系列 A），和堆积速度从 1cm / k 增加到 2cm / ka 以 10 Ma 周期，形成近 200 m 厚度（系列 B）。

2.1.2.4.5　轨道力地层学

基于地球轨道变化的周期性和准周期性研究，地球轨道参数理论可以提供 16Ma 以来的精确天文历，而某些轨道偏心率模式能用于轨道－地层计算达数百 Ma 时段。轨道信号能提供中新世以来的高分辨轨道年代地层学框架。在中生代时段轨道频率的识别导致对整个地质幕高分辨“浮动”时间尺度。地球动力学的椭园状态能被估算通过高逼真地层学的地球物理模式。太阳系响应的考查目前可能通过数百万年长的地层学系列搜集延伸进入更遥远的地质时代，以解决地质年代学，地球动力学和天文动力学长期存在的某些问题。

在地球轨道力地层学研究中，旋回图式识别正作为在地层常中确定轨道信号的一个基本方法。描述和解释轨道信号相对比较简单，而确定则有较大的难度。这个学科要求一个分析和模拟技术的武库。研究表明，对一个特定的情况某个方法是合适的，而另一个方法则失败。例如，对于侏罗纪 Domaro 灰岩和页岩岩性学，通常谱分析未能解决，而 FM 节拍分析却给出轨道信号。然而，许多旋回地层学系列仍不能产生它们的轨道信号。目前仍不能给出这种非轨道类别的确定方法，虽然在某些细节上被假设。

Hinnov（2000）阐述古代旋回地层和应用地层学研究所面临的典型问题，介绍五方面的新研究方向：1 不连续地层的时间分析；2 超高分辨地层学信号的测定；3 关于 100ka 更新统冰期问题的新见解；4 对于太阳系响应模式的地层学证据；5 从轨道力地层学估算显生宇日长。

用地球轨道力地层学可以研究不同气候灵敏度的沉积环境变化：深海（白垩纪 Fucoid Marls，和 Plio－Pleistocene 海洋同位素），半深海（侏罗纪 Domaro 灰岩和渐新世－中新世 Ceara 白垩），浅海（寒武－奥陶纪 Aisha-Bibi 海山）和湖泊（Newark 系列）。一般说来，强的信号预期优先出现在长期存在的湖泊，由于极端地气候对比趋向于大陆特征。然而，深海记录显示海洋环境同样对轨道力有非常好的响应，特别是它们在热带和亚热带富含有机物产生的碳酸盐岩。最弱的轨道力证据来自浅海碳酸盐记录。寒武－奥陶纪 Aisha-Bibi 海山剖面是联系这些相的普遍问题的典型。良好保存浅海潮缘上升区旋回提供一个相对海平面变化的灵敏记录；可以预期，轨道力海平面振荡将留下强烈印记在它们的堆积上。然而，由于下沉，长期海平面升降，潮水起伏陆进（自旋回）和非沉积的长期间隔的改变的竞争力能压倒任何在海平面变化中的正常高频组分。这导致在最后的地层学上的“失落节拍”信号。

2.2　地球的长周期节律

20 世纪 60、70 年代人们根据同位素年龄数据，注意到地球演化、岩浆活动、变质作用和造山运动存在周期性，并将其归结为天体运行规律的宏观制约、包括地球公转、自转运动变化以及太阳系绕银河系中心旋转周期一一银河年（cosmic year）对地球演化的影响等。根据恒星视向速度观察和射电天文资料计算表明银河年的长度大约 220～250Ma。这一周期与地球活动周期在误差范围内相当吻合。天体物理模式的观测和计算也表明 140 和 360Ma 时太阳系受到银河系的向心力为极大值，这

一时间也刚好与宇宙两次最强烈的热事件相符（图 5）：大量的古地磁倒转资料也证明倒转的长周期规律与银河年一致、即正向极性百分比出现极值的时间往往与热事件的峰值相对应（朱炳泉和周清华，1976）。这些资料给我们的启示是：地球的演化、板块的运动、岩石圈构造的发展以及造山带和拉张盆地的形成和演化等地质过程，既受球内因素的制约也受球外因素的影响，是两者的共同作用控制了岩石圈板块的动力学和运动学机制，也使造山带与拉张盆地的转化成为无序中的有序、随机中的确定、混沌中的分形的非线性自组织过程。

从目前研究结果来看，下述长周期节律更类似于过去槽台理论中旋回概念的再版，都还处于节律研究的初期阶段。很可能地质作用长周期节律受到多种因素的制约。例如，宇宙对地球的作用，是否直接表现为板块构造的各种作用，还是经由地核和地幔才逐渐表现出来。

2.2.1 海平面变化

海平面变化，以及所导致的海退－海进沉积旋回反映水圈对节律周期的响应。它首先表现为大幅度的海平面下降。这在喜马拉雅地区显现的颇为典型。从上二叠统至始新统含六个旋回，底界以不整合为标志。分别位于吴家坪阶下部（255Ma）、Norian 阶顶部（215 Ma）、Aalenian 阶下部（177 Ma）、Tithonian 阶中部（138 Ma）、Albian 阶下部（105 Ma）、Maastrichtian 阶上部（68 Ma）和始新统顶部（36 Ma）。在南海还有上新统顶部（3 Ma）。这七个突变点不仅能与中东、欧洲、北美、非洲和澳大利亚主要沉积层序相对应，大部分也能与大西洋、太平洋、北冰洋和印度洋深海钻探结果相对比，并与中－新生代全球海平面变化曲线重要拐点吻合。

我国古生界有九个海平面下降时间，分别位于栖霞阶底部（290 Ma）、德坞阶顶部（325 Ma）、锡矿山阶下部（367 Ma）、妙高阶顶部（407 Ma）、五峰阶顶部（439 Ma）、庙坡阶底部（468 Ma）、两河口阶底部（504 Ma）、沧浪铺阶下部（538 Ma）和梅树村阶底部（570 Ma）。这些在欧洲、北美和澳大利亚也有良好的表现，具有大体一致的同时性。

海平面变化的节律可分为自节律、他节律和耦合节律三类。自节律指水由液态与固态转化所造成，驱动机制是气候冷暖。例如，晚震旦纪、奥陶纪－志留纪之交、早泥盆世布拉格期和晚石炭世海平面变化（图 5.37）。一般来说，低海平面对应大气中低 CO_2 和冰期。

图 5.37　震旦纪以来全球海平面变化与沉积和构造事件的关系（龚一鸣，1997）

他节律指体积变化。这由地球的胀缩、大陆的聚散、洋中脊消失、板块开合、盆地的升降、沉积物供应速度等因素所控制。前三者造成长周期变化。例如，奥陶纪高海平面至白垩纪高海平面的旋回。后三者会造成短周期的区域变化。例如，中泥盆世吉维特期的变化。

耦合节律是上述两种机制的叠加。例如，二叠纪－三叠纪交界处晚泥盆世弗拉斯期－法门期。

2.2.2 生物集群灭绝

显生宙最重要的七次生物集群灭绝位于新元古代末（570 Ma）、寒武纪末（510～505 Ma）、奥陶纪末（439 Ma）、晚泥盆世弗拉斯－法门之交（367 Ma）、晚二叠世（255～250 Ma）、晚三叠世诺利末期（215～210 Ma）和白垩纪末（66 Ma），与上述海平面下降时间基本吻合。Raup 等（Raup 和 Sepkoski，1986；Raup，1990；Sepkoski，1993）强调的中，新生代生物灭绝，例如中侏罗世早期（176 Ma）、晚侏罗世末（135 Ma）、早白垩世 Aptian－Albian 之交（107 Ma）、始新世末（36 Ma）、和上新世晚期（1.7 Ma），也基本发生在上述节律期间。

2.2.3 古地磁

20 世纪 80 年代末第三代全球洋底磁条带图研究揭示三大洋洋底在距今 160Ma、139 Ma、和 97Ma 前发生过三次几乎同时的重大裂解作用。图中提出洋底增生概念。并把三大洋分出 49 个增生单元，6 个增生阶段（表 5.29）。这与中国及邻区构造活动主要时间 135、90、60、20 和 10Ma 相近。

表 5.29　三大洋洋底增生的构造活动（Ma）（马宗晋等，1998）

	时　间	太　平　洋	大　西　洋	印　度　洋
1	156.6	156.6	156.6	156.6
2	130～97	一个生存很短的新单元	5 个新增生单元	2 个新增生单元
3	97～58	旧单元仃，增新单元		旧单元仃，增新单元
4	58～36			旧单元仃，增新单元
5	36～10			
6	10～0			

Rampino 等（Stother and Rampino，1990；Rampino and Caldeira，1992；Rampino and Stother，1993）认为磁极倒转周期为 33±1 Ma。Milanovsky（1997）考虑古地磁与地球脉动关系，认为存在 1000、250～300、50～150、5～50 和 1～5 Ma 旋回。

2.2.4　岩浆活动旋回

古生代有 10 次全球性的岩浆侵入活动，具有约为 35 Ma 的周期。显生宙 38 个重要金伯利岩和 49 个碳酸岩侵入年龄分析显示有 35±1 Ma 和 34±5 Ma 周期。大陆溢流玄武岩是地史上最引人注目的岩浆活动事件之一。西伯利亚和印度德干 CFB 与节律相符。晚二叠世以来研究较好的 13 个 CFB 基本反映 35 Ma 的节律。

邓晋福等（1997）总结了岩浆活动旋回，并与地球多层对流对照讨论（表 5.30）

表 5.30　岩浆活动旋回与地球多层对流系统（邓晋福等，1997）

地层层序	周期（Ma）	实　　例	地球多层对流系统
巨层序 （Gs） （超级）	500～600 （Pangea 尺度） 200～300 （欧亚大陆或 Tethys 尺度）	江南古陆 Ms/r，750～950Ma 阿巴拉契亚、中欧、海西期 Ms/r （伊比利，280Ma） 东 Tethys 蛇绿岩，340～350 Ma （哀牢山 342Ma，罗布莎 350Ma） 冈底斯陆－陆碰撞火山岩 （喜马拉雅山林子宗组 65Ma）	D″层以上全地幔对流系统 （及其逆转）
大层序 （Mg） （一级）	60～120 （中国大陆 尺度)）	西部: 中生代 Tethys 发育阶段 碰撞造山火山岩（始于 65Ma） 东部: 燕山期火成岩（200～130 Ma）～100Ma 大陆裂谷玄武岩（始于 60 Ma）	400km 以上对流系统 （大陆根－地幔羽构造）
中层序 （Ms） （二级）	30～40 （区域造山带尺度）	青藏北缘 sh，始于 39Ma 青藏南缘 Ms/r，始于 35Ma 东部造山后 A/r，36～100Ma	岩石圈系统 （岩石圈根与去根）
正层序套 （二级）	10～20 （单个造山带 尺度）	高喜马拉雅带 Ms/r，24～14Ma 冈底斯南缘 Ms/r，25～23Ma 藏北 sh，39～20Ma 可可西里 sh，24～14Ma 东部新生代 r 超单元（ΔT=10～20Ma）	陆壳系统 （一幕陆内俯冲或岩浆底侵作用）

Ms/r 和 A/r 分别为白云母(或二云母)和 A 型花岗岩， sh 为钾玄岩系列

2.2.5　造山运动

Still（1950）毕生研究全球造山运动的同时期性规律。他认为显生宙有 18 个构造幕，经年龄核定，33±3Ma 代表全球构造幕的重要周期。Sutton（1963）提出全球构造演化巨旋回－造盾旋回或固化旋回概念。Khain（1971）讨论构造作用的一般规律，提出全球构造运动具有一定韵律性和旋回性，不同地区或强或弱，但不存在 Still 提出的全球同时性规律。Damon（1971）认为，古生代以来的造山运动可归纳为 15 个集中期，平均周期为 36 Ma。其他学者根据地层不整合研究，提出周期为 35～40 Ma。Williarm（1980）主编的“大旋回”对大地构造、地层、古生物、古地磁、稳定同位素地球化学等方面都提出地球长期韵律。

Rompino 和 Stothers（1984a，b），Stothers （1985），Rompino 和 Stothers（1993）对地质事件进

行统计，认为存在两个主要的稳定周期，分别为 33±3Ma 和 260±25Ma（表 5.31）。这两个周期与彗星撞击地球的周期相当，可能是太阳系周期穿越银河系的银道面时，与星际云相互作用的结果。

表 5.31　地质事件的周期（Ma）（Rompino 和 Stothers，1984a）

地质事件	次数	时间限度	周期 1	周期 2
二级旋回	8	0～250	33±1	
海底扩张不整合	7	0～180	34±2	
构造事件	18	0～600	33±3	270
碳酸盐岩扩张	28	0～600	34±5	235
		600～1840		280
科马提岩扩张	38	0～420	35±1	280
古地磁倒转	24	0～570	33±1	285
生物集群灭绝	9	0～250	30±1	
撞击事件	65	0～600	32±1	260

王战（1997）认为地球的最主要节律是 20×10^8 a 和 4×10^8 a，它们的合成可以出现 20×10^8 a 和 4×10^8 a 的节律。但他的划分多从地球化学特征出发，且各期的时间延伸很长，更像是阶段划分。

崔盛芹和吴珍汉（1987）总结中国构造运动后指出，主要构造运动或主要造山运动，在中国及邻近不同构造区之间有一定可比性和大致等时性。可以划分为下列构造活动序列：太古宙－古元古代末（3.8～1.8Ga）；中元古代－新元古代初（1.8～1.0Ga）；新元古代－印支早期（1.0～0.24Ga）；印支晚期－喜马拉雅期（240Ma～0）。

2.2.6　古陆形成

板块构造理论兴起后，对最后一次石炭纪－二叠纪大陆拚合及其时间论述颇多。1991 年国外学者提出新元古代（1.2～1.0Ga）形成超大陆的看法，认为以劳伦古陆为中心发生聚集。这个拚合的特点是澳大利亚与北美西部拚合，它们后来为大西洋裂谷所分开；南美古安第斯与北美东部拚合，它们后来为北美大西洋裂谷所分隔。地层、沉积、构造、矿床、稳定同位素、地质年龄、古生物和古地磁的研究为这些拚合提供了证据。之后，在 0.7～0.8Ga 时发生劳伦古陆与南美、东南极、澳大利亚分开的海底扩张运动。

王鸿祯（1997）提出地球史上的五次联合，形成古陆：2500 Ma；1950 Ma；1450 Ma；850 Ma 和 250 Ma。250 Ma 由 Gondwana 和 Laurasia 两个超级大陆组成。大陆大体呈纬向半球型（图 5.38）。850 Ma 大陆分布呈环赤道型，略偏南半球，方向略偏 NWW－SEE（图 5.39）。1450 Ma 接近纬向半球型（图 5.40）。1950 Ma 又是环赤道型。即大致存在有 500～600 Ma 的节律周期。约相当于两个银河年。这与过去文献认为的 250～399 Ma 的古陆聚散周期有所不同。王鸿祯（1997）并提出阶段性不对称有限膨胀的认识。

图 5.38　联合古陆的 250 Ma 再造图（王鸿祯，1997）

图 5.39　联合古陆的 850 Ma 再造图（王鸿祯，1997）

图 5.40　联合古陆的 1450 Ma 再造图（王鸿祯，1997）

Milanovsky（1997）提出地球膨胀和收缩的脉动旋回特征。他认为脉动旋回有不同级次。超级旋回约 1Ga；巨旋回 250～300Ma；一级旋回 50～150Ma；二级旋回 5～50Ma；三级旋回 1～5Ma。

2.2.7　陨石撞击

Alwarez 等（1984）根据 88 个陨石坑分析发现晚三叠世以来陨石坑有七个集中期，周期约为 28.4Ma。Rampino 等（Stother and Rampino，1990；Rampino and Caldeira，1992；Rampino and Stother，

1993）认为存在 32～33Ma 的周期。

2.2.8　全球气候

大气圈中气候冷暖有明显的节律。地球大气三次变冷分别处于震旦纪－早寒武世、晚石炭世－早二叠世和第四纪。另一次时间较短和影响较小的变冷事件在晚奥陶世－早志留世。气候变冷的特征是：冰碛岩和大陆冰盖发育、非暖水碳酸盐发育，碳酸盐沉积速率低，小于 10cm / 1000a，气候分带显著，全球温度大幅度降低，$\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 有明显异常，大气 CO_2 分压低。这三次变冷的周期约为 290Ma，这与银河年吻合。

地球史上大气氧化还原条件的变化反映为大规模缺氧时期，主要缺氧发育于寒武纪初期、奥陶纪－志留纪交界、晚泥盆世弗拉期－法门期交界、晚石炭世－早二叠世交界、二叠纪－三叠纪交界和三叠纪－侏罗纪交界。其中除寒武纪初期和晚石炭世－早二叠世的两次缺氧事件外，均与显生宙中四次生物集群灭绝事件大体相符。Berner 等（1989）根据有机碳和黄铁矿中硫的埋藏和风化速度，估算出显生宙大气圈氧含量变化（图 5.41）。其中与寒武纪初期、二叠纪－三叠纪和三叠纪－侏罗纪的缺氧事件基本相应。这表明缺氧事件起因较复杂，与地史中动植物演化、大气圈氧含量变化和气候等因素都有关连。Berner（1993，1994）研究表明，低海平面时期与大气中低 CO_2 含量期有明显对应关系。

Rampino 等（Rampino and Caldeira，1992；Rampino and Stother，1993）根据特殊沉积组合分布规律表明古生代以来全球古气候变化有 33 Ma 的周期。

图 5.41　显生宙大气圈的氧含量曲线（Berner 等,1989）

5.4.2.3　控制地球节律的因素

从宇宙－太阳系－地球系统出发，可以把地球的节律划分为不同的级别（表 5.32）其中最大的节律联系着银河年（28～30 亿年）。二级联系着太阳系和地球相对于银河系的运动。

澳大利亚 Glikson（1997）从西澳前寒武纪小天体撞击事件出发，提出 35～6 亿年间存在 300Ma 周期。与南非 Cooperl 的两级旋回（300 和 100Ma）中的 300 Ma 吻合。60～120Ma 节律可能与陆壳下的地幔热周期有关。也可能与南非的二级旋回对比。中国东部 ordos 陆核和塔里木地区显生宙地层中均可辨识，俄罗斯地台和西伯利亚地台也有类似现象。

与地质事件耦合得最好的是 30～40Ma 周期。Rampino 等（1993）、史晓颖（1996）论述这一周期，认为联系着太阳面在银道面的上下运行。2～5Ma 节律是基本的层序时限，但平均时限不一。以 0.4Ma 为主的亚层序可与 Milankovitch 长周期对应。以 0.04Ma 为主的微层序则与 Milankovitch 短周期对应。冰心$\delta^{18}O$ 记录全新世风沙层与泥炭层互层的 200 a 周期，和 200a 准周期叠加的 800a 周期，11a 的太阳黑子周期和 22a 黑子磁场周期。此外，有条带状硅铁的季候年纹层、冰川的年纹层或双纹层、藻的双纹层、风暴纹层、以及潮汐束状层等。

与地球节律相联系的生物节律，被称为古生物钟。Wells（1962）发现泥盆纪珊瑚表壁纹层有 400 个左右的生长周期，解释为每一个纹层代表一天。400 个则为一年。随后，许多人对珊瑚、瓣鳃类、叠层石、箭石等化石进行研究。证实在显生宙中，古生代以来每年的日数减少，这与月球逐渐远离地球，地球自转速度减慢有关。这也排除了月球在中生代从地球分出的可能性。Williams（1989）总结了 10 亿年来地球每年的日数变化（图 5.42）。

图 5.42　10 亿年来地球每年的日数变化与可能有关现象的对比（Williams，1989）

表 5.32　　沉积节律系统及级次划分（孟祥化，1997）

<table>
<tr><td>地 月 场</td><td>日光场</td><td colspan="3">地 球 轨 道 场</td><td>太阳-小行星群场</td><td>太阳-银河系轨道场</td><td>地壳均匀热沉降场</td><td>银河与地球圈层演化场</td><td>超级银河年引起的类行星圈层演化</td></tr>
<tr><td rowspan="2">风暴周期
季节性周期
潮汐周期
内波周期</td><td rowspan="2">黑子周期

日光周期</td><td rowspan="2">岁差,轴斜率短米氏周期</td><td colspan="2">偏心率</td><td rowspan="2">小行星群轨道周期</td><td rowspan="2">银道周期</td><td rowspan="2">克拉通热周期</td><td rowspan="2">地球,太阳系绕银河旋转,地核环流大冰期,银河年周期</td><td rowspan="2">银河年超周期</td></tr>
<tr><td>中米氏周期</td><td>长米氏周期</td></tr>
<tr><td>日-月-年(a)</td><td>10-1000 a</td><td>0.02-0.04 Ma</td><td>0.1 Ma</td><td>0.4 Ma</td><td>2-5 Ma</td><td>30-40 Ma</td><td>60-120 Ma</td><td>0.3-0.6 Ga</td><td>1-2 Ga</td></tr>
<tr><td>超微对偶层</td><td>超微层序</td><td>超微层序</td><td>细层序</td><td>亚层序</td><td>层序</td><td>中层序</td><td>巨层序</td><td>超巨层序</td><td>超巨层序组</td></tr>
<tr><td colspan="2">超微节律</td><td colspan="3">微节律</td><td>标准节律</td><td colspan="4">巨-超巨节律</td></tr>
<tr><td>10 th</td><td>9 th</td><td>8 th</td><td>7 th</td><td>6 th</td><td>5 th</td><td>4 th</td><td>3 th</td><td>2 th</td><td>1th</td></tr>
<tr><td colspan="10">沉积节律级次</td></tr>
</table>

世界上没有绝对真理，智者苦苦探索而得到的看似真理的东西，其实都不可避免地带有某些假设的成分　　－－德日进

第六章　　全球变化

全球变化或称全球环境变化，是人类出现以来面临的最为艰辛的科学挑战。它联系着人类的生存和发展，以至于地球的未来。在步入新世纪之际，各国决策者为了使经济持续发展，不得不正视全球环境日益恶化的严峻现实。科学家必须通过研究全球变化来预测未来，至少 20～50 年环境变化趋势，为进行政治、经济、社会和外交决策提供科学依据。

当前，人类处于人口膨胀、资源匾乏和环境恶化三大危机之中。其中环境恶化严重制约着人类的生存和资源的持续开发利用。影响全球环境的温室效应、臭氧层破坏、酸雨威胁、土地的侵蚀和退化、森林锐减、荒漠化蔓延、淡水资源短缺、自然灾害频发和加剧、环境污染、生态平衡破坏、物种灭绝等一系列重大问题困扰着人类。地球的生命支持系统面临崩溃，地球的持续可居住性的前景已成为全人类共同的忧虑。

全球的人口膨胀助长了环境的恶化。近二百年来世界人口剧增。从 1800 年达 10 亿人开始，经过 130 年达到 20 亿，经 30 年 1960 年达到 30 亿，经过 15 年 1975 年达到 40 亿，1987 年 7 月 11 日达到 50 亿，1999 年 10 月 12 日达到 60 亿。预计 2050 年全球人口将增加到 80－93 亿，其中发展中国家的人口将从 75％增加到 85％。对此，1991－1992 年英国伦敦皇家学会、美国国家科学院和瑞典皇家科学家联合发表声明：“如果现在对于人口增长的预计没有错误，并且人们对这个星球的行为方式不变，那么，科学和技术也无法阻止自然环境不可逆转的退化和世界上很多地区持续性的贫困”。

对此。最初人们普遍强调控制人口出生率。在 1994 年开罗会议上各国才在更深层次上取得共识。开罗会议的行动纲领认为：富国的消费和穷国的人口增长都给地区和全球环境带来压力。1994 年美国国家资源保护委员会报告表明，发达国家人口占世界 22％，资源消耗量占世界的 66％，产生的废弃物占全世界的 75％。所以，不能只推行计划生育，更要促进发展。因此，控制环境恶化的科学行动中隐伏着尖锐的政治和经济斗争。

当前，环境问题的严重性在于它们不再只是局部的或区域的问题，而是跨越国界的全球性问题，如气候变暖，臭氧洞的形成和加剧，沙漠化和水资源短缺，植被破坏和物种大量消失等等，无一不是全球面临的共同问题。就科学内容而言，这些重大的环境问题也已经远远超过了单一学科的范围，往往涉及地质、大气、海洋、土壤、生物等各类环境因子，又与物理、化学和生物过程有密切关联。只有从地球系统的整体着手才有可能了解这些问题产生的原因，只有各国共同努力才能给出解决的办法。

全球变化是指包括气候在内的全球环境的变化。造成全球环境状况的主要因素是自然驱动力和人类活动。固体地球深处的内能驱动和太阳能驱动是地球系统两大自然驱动力。
其中十至百年时间尺度的地球环境变化，主要是由太阳能驱动的气候系统以及生物地球化学循环调控着。

气候系统是由大气圈、水圈、陆地圈、冰雪圈和生物圈组成。生物地球化学循环系统是指在全球环境中各种基本元素，如碳、氮、硫、磷等的流动，以及它们与存在于环境中的生命物质之间的相互影响。这两个大系统之间有非常强烈的相互作用。生物地球化学循环对气候系统的作用主要是通过对流层大气中，包括有温室作用的痕量气体和平流层中的臭氧来实现。反之，气候系统对生物地球化学循环也有直接而重大的反馈。大气、河流和海洋可以使组成生物地球化学循环的各种化学

要素在不同地区之间和不同生态环境之间往返输送；通过降水和加热作用，气候系统影响着化学过程；通过对生物群落和生态系统的作用，气候系统影响着生物地球化学成份的源和汇的强度。除了两大系统间的相互作用外，各自系统内部的子系统也有着非常复杂的相互作用。大气圈、水圈、陆地圈、冰雪圈和生物圈中的各种物理过程和生物过程交织在一起，相互影响着气候系统的变化。包括气候在内的地球环境就是在上述高度复杂过程中变化着。综上所述，全球变化可以归结为是地球系统的物理－化学过程、生物过程和人类活动，以及三者之间的相互作用引起的。

在这种过程中生物过程，特别是人类活动起着越来越大的作用。目前人类活动已成为引起地球环境演变的最活跃因素之一。对十年到百年时间尺度的环境演变来说，人类活动对环境影响的能力已经可以同自然界的推动力相比，甚至超过之。人类影响已不仅是是全球性的，而且是单向性的。例如，化石燃料的燃烧、哺乳动物的大量饲养和水稻的大量种植等，都增加大气中温室气体（CO_2、CH_4等）的含量，进而影响全球气候。人类向大气中释放的氯氟碳化合物（CFCs）气体被输送到平流层，引起臭氧含量的锐减。而农业、林业和其他各种土地的利用，工业活动、废物处理等都严重影响陆地及沿海的生态系统，引起植物生产力、水资源和大气化学成分的变化，使环境严重恶化。

显然，全球环境变化的一个重要特点是，许多重大环境问题主要是人类的不合理开发利用所造成的，并正在继续加剧，从而可能对未来人类的生存环境产生长远的不可逆转的后果。可是，当前全球变化研究中最关键的或最困难的课题是如何区分全球环境变化中的自然因素作用和人类活动的结果，和两者所占的份额，以及两者是如何相互调控的。人类只有对自然界和人类自身的作用有了比较清晰的了解，才能比较自由地驾驭人类赖以生存的环境朝着有益于人类生存的方向演变。这就是全球变化研究的战略目标。

全球变化的重要性，已经引起世界各国科学家和政府首脑的重视。1975 年联合国在瑞典斯德哥尔摩召开第一届人类环境会议。“只有一个地球”的口号充分表达了人类对日益恶化的地球环境的严重关注。显然，人类与环境的协调发展是走出困境的唯一之路。

20 世纪以来，自然科学的各个分支，尤其地学、生物学的研究，全球空间遥感和计算机技术的高度发展，使我们有条件对地球进行全球性连续监测，能进行大跨度的学科交叉，综合研究地球的各个子系统。在此基础上通过联合国和国科联（ICSU）、国际社科联（1SSC）的努力，从 70 年代开始酝酿，到 90 年代形成一个前所未有的国际科学合作研究行动——全球变化研究计划。这个计划涉及三个相互联系、各有侧重的国际计划组成：世界气候研究计划（WCRP），国际地圈－生物圈计划（IGBP）和全球环境变化的人文科学研究（IHDP）。这样，人类从局部地区的环境污染研究和治理，走向全球生态环境变化机理的研究。为未来几十年至一百年地球系统的气候和生态环境的演变、预测和对策提供科学依据。其特点概括如下：

1 全球变化研究是以各个学科之间的交叉范畴作为主要研究领域。

2 全球变化研究强调对地球系统整体行为的研究，研究地球各圈层间的相互关联和相互作用，从而从整体上把握和理解环境演变的规律和原因，最终实现对环境变化的预测。在方法论上突破传统学科的界限，不仅包括地球系统中无生命系统各部分之间的相互作用，而且强调从生命世界与无生命世界之间的联系上，揭示全球变化的时空演化，突出人在环境变化中的作用，并发展自然科学与社会科学之间的相互联系。

3 全球环境数据的获取是全球变化研究中第一优先目标，为此，通过各国合作部署和实现全球观测系统：地球观测系统（EOS），全球陆地观测系统（GTOS），全球气候观测系统（GCOS），全球海洋观测系统（GOOS）和全球环境监测系统（GEMS）等综合技术对全球进行长时间连续监测，结合现场观测，开展全球变化资料的分析和解释。

4 强调理论模式和数值模拟研究，建立全球变化模式，把气候、生态、化学以及人类活动过程耦合起来，来描述地球系统复杂的相互作用，发展具有预测能力的数值模式，预测未来数十年至数百年时间尺度上的全球环境变化，以减缓或适应全球变化的影响。

5 全球变化研究具有明确的应用目标和全局性战略意义，它的研究成果将能直接用于自然资源

的合理开发利用，水、土壤和空气污染的控制，全球环境问题重大决策的制定，从而为人类社会可持续发展提供可靠依据。

全球变化的研究成为当今地球科学的最前沿课题，受到各国政府、科学团体以至大众传媒和社会公众的普遍关注。对全球变化研究的贡献实质上已成为衡量一个国家科学技术总体发展水平的重要标志。不少相关问题已涉足于外交舞台和国际争端之中。

中国是世界上人口、资源、环境形势最为严峻的国家之一。《中国 21 世纪对中国的现状和未来》作出 “中国仍将长期面临人口、资源、环境与经济发展的巨大压力和尖锐矛盾”的判断，同时，“只有保持较快的经济增长速度才可能解决各方面的困难”。《2000 中国可持续发展战略报告》也提出我国分三步实现可持续发展战略的构思，其中“三大非对称性零增长”：即 2030 年实现人口规模零增长，2040 年实现能源和资源消耗零增长，2050 年实现生态环境退化速度零增长，表明了中国对环境经济之间互动关系的理解和态度。因此，我国在保持较快的经济增长速度的前提下，维护并改善环境质量，既有意义也有必要。

第一节　　全球气候

全球气候变化是全球变化研究的基本内容。它涉及温室效应、臭氧、酸雨、海平面上升和厄尔尼诺现象等重大问题，联系着人类生存条件，工农业的发展，以及社会的稳定。

全球气候系统的变化见图 6.1。可以看出，太阳辐射是推动气候系统的主要驱动力。短波太阳辐射对地球进行加热，再减去地球向地外空间发出长波辐射造成的冷却。当然，火山活动也将影响气候变化。同时，还表明气候实际上有四个主要的子系统，大气、海洋、陆地和冰。对于月以上时间尺度的气候问题，只考虑大气本身是不够的，也不能把海洋、陆地等方面行为简单地处理成固定的边界条件，它们是一个相互作用的复杂系统。全球的主要气候分区见图 6.2。

图 6.1　　气候系统示意图（Lockwood，1986）

全球气候研究的近期目标是：提高气候可预报程度和认识人类活动对气候的影响。为此，需要深入了解大气－海洋－冰－陆地体系的物理过程，不断完善用于模拟的数学物理模型，以求最终在大的时空尺度上预测气候变化。面对这个极其复杂的物理系统，应当注意地是。除了物理过程以外，还有复杂的化学、生物过程影响着气候系统，它们在各种不同的时间和空间尺度上有着复杂的相互作用，并构成了一个耦合的气候系统。

为达到上述目标，对应于不同的时间尺度有三个任务：第一，建立 1－2 月天气预报的物理基础，诸如，观测控制气候的洋面温度场的初始值，对地面的边界条件，象土壤中水总贮量和蒸发量的较快变化的预测。改进降雨和云的预报，以及云参与条件下的辐射传导方程。探索与大气环流的特定等初始状态有关的预测极限。改进大气环流模型，防止长期天气预报中不符合现实的气候漂移。最重要的工作是大陆表面过程和云层辐射反馈。

其次，预测数年周期的全球气候变化。这在热带尤为明显。现在认为影响最大的是海洋，特别是热带海洋。大尺度的环流和温度异常为遥远的大气事件所驱动，并沿赤道传播。

探索大尺度海洋表面驱动力造成海面条件变化引起的平均大气响应的可预测性。变化包括北冰洋和南极海域中海冰厚度和变化范围，以及三个热带海洋盆地的海面温度变化。从而建立海洋和海冰的初始条件、使平均大气环流的精确预测成为可能。

图 6.2　　现代全球气候（Williams 等，1997）

a：热带雨林气候：全年各月平均温度＞18℃，无冬季，降水丰沛，年降水量超过年蒸发题；b：干旱气候：全年平均蒸发量超过降水量，没有水分过剩，无永久性河流；c：暖温带湿润气候：最冷月平均温度－3℃＜T＜18℃，至少有一个月平均温度＞10℃，冬夏季节分明；d：多雪－森林（寒带）气候：最冷月平均温度＞－3℃，最暖月温度＞

10℃，最暖的等温线大致与极地方向的森林界线一致；e：极地气候：最暖月平均温度＜10℃，无真正的夏季；f：高原气候

再次，研究几十年周期的大气变化，及其对人类的影响。例如，CO_2 含量的增长。由于全球海洋是关键单元，需要在上述两项任务基础上建立海洋研究计划。观测和建立与时间有关的世界海洋环流模型，模拟全球大气－海洋耦合系统。不断改进气候变化趋势长期预报的可信度，探讨由自然或人为造成的各种因素导致的气候变化，例如，微量气体、气溶胶浓度和森林砍伐等。

1　大气

大气是全球气候中最主要的子系统，是气候系统中最多变和最活跃的部分。估计整个对流层大气的特征时间或热力调整的时间量级为一个月。大气是过去气候预测的主要依据。目前更多地注意大气与海洋、陆地和冰之间的耦合，以及厄尔尼诺现象。

气候系统的辐射收支是其主要能量来源。太阳活动改变到达大气顶部的太阳辐射强度；大气成分（例如，CO_2、水汽、臭氧等）和气溶胶影响大气中的辐射传输。大部分太阳辐射被海洋和陆地吸收，然后再传输给大气。在热带加热最强，推动纬向梯度的大气流和洋流，热量输送使整个地球系统趋向平衡。全球年平均的大气辐射和热量的平衡见图 6.3。全球年平均地表温度见图 6.4。实际的气流循环的基本状况见图 2.3 和图 2.4。全球盛行风向见图 6.5。

图 6.3　年平均的大气辐射和热量的平衡图（Lydolph，1985）

图 6.4　全球年平均表面温度（℃）（Lydolph，1985）

a：一月，b：七月

图 6. 5　全球盛行风图（Robinson，1982）

a：一月，b：七月

太阳辐射的加热作用使大气层下部几公里处有间歇性的对流。但就整个对流层而言，它近于绝热的。这造成大气温度随高度升高而降低。

云层使地球具有较高的反射率。云的反射、散射、吸收和透射等过程对太阳能量辐射过程有非常复杂的影响。另外。云通过凝结、蒸发以及热的释放，使大气动力过程与水分循环过程耦合，也可以通过对太阳辐射的影响把水汽的相变与大气辐射过程耦合，通过降水与地面水文过程耦合。云与辐射的相互作用，云过程的参数化是气候模拟中的重要问题。

地球热量在时间和地域上的分布是不均匀的。表面温度相对均匀，在 270±40K 波动。热耗量也比较均匀。吸收或释放能量的差值是通过贮存或释放机制来形成，或由区域热量传递形成。最大的温度起伏是地球自转造成的昼夜交替，热的吸收和释放对之进行调节。调节主要是水的蒸发和凝结，其余则由水、空气的贮热和释放来控制。当空气干燥，昼夜温差可能达到 40℃，而水域上空只有数度或更少。其次是高纬度的冬夏季节差、以及冬季时赤道与高纬度区的温差。这也由热的贮存和释放来调节。冰层会阻碍大气与水的热交换。另一个重要的调节因素是纬度间的热传递。大气中的巨型波动把低纬度的热量带到高纬度。Araguas-Araguas 等（1998）利用氢、氧同位素研究东亚和西太平洋气团特征。

地球的旋转以及它随纬度变化的旋转垂直分量控制着大气和海洋中的流体运动。这种波被称为 Rossby 波。它在不同纬度间进行热传递，使高纬度降水。

从低纬度到高纬度的大气流伴随着方向相反的洋流。然而，更重要的是大气和海洋都在纬度间传热。看来，两者量级可以相互比较。海洋的热量传递历来是科学的热门课题。

大气与海洋循环差别极大。主要大气运动呈东西向的带状。主要的平均大气流，例如亚热带东

风带，或称信风带，以及中纬度的西风带，都是大致沿经度流动，而不是沿纬度或子午线流动。在大气中只是这些流动中的气浪沿子午线传热。另外，大气运动类似于热发动机，高温高压时热传递到大气中，以后在低温和平均压力下以辐射形式消耗掉。海洋也表现为热发动机效应，但效率更低，其热源和热耗点都靠近几乎等压的表面。

大气环流模式是气候预测的主要方法。十多年来，月、季到年际尺短期气候预测研究有很大进展。世界上有 30 多个国家按时发布月、季气候预测。无论用大气环流模式（AGAM）还是用统计方法，月平均环流预报与观测实况的相关系数均在 0.2～0.3 之间。例如，美国在 20 年代 80 年代之后 700 hPa 月平均高度预报技巧分稳定在 0.2～0.3 之间，气温预报水平与之相当，降水预报水平还要低一些。这大约相当 60～65％的准确率。或者说逐日预报的时效只有 6 天左右。作为短期气候预测的一个重要标志是 500hPa 月平均高度距平的预报。80 年代中期以来世界上已有十来个大气环流模式（AGCM）进行月预报试验。300 余例试验中，相关系数达到 0.35～0.403。不仅达不到相关系数 0.5 的标准；而且较好的都是冬季预报，夏季预报水平显然低于冬季。用 AGCM 作月平均环流预测，最大不确定性可能来自 2 个方面：初始场的影响及下垫面热状况变化。

气候预测中季度预测有时比月预测更为重要。例如，印度、中国和日本对夏季旱涝预测均比较重视。目前的气候预测的季度预报几乎完全依靠统计方法。美国的气温预报技巧分为 0.1～0.3。用气候趋势作预报，相关系数约为 0.2～0.3。我国的汛期降水预测水平近年来有了明显提高，但也只相当于相关系数 0.2～0.3。在季度预报时，由于积分时间较长不可能假定下垫面强迫为常数，因此，不能只用 AGCM，必须用海气耦合模式（CGCM）。但是，目前 CGCM 尚不成熟。NMC 用 AGCM 与热带海洋模式（OGCM）耦合，进行了试验。试验表明，模式中应包括一个预测水平较高的 OGCM。而且还要与全球海洋模式耦合，与冰面、陆地（包括积雪与植被）耦合。

科学家曾经预料，热带可能是气候预测最先得到成功的地区。这也是建立热带海洋和全球大气计划（TOGA）计划的原因之一。目前已有不少模式的 ENSO 预报，6 个月相关系数仍可达到 0.5～0.6。但是 ENSO 的持续时间较长。因此，ENSO 预报技巧分较高并不说明预报模式的性能特别好。相反，春季预报障碍和 1993、1995 年 ENSO 预报的失败也说明，ENS0 预测中还存在不少问题。

除了赤道海气相互作用会影响大气环流模式（AGAM）的结果之外，中纬度海洋在全球气候变化中有着重要的作用。冬季中纬度海洋对大气的异常加热的量级足以改变大气环流。低纬度地区海水表面温度（SST）异常是海气相互作用的主导因素；而冬季中纬度海气相互作用主要受冷空气强度所控制。中纬度海洋强暖流区海气能量交换异常对同期和后期（半年至一年）北半球范围内的大气环流型也有重要影响。

影响气候预测的下垫面除海洋之外，不同陆面和冰面也有重要作用。陆地表面因不同的土壤特性和植被类型、雪盖和土地利用状况而具有不同的物理特性，如反射率、粗糙度和土壤湿度等。它们影响地面与大气之间的动量、能量和水分交换，也影响地表与大气之间的物质交换，包括 CO_2，NO_2， CH_4 等气体交换，从而影响气候。陆面过程也会影响大气环流模式（AGAM）的结果。牛国跃等（1997）综述陆面过程观测和模式研究的现状，提出现有模式缺乏对气候变化的反馈机制；仅对稠密植被下垫面的研究比较深入，而对其它几类重要下垫面，如积雪、冻土、沙漠以及草原没有很好的参数化方案；模式都假定水平均匀地分布在 GCM 或大尺度天气预报模式的网格中，而实际状况是非均匀的。钱正安和焦彦军（1997）总结青藏高原的特殊地形对高原、东亚和全球气候的影响。冰的反射率比水高得多，使之在气候中形成正向反馈机制：气候降低出现更多的冰，和进一步降温。

实际上，构造运动与大气之间存在着强烈的动力学耦合。青藏高原的升起就是一个例证。Whipple 等（1999）讨论了这个问题，他们提出地形起伏对气候的制约。

从季到百万年的时间尺度，地球表面最显著、范围最广的变化是冰雪圈的变化。冰雪的存在增大地表的反射率，减少地面与大气之间的热输送；海冰的存在抑制海洋内的动力混合和海气之间的辐射和潜热交换。因此，持续的大范围的海冰和积雪范围的异常对气候有重要的影响。

生物圈，其中包括了人类本身对气候的影响是当前的重要研究内容。它在气候系统 CO_2 等温室气体的收支中，在大气气溶胶的形成中起着重要作用。例如森林，特别是热带雨林，在全球碳循环中有突出贡献。植被对温度、辐射和降水变化响应的时间可以从几个季到几百年，植被的变化可以改变地表的反射率、地表与大气之间的水分和热量交换，从而影响气候。动物的迁移和分布也可以反映气候的变化，因为它们的生存依赖食物和环境条件。它们涉及的碳和氧的生物地球化学循环，产生对气候的影响。

2 海洋

海洋作为地球水圈的主体，在地球气圈、水圈、岩石圈和生物圈的相互作用中，起着控制地球表面环境和生命特征的作用，对全球气候，例如缓和气候变异和全球变暖也起重要作用。海洋既是 CO_2 温室气体的重要汇，也是重要源，参与气候系统的化学平衡。

2.1 海洋与气候的关联

海洋吸收到达海面的大部分太阳辐射，又具有大的热容量，是气候系统的巨大能量库，同时海流携带大量的热量从赤道输向极地，在维持地球高低纬度的能量平衡中起重要作用。海洋洋面下三公尺内贮藏的能量和全球大气层一样多。所以有人认为，在全球热量传输方面它与大气层同样重要。在海洋中向极地流动的热量大致与大气层相同。现代海洋表面温度见图 6.4。海洋通过暖流和深部冷流的对流传热（图 2.5）。为了预报大气层变化，必须了解海洋偏离平均状态的变化和大尺度海洋与大气层相互作用的方式。

尽管海洋，至少海洋上层主要由风压推动，但海洋变化的时间尺度比推动它的大气尺度长得多。大气波动平均持续仅数日，而海洋平均需数月，甚至更长。海洋的热力和动力学惯性使它具有“低通滤波”的作用，它在空间和时间上的“平滑过程”有利于气候系统中缓慢运动的维持和发展。

海洋在所有时间尺度的气候变化中有重要作用。热带海洋与大气之间有最强烈的耦合，能产生年际气候变化的强信号。世界大洋环流的缓慢变化以及相应的能量和物质输送，海气之间的各种交换过程，包括能量、水分和 CO_2 等微量气候的交换，对十年或更长时间尺度的气候变化起着十分重要的作用。平均而言，上层海洋与大气或冰的相互作用时间尺度为几个月到几年，而深层海洋的热力调整时间则为世纪尺度。

当大气环流与海洋流动之间有反馈时，这种反馈很特殊。大气活动受下界面热流分布的影响很大，其中大多来自海洋。大气的快速波动系统，会快得使海洋无法响应。但海洋的表面温度分布控制着大气运动的统计结果。所以，可以把大气视为在海洋状态决定的相空间的某一部分形成的一种随机运动。当海洋状态改变时，大气的相空间发生漂移，产生的反馈可正可负。

海气相互作用涉及国际全球大气化学计划（IGAC）和全球海洋通量联合研究（JGOFS）。海一气界面间以碳质物质为主的化学物质交换，连同海一气间热量和动量的交换都对气候变化起着重要作用，是 JGOFS 的重要研究内容。

从宏观上讲，大气一海洋间的物质交换量是很大的。估计人类每年排放的 CO_2 约有一半进入海洋，海洋是 CO_2 的重要汇。海洋释放的二甲基硫（DMS）约占释放总量的 75%，并与陆源为主排放的 SO_2 结合转变为硫酸盐气溶胶粒子产生云凝结核（CCN）。这也极大地影响着全球辐射收支。在微观机理方面，海一气间物质交换过程是一个复杂的物理和生物化学过程。例如，海一气界面交换速率是温度、盐度、风速的函数。由于风速引起的海面状况（光滑表面、粗糙表面、破碎波）不同，其交换行为相差甚远。由于机制的复杂性和观测条件的限制，海一气间的物质交换通量除了少数直接测量外，多采用参数化方法来估计；但是，这些估计都存在一定的不确定性。

2.2 海气相互作用

在全球变化课题中，有关海气相互作用的研究过去主要集中在表层海温，比较典型的工作是关于 ENSO 的研究。近年来，人们开始关注到大洋温盐（Themohaline）环流的作用。大洋温盐环流的稳定性、变率以及与之相联系的极向热输送，将对局域地区和全球气候产生显著影响，是气候系统的重要调节器。气候系统的年代（十年）际及百年尺度的变率可能与温盐环流的变化相联系。一般

认为年代际变率是海洋内部自持续的振荡，由于它和观测到的、一般认为是由温室效应引起的气候变率的时间尺度相同，因而倍受关注。1996 年公布的《气候变率与可预报性研究》（CLIVAR）科学报告，明确地将年代际到百年尺度气候变率与可预报性研究单独作为一个子计划提出，强调开展与年代际及更长期变率有关的海洋过程研究，探索长期特别是年代际尺度的气候变率的成因。周天军等（1998）围绕大洋温盐环流的稳定性和变率，以三维原始方程大洋环流模式（OGCM）和海气耦合模式为重点，兼顾理想概念模式，总结了近年来模拟研究的主要成果。概括出几个主要前沿方向——大洋温盐环流的多平衡态现象，探讨其内部机制。

推动海洋，尤其是海洋上层流动的力是风对海洋表面施压的结果。风压是大气－海洋相互作用的非常重要的组成部分，也是两个系统连接的关键因素之一。洋流为风和密度差所推动，形成三维紊流体系，空间尺度从几个毫米到 10^4 km。有人计算，径向大洋热流的平均值，约为 0.1～1W，相当于海洋吸收太阳能的 1%。

洋流受大陆轮廓的影响，全球的经向带状流很少。除南美洲和南极洲间有窄小通道外，带状洋流都被阻挡。陆地分割的几个大洋的洋流相对独立。海洋洋流中东西向和南北向运动同样重要。由于地球自转产生的南北位置垂直分量，使洋流形成东西不对称。通常海洋西边出现快速的窄洋流，东面出现缓慢的宽洋流。与大气不同，因为洋流受大陆阻挡，东西向洋流受阻而变得微弱。海洋一般通过南北向传热和运移冰来进行热平衡运作。海流的涨落运动能量比流动能量大得多，但在规模上比大气小得多。大气中的涨落的规模达地球量级，海洋则小数百倍。就涨落、涡流传递水和热的效益而言，海洋都比大气小得多。

大洋洋流有表层流、上升流和底层流。只有某些速度较快的温盐环流，往往活动于 CCD 之下。一般来说，可以根据洋底冰筏物质的相对含量及分布格局来追踪当时表层洋流的路径与方向。根据冰载物质在的分布，可知现今的南极洲冰碛物可以搬运到南纬 40°；在北大西洋地区，冰筏物质分布区前缘大体与现今寒带与温带的界线相一致。但在更新世末次冰期时，大陆冰盖曾扩展到纽约以北的东海岸及波罗的海地区，而洋底冰筏沉积物的前锋可向南推进到纽约至葡萄牙一线。Broecker 等（1985）认为，由热力差异所驱动的全球大洋环流受控于北大西洋的温盐环流。

表 6.1　海水温度、盐度等参数随深度的变化（Allaby , 1992a）

深度（m）	温度（℃）	密度（gcm^{-3}）	盐度（g / kg）	声速（ms^{-1}）	压力（×Mpa）
300	13	25.0	33.2	1,493	620.5
600	5	7.0	34.2	1,478	1,243.9
1,200	3	27.8	34.4	1,481	2,493.3
1,800	2	27.8	34.5	1,487	3,744.2
2,400	2	27.8	34.6	1,496	5,000.6
3,000	1	27.8	34.6	1,505	6,258.5
3,700	1	27.8	34.6	1,514	7,513.6
4,300	1	27.8	34.6	1,530	8,768.6

随深度变化海水温度、盐度等参数都发生改变（表 6.1）。气候与大洋深度的联系是个争论的问题。气象学家认为，掌握海洋深 300～500 m 的上层情况能充分说明一年到十年的大气与海洋基本相互作用。而某些海洋地理学家认为，在一年或更长时已经必须考虑整个海洋。

2.3　海洋中的 CO_2 和 Ca^{2+}浓度

在海洋中 CO_2 和 Ca^{2+}浓度对全球变化有重要意义，并反映冰期－间冰期的变化。在千年到百年的时间框架里，大气圈 CO_2 浓度受控于海洋活动过程。海洋碳循环主要是 $CaCO_3$ 的沉淀和埋葬。$CaCO_3$ 的沉淀作用则由碳酸盐补偿深度界面（CCD）所决定。

碳酸盐补偿深度界面（CCD）的深度受海水 CO_3^{2-}浓度的控制。而海水 CO_3^{2-}浓度又受控于大气圈的 pCO_2。显然，海洋中 $CaCO_3$ 和碱质的循环形成一个稳定的负反馈，这一负反馈缓冲了大气圈 CO_2 浓度的变化。当海水 CO_3^{2-}浓度增加，正如同深海埋葬速率不足以平衡风化补给减去浅水埋葬

量，这导致“雪线”移向更大的深度，以及浅海 $CaCO_3$ 沉积的增加。海洋 CO_3^{2-} 浓度的作用好像一个自动调节器，它在足够长的时段内使 Ca^{2+} 和 CO_3^{2-} 浓度处于稳定状态，以深海埋葬速率的改变来跟踪风化物质与浅海埋葬量的平衡。这样，在千年到百年的尺度内，大气圈 CO_2 浓度实际受控于海洋活动过程。

同样，海洋 pH 值的功能类似于自动调节器。随压力增加或 pH 值减少，方解石更多地溶解。整个海洋 pH 值联系着局部海水 pH 值、海水 pCO_2 和大气圈 pCO_2。大气 CO_2 升高，使大气圈和海水 pCO_2 升高，降低海洋 pH 值，使饱和面变深，增大全球 $CaCO_3$ 沉积速率，从而减少海水 pCO_2 和大气圈 pCO_2。海洋 pH 值对其稳定态的张弛变化也以千年尺度运行。

海洋 pH 值对气候和生物都有重要意义。对生物的存亡而言，水体的盐度和 pH 值的变化最为重要，其次才是气候和温度。在冰期结束时 CO_2 从大气圈移向陆地生物圈必然导致相反的 $CaCO_3$ 保存响应（Broecker 等，1993）。实际上，全球海洋－沉积物 $CaCO_3$ 体系提供了以 $CaCO_3$ 补偿大气圈 pCO_2 的时间尺度上的缓冲器。预测这个事件的动力学要求了解沉积物 $CaCO_3$ 对海洋 pH 值微扰的溶解－保存响应。有孔虫硼同位素数据得出在冰期中全球海洋 pH 值较高，这与冰心中记录的较低 pCO_2 符合。Archer 和 Maier-Reime（1994）发现海洋 pH 值对深海的雨水（rain）比，即有机碳和碳酸盐碳的比值非常灵敏。这样，珊瑚生长、陆地化学风化速率、海洋产率和深海生态系统的碳酸盐－含硅质特征被确认为能由大气圈 CO_2 扰动所引发，并且所有这些它们本身又影响气候变化。

近年，较多地考虑溶跃层的意义。溶跃层也可以表示为ΔCO_3^{2-}，即在溶跃层上侧与溶跃层下侧方解石沉积物上复水的 CO_3^{2-} 浓度差。Archer（1996a）提出对方解石溶跃面最重要认识是溶跃面有一定的厚度。大西洋溶跃面的厚度厚于太平洋。Archer（1996a）提出溶跃面的变化与陆源物质供应速率的联系。他们给出ΔCO_3^{2-}全球海洋浓度图和太平洋和大西洋ΔCO_3^{2-}的剖面图。在热带碳酸盐补偿深度（CCD）的ΔCO_3^{2-}浓度为 10－20μmol kg^{-1} 高于未饱和的高纬度ΔCO_3^{2-}浓度。

海洋碱质平衡是河流输入与海洋营之间的平衡。de Villiers（1998）讨论在深海中过量的钙，认为来自洋中脊。在开放海洋中生物产率是一个潜在的海洋碱质平衡变化的驱动因子。造成开放海洋溶跃层 $CaCO_3$ 产率改变主要是两个原因。首先，如果河流输入和大陆架埋葬维持正常，溶跃层深度反映生物产率的变化。其次，在忽略硼酸盐的情况下，导致溶跃面改变的全球海洋碱质总量（ALK）和溶解无机碳（DIC）总量的变化也影响大气 CO_2 浓度，随 ALK 和 DIC 以 2：1 比增加导致大气 CO_2 减少（：

$$pCO_2 \propto \frac{(2DIC - ALK)^2}{ALK - DIC} \qquad (6.1)$$

由于这个效应，溶跃层的变化可以直接提供冰期和间冰期大气 CO_2 改变的信息，冰期最大值比间冰期峰值低约 80×10^{-6}。许多古海洋研究－间冰期大气 CO_2 变化上的生物产率问题。近年研究表明，在最后冰期时大西洋溶跃层变浅近于 1km；而 Howard 和 Prell（1994）估算大西洋和印度洋南部的冰期溶跃面变浅 0.5km。而赤道和北部太平洋资料建议加深 0.6km。汇集全球海洋资料，Catubig 等（1994，1998）得出最后冰期海洋平均溶跃面深度近于或浅于全新统。Sigman 等（1998）研究冰期－间冰期低纬度海洋方解石溶跃面的变化，认为较低的大气 CO_2 时海洋平均溶跃面深度改变 1 km 或更多。

Archer（1996a）揭示方解石溶跃面的全球区域变化。结合 Jahnke（1996）得到的海洋底部氧通量图和沉积物堆积速率，通过沉积岩资料估算，认为近年用以抵消化石燃料燃烧形成的 CO_2 的 $CaCO_3$ 总量有 1600Gt，这一数量已超过近几百年化石燃料燃烧的 CO_2 释放量。Archer（1996b）讨论全球碳酸盐溶跃层的模式，利用它来计算方解石雨水速率。这模式对有机碳和非 $CaCO_3$ 堆积速率灵敏。

另外，热带是海洋向大气输送 CO_2 的主要源，碳的年净流量为 0.7～1.5Pg（10^{15}g）。其中太平洋散发的 CO_2 占 72%。Feely 等（1999）讨论 El Nino 对大气 CO_2 积累时热带太平洋散发 CO_2 的影响。

3　ENSO 事件

热带海洋是全球接受太阳辐射最多的地区，在全球能量收支中占主要地位。热带海洋对气候的控制有突出的作用。它既是大气环流的主要驱动地区；也是海洋环流主要驱动源区。由于热带地区饱和蒸气压与温度为一个强非线性函数，热带海水温度变化比其它地区大，蒸发大得多。所以热带地区的海一气相互作用不仅对热带有直接意义，而且对全球气候有特别重要的作用。同时，它还带来重大的气候灾害，最典型的是厄尔尼诺（El Nino）现象。

3.1 厄尔尼诺和南方涛动

20 世纪最大的一次厄尔尼诺事件－－1997 年之后，厄尔尼诺现象已经家喻户晓。几世纪以来，南美西侧厄瓜多尔和秘鲁的渔民发现一个奇怪现象。通常每年 12 月到 1 月有一股强劲气流，沿海岸从南向北，使深部冷水上涌，为鱼群带来丰富的营养。但是有的年度圣诞节前后东部和中部赤道太平洋海水温度却异常升高，鱼群消失，气流向东吹向南美大陆，气候变化无常。这种现象每隔数年有比较强的表现。由于通常在圣诞节前后出现，渔民对此迷惑之余，起了一个与圣诞节相联系的名称：El Nino（圣婴）。厄尔尼诺是该词的译音。与之相反的是拉尼娜（La Nina）现象。

EI Nino 表现为信风的大尺度减弱和在东和中赤道太平洋表面层的变暖。EI Nino 事件间隔不规则，大致 2～7 年，平均约 3～4 年一次。典型 EI Nino 事件至少延续 12～18 月。

厄尔尼诺的影响是全球性的，世界 75％面积出现气候异常。厄尔尼诺期间，赤道东太平洋洪涝成灾，西太平洋、印尼、印度、北澳大利亚严重干旱，西非和巴西东北部干旱少雨，太平洋和大西洋热带风暴少于常年。对温带也有影响，加拿大大部分和美国西北部经历暖冬，美国东南部冬季出现严寒，近墨西哥地区趋向于冷湿。EI Nino 冬季期间，例如，1982～1983，1991～1992 和 1994～1995 加里福尼亚遭受暴雨。大西洋热带风暴趋向于减少。日本、中国东北部和朝鲜夏季出现冷温。对中国而言，在厄尔尼诺发展期，东部夏季发生严重旱涝，江淮地区降雨偏多，华北和长江以南少雨干旱。在厄尔尼诺衰减阶段，夏季江淮降水偏少，而华北和江南多雨。

国际气象学界认为，厄尔尼诺现象联系着暖池（Warm Pool）。暖池指的是热带西太平洋至印度洋东部广大海域的暖水区，通常用平均海表温度（SST）28℃（或 29℃）等值线包围的区域表示。如果热带东太平洋 SST 比平均值偏高 0.5℃以上，时间持续半年，就称为厄尔尼诺现象（图 6.6）。90 年代以来，1991～1995 年发生三次。1997 年 5 月赤道、东太平洋海水表面温度比正常偏高 1.3℃，南美洲太平洋沿岸比正常偏高 2.6℃，到 1998 年 10 月赤道东太平洋海温异常达 4℃以上，终于发生本世纪最强的厄尔尼诺事件。这使南美洲中部的玻利维亚和秘鲁暴雨，洪水泛滥；而亚州和澳洲干旱少雨，印尼出现难以扑灭的森林大火，导致二百多人死亡的空难事件，烟雾殃及东南亚各国。

Walker（1924）总结赤道地区，特别是印尼和东太平洋两处地面气压的大尺度不平衡；并命名为南方涛动（SO－Southern oscillation）。南方涛动主要表现为太平洋与印度洋上气压变化的“跷跷板”现象，即当太平洋上的气压高于常年平均值时，印度洋上的气压低于常年平均值，或者相反。早在十九世纪末，Hildebrandson（1897）就发现澳大利亚悉尼与南美布宜诺斯艾利斯的气压距平经常符号相反。由于此现象主要发生在南半球，两个地区的气压此起彼伏，故称为南方涛动。

根据 Walker 的定义：

$$SO = P_S + P_H - R_I + F_N + 0.7P_M - P_B - P_C - T_M - 0.7P_D + 0.7R_C \qquad (6.3)$$

式中 P_S: 圣地亚哥气压；P_H: 火奴鲁鲁气压；R_I: 印度降水；F_N: 尼罗河洪水；P_M: 马尼拉降水；P_B: 巴塔维亚（雅加达）降水；P_C: 开罗气压；T_M: 马德拉斯气温；P_D: 达尔文港气压；R_C: 智利降水。式中火奴鲁鲁（夏威夷）与圣地亚哥的气压取正值，而雅加达与达尔文港气压取负值，即太平洋（日期线东部）海平面上气压高、印度洋（日期线西部）上气压低时涛动强，或者称为正位相，正距平或高指数。南方涛动指数（SOI）的变化通常超前于许多参数的变化，SOI 持续正距平意味着东风强盛，西太平洋混合层深厚，热含量大，西部海域有较强的上升气流，Walker 环流加强，降水量多。当太平洋上气压低，而印度洋上气压高时涛动弱，为负位相或低指数。正负位相交替发生，但不太规则。20 世纪 80 年代以来，间隔时间变短，强度偏大。

图 6.6　赤道太平洋上正常气候状态和厄尔尼诺状态的示意图（Philander，1999）

a：正常状态；b：厄尔尼诺状态

南方涛动是大气年际变化中最突出的表现。它与赤道太平洋的海面温度变化有明显的耦合关系。由于温度和水蒸汽气压之间的非线性关系，在高温条件下，使蒸发以及蒸发时向大气输送的过程中，对很小的温度变化都很敏感，海水表面控制能力差，易于形成南方涛动。

Bjerknes（1966）首先把 EI Nino 和 SO 联系起来，提出是耦合的海洋－大气相互作用产生两个现象；并将纬圈方向的热力环流命名为 Walker（沃克）环流，提出大气遥相关的概念，指出赤道海区 SST 的异常可影响到中纬度西风。

ENSO 是厄尔尼诺与南方涛动的简称，是一种明显的海一气耦合现象。厄尔尼诺现象表现为赤道中、东太平洋异常增暖现象，是这一耦合现象的海洋分量。而南方涛动（SO）则为其大气分量。因此，近年常把这两个现象作为一种事件来看待，简称为 ENSO 事件。简单地说，平均海表面温度（SST）决定海洋上大气对流的分布，也决定驱动大气对流的主要热源和水汽源的位置，而风又对海洋上层施加影响，并制约着海温的分布，两者相互控制。通常把 EI Nino 称为 ENSO 暖事件，或者 ENSO 的暖相；而 La Nina 则称为 ENSO 冷事件，或者 ENSO 冷相

当 La Nina 期间，南方涛动为高指数，西太平洋海表水温高，东太平洋海温较低。所以，在赤道东太平洋的海平面气压偏高，而赤道西太平洋地区的海平面气压偏低，这就造成气流在赤道西太平洋地区上升，而在赤道东太平洋地区下沉，在赤道太平洋的海洋表面附近气流从东向西流，而在高空，气流从西向东流，这就是 Walker 环流。这时降水集中于印尼和澳大利亚东北部，东太平洋较少；赤道 Walker 环流较强，南北方向的 Hadley（哈德莱）环流较弱，东南季风强。这些现象与较强的东太平洋冷水上涌有关。而南方涛动低指数时期，东南季风减弱，东太平洋地区冷水上翻减少，海洋表面升温，南美西岸出现 El Nino 现象。降水增加，Hadley 环流加强，Walker 环流减弱。

海洋与大气时间尺度的不匹配在热带比高纬度区不显著。赤道能出现其它纬度不存在的 Kelvin（凯尔文）波，并且 Rossby（累斯皮）波比高纬度区运行快得多。Rossby 波是高空天气图上显现的中高纬度的由西向东移动的波，其波长较长为地球尺度，故也称大气长波。在热带大气和海洋相互依赖更为明显。大气变化影响着被强烈加热的海洋上部温度分布，并引起较冷的深部水上涌。而海洋的变化又强烈影响大气驱动和对流。

3.2　厄尔尼诺的演化

Rasmusson 和 Carpenter（1982）基于 20 世纪 50 年代到 70 年代 El Nino 事件的综合给出暖事件的演化。

通常，赤道太平洋上来自大气的纯热增益趋向于在近热带产生比高纬度更暖的表面层。在正常条件下（图 6.6b），从东来的信风驱动近赤道表面流，即南赤道流（SEC）向西，而西太平洋堆积的暖表面层形成深的暖池。同时，暖水从东太平洋排出导致斜温层（thermocline）向上的尾部朝向东方。在东太平洋相对浅的斜温层增加局部信风驱动的热带冷上升流，形成 SST 冷舌，它从南美沿岸扩展到近于国际日期变更线。东方信风由东西 SST 差别所驱动，这联系着西部暖池表面上的低大气压力和东太平洋较冷海水上的高表面压力。在热带上的大气环流，即 Walkerg 环流，是以在暖池上暖湿气团攀升方式循环，伴随着深的对流和下沉，并在东太平洋高压带下沉。在海洋上表面西向流部分为向斜温层东部的回流，即赤道逆流（EUC）所补充。

当 EI Nino 期间（图 6.6a），中部和西部的向西信风减弱，南赤道流减弱甚至变为向东流，同时北赤道逆流也加强，形成大范围的东向流，暖水向东输送，导致表面流局部在东部聚集。热带西太平洋水位下降，海洋上层和次表层热含量减少。另外，信风减弱使热带 Kelvin 波下降流传播到东赤道太平洋，降低斜温层；而上升的热带 Rossby 波向西传播到西太平洋，提高斜温层。表现为异常暖的海洋表面温度从南美洲沿岸向西达到国际日期变更线，并且深部对流和下降移向东部，出现最暖 SSTs。深部对流是基本驱动力，对于大气环流环流通过在中对流层释放潜热，并且在 EI Nino 期间，

深部对流中心位移影响全球大气环流。

Rassmusson 和 Carpener（1982）综合历史上 ENSO 事件的演变过程，给出 ENSO 事件在不同阶段的海温异常（SSTA）情况。ENSO 事件一般始于春季 3～5 月，秘鲁沿岸的赤道东太平洋海面温度升高；到夏季和初秋，暖海水逐渐从赤道东太平洋扩展到赤道中太平洋，水温逐渐升高，处于 ENSO 事件发展期；到晚秋和初冬（12～2 月），从赤道东部到中部太平洋的海面温度增暖达到顶点，是 ENSO 的成熟期；第二年的春季，赤道东部和中部太平洋的暖 SST 异常和联系着西风异常减弱，并在下年 5 月最后消失，称为 ENSO 事件的恢复期。这些也是在 TOGA 观察中 El Nino 事件的普遍特征。然而，1982～1983 年 El Nino 事件不符合这个规律。

20 世纪 80 年代和 90 年代早期观察到的 El Nino 事件在持续，相，和空间变暖图式有着明显的差别。90 年代东部和中部太平洋显著变暖，例如，1991～1992 年北半球冬季，1993 年北半球春季和 1994 年北半球全年。这最大暖异常完全不同于在季节循环与 El Nino 演化之间的动力学衔接。进而，不同于 Rosmusson 的 Carpenter（1982）叙述，南美沿岸变暖一般不早于在赤道冷舌上的最大 SST 异常。Deser 和 Wallace（1987）提出沿岸变暖仅表现为对 El Nino 的松散耦合，在 TOGA 观察的暖事件也出现一个类似结果。

研究表明，ENSO 似乎不是以单一的方式发展，在历史上至少有两种类型：一种类型面海水首先沿南美沿岸增暖，然后沿赤道西传，海水保持异常增暖一年左右后返回冷期；另一种类型，如 1982～1983 年，1986～1987 年和 1991 年的 ENSO，海水首先在西太平洋变暖，然后东传。

在本世纪最强的 1982～1983 年的 El Nino 事件之后，仅间隔 15 年，又出现更为强大的 1997－1998 年 El Nino 事件。西部和中部赤道太平洋一个较弱和反转的信风导致 1997 年前在国际日期线以东出现异常暖的海表面温度（SST）（图 6.7）。西太平洋暖池＜29℃表面水迁移向东伴随信风和赤道冷舌的瓦解。这持续发展到北半球夏季和 1997 年全年。El Nino 发展极快，与 20 世纪中期以来的背景数据对比，1997 年 6 月到 12 月东部赤道太平洋每月都有新的月 SST 高记录出现，高峰出现在 1997 年 12 月，28～29℃水充满赤道盆地，在冷舌区 SST 异常平均近于 4℃。

图 6.7　　5°N 至 5°S，90°W 至 150°W 的 SST 温度异常（McPhaden, 1999）

1997 年赤道太平洋 El Nino 的发展明显受到较高频变化的调制。1997 年早期信风的减弱和反转为一系列西风事件所加强。这些西风幕是印度洋 Madden－Julian 振荡（MJO）现象。MJO 是全球性以 30～60 日为周期的大气波。联系着 MJO 的深大气对流和低标高西风通常仅见于相对暖表面水范围。与之相符，最强的表面西风和深对流仅出现于暖于约 29℃水区域。西风驱动近赤道洋流，暖池向东扩展，导致在西风驱动与暖池扩张之间的正反馈。此外，强西风驱动产生向下的季节间赤道 Kelvin 波。Kelvin 波向东传播以约 2 月时间穿过太平洋，1997 年晚期东部太平洋斜温层降低大于 90m。斜温层降低促进表面温度变暖，由于供应赤道冷舌上升流的近表面冷水库被下压到较大的深度。另一方面，1997 年西太平洋斜温层变深 20～40m，正如 Rossby 波为信风向西传播到印尼和新几内亚的初始减弱所激发。在西部 SST 变冷，可能由于增强从海洋汽化和 MJO 产生的海洋扰动使之与近表面冷水有较大的混合。这些过程的第二个结果是斜温层变平和通常沿赤道从东到西 SST 梯度的消失。而大尺度 SST 梯度的减弱，事实上造成信风的大尺度减弱的反馈。

1998 年早期东部太平洋 SST 超过 29℃。这种暖异常叠加在每年此时的普通季节变暖之上。尽管西风异常比 El Nino 事件早期弱，向东迁移与 29℃水衔接。斜温层变浅，开始限制在国际日期线西部，缓慢传播到中部和东部太平洋。然而，由于局部风弱，1998 年早期在日期线以东 SST 异常高。直到 1998 年 5 月中旬东部太平洋信风突然回到近于正常强度，冷的近表面水有效地上升。由于斜温层紧密靠近表面，在赤道冷舌上的 SST 暴跌。在局部（0°，125°W）SST 在 30 天下降 8℃，十倍于每年这时冷却速度。El Nino 结束，La Nina 条件建立。

3.3　热带海洋－全球大气计划

1985～1994 年十年间的热带海洋－全球大气（TOGA）计划的主要成就是发展海洋观察系统以支持季节到年际气候研究。在 TOGA 之前，对于造成 ENSO 循环的物理过程的了解有限，不能预测 ENSO 事件。所以，TOGA 着重提供下列关键的海洋学变量实时测量：表面风，海洋表面温度，近表面温度，海平面和海洋速度。TOGA 观察系统包括卫星和原位观察。原位观察包括：太平洋上仃泊浮标的热带大气－海洋（TAO）列阵，表面漂移浮标，岛屿和沿岸潮汐测标网，和深海温度自动记录仪的自愿观察船舶网。卫星包括国立航空和空间管理散射仪（NSCAT），美国 Navy 测地卫星（Gaosat），欧洲空间办事处的欧洲遥感卫星 ESR－1 和 ESR－2，用于补充原位数据，提供表面风，海表面温度和海平面的近全球复盖范围。观测范围主要是太平洋，也涉及另外两大洋的赤道地区以及有关的气候现象，例如，印度洋季风、印度洋偶极子、赤道大西洋似 EI Nino 暖期，以及“大西洋 SST 偶极子”等。

在 TOGA 计划之前，20 世纪 70 年代和 80 年代早期进行了赤道太平洋海洋气候研究（EPOCS）、北太平洋实验（NORPAX）和太平洋赤道海洋动力学（PEQUOD）实验（McPhaden 等，1998）。

在 TOGA 之后，世界气候研究计划（WCRP）开始 15 年（1995～2010）的气候变化性和预测性（CLIVAR），其中的全球海洋－大气－陆地研究（GOALS）计划着重考虑季节到年际变化。同时，一个新的研究所，气候预测国际研究所（IRICP）开始发行常规短期 ENSO 预测

3.3.1 长期平均值和平均季节循环

长期平均值和平均季节循环是了解海洋－大气耦合系统年际变化的关键。例如，分层现象的背景影响行星级赤道波的长度尺寸、时间尺度和相速度；而平均信风所驱动赤道海洋的带状不对称背景状态，即赤道斜温层的平均带状倾斜和联系着它的带状 SST 梯度（图 6.6），这些对于建立 ENSO 循环和生长状态都是必须的。对于季节循环，EI Nino 异常同样趋向于与季节循环的同步，最暖的 EI Nino 的 SST 异常时常出现于在 SST 是最冷季节的北半球（boreal）冬天赤道冷舌（tongue）。经验和模型研究表明，ENSO 异常的持续和预测能力受季节调制，在北方夏季和冬季最高，而北方春季下降。

3.3.1.1 长期平均值

在热带太平洋海洋－大气系统耦合的关键性特征是＜28℃西太平洋热池和东部和中部热带太平洋的热带冷舌（图 6.6）。这些结构在长期平均 SST 上是明显的，并被季节、年际和十年尺度上的强度和实际复盖率所调制。了解这些特征与表面风和次表面海洋水动力学的关系是认识 ENSO 变化的关键。

图 6.8 基于 1980－1996 年 TAO 平均数据（McPhaden 等，1998）
a 2°N～2°S 之间的带状风压（实线）和动力学高度（虚线）；
b 平均温度（℃）

沿热带平均上部海洋温度、表面动力学高度和风压的结果见于图 6.8。在 2°N 和 2°S 之间的平均温度剖面表明，从东到西 SST 增加，在西太平洋上部 100m 的 28℃暖池水，向下倾斜斜温层在上部 300m；在东太平洋有 13℃弱分层的“热间层”。在高度成层的斜温层上部的中部是 20℃的等温层。这个等温层时常用来作为赤道太平洋斜温层深度的标志。在 95°W 和 170°E 之间联系着温度场的平均表面动力学高度以 40 动力学厘米（dyn. cm）升高，之后向西平滑减少。沿热带动力学高度和斜温层深度的带状变化是东部和中部太平洋稳定东信风力的响应。西太平洋这些梯度的揭示联系着局部西风。图 6.8 上的带状剖面是表示不同个体所组成剖面的许多共同特征，但更表示长期平均状态。

图 6.9 在四个 XBT 线上 1985－1994 年平均温度（McPhaden 等，1998）

沿准子午线定向的 VOS XBT 线的太平洋平均热结构（图 6.9）表示斜温层向西向下倾斜，这是

平均信风力驱动的结果。另外，斜温层的隆起和凹槽的子午线结构与主要带状流有关（Donguy 和 Meyers, 1996a）。近热带表面层温度局部极小表现于中部和东部太平洋剖面上，这是信风驱动热带上升流的证据。

根据漂移（drifter）数据可以限定穿过整个盆地的表面环流。1988－1994 年漂移数据得到 15 m 深的平均速度（图 6.10）显示赤道太平洋持续和确证的表面流系统：北赤道流（NEC）、南赤道流（SEC）、北赤道逆流（NECC）、和残留南赤道逆流（SECC）（在 6°～10°S，160°～176°E）。

图 6.10　基于 1988～1994 年表面速度计划偏移数据得到的热带太平洋平均表面层（15m）环流
在每个箭头终端的椭园是 95％置信度间隔（McPhaden 等，1998）

3.3.1.2　平均季节循环

从多年年平均 SST 的分布图可知，热带西太平洋的中西部伸展到印度洋东部为＜28℃的暖水区；热带太平洋的 SST 自西向东明显降低；东太平洋赤道海区及其以南为一显著的冷水带或冷舌，自南美西岸向西伸展约 85°经度，秘鲁沿海的 SST 比同纬度平均约低 8℃。热带太平洋的 SST 存在明显的季节变化，如北半球冬季，西太平洋暖池中心位于赤道南侧，29℃的暖池块与澳大利亚的东北海岸相连接；北半球夏季，暖池中心北移至赤道以北，29℃暖海域的南缘位于赤道附近。由于热带太平洋暖池和冷舌位置随季节南北移动，导致北太平洋副热带 SST 在冬季经向梯度增大，而夏季纬向梯度增大。

热带太平洋上的暖水可达较深的层次。在太平洋西部是一深厚的低盐暖水层，位于温跃层之上；在赤道断面上，暖水呈一楔形，西端最深，厚度可达 140 m 以上，东端暖水升至最浅，温跃层位于海面附近，因而使赤道东太平洋的 SST 比西太平洋降低很多。

暖池区是全球大气对流活动最强烈的区域，活动持久，年降水量高达 3000～5000mm，这个区域又是全球中高对流层绝热加热的最大中心。总之，暖池中心，与最大对流中心、最大降水中心和最大绝热加热中心位于同一地区。这个区域对流活动的特征是：经常出现带有大的盾状卷云层的超级云团系统自西向东移动，随着超级云团系统的移动常出现西风的暴发。

热带太平洋 SST 的季节循环研究表明，在冷舌上最暖的 SST 出现在北半球春季；最冷的 SST 显示在北半球秋季。这些年周期变化的振幅从东向西减小，正如斜温层深度一样。与之类似，最高温度的时间较晚出现在北半球春季，从西向东传播。太平洋沿热带 SST 的年循环从西向东传播联系着向东传播的带状风。SST 年变化事实上创建大气边界层压力梯度，后者驱动年周期的带状风变化。

虽然近热带太阳驱动在半年周期最为突出，而由于海洋动力学的重要作用和太平洋周边大片陆地边缘的影响，东部和中部太平洋热带冷舌上的 SST 以年度周期变化为主。研究和模拟结果阐述季节 SST 变化的振幅和相位源于海洋过程复杂混合。由于大尺度风的驱动（图 6.9）东太平洋浅的平均斜温层深度对促进使表面变冷的上升流和垂直混合是重要的。伴随季节变化的带状对流也是重要的，特别是在中太平洋。表面热流的变化（主要是太阳辐射和潜在热流）在所有地区是明显的。这些流的主要作用是从热带向极区减少的海洋动力学过程。

利用 XBT 和传导温度深度（CTD）数据研究基于 Ekman 泵和 Rossby 波的运动学描述上部海洋热结构的季节循环。XBT 和潮汐测量数据也确证在主要流运移上季节变化。北热带逆流的海平面数据组显示年度变化传播到西部，正如由风区向西传播所共振驱动的 Rossby 波。

从 TOGA 漂移和仃止数据给出赤道太平洋表面流。沿热带平均季节循环的一个值得注意的内容是正常向西的南热带流的“春季反转”。在东太平洋有大量证据，例如，超过 30cm s^{-1} 的向东水流出现于 110°W 的四、五月间。沿热带向西传播水流的反转，正如带状风和 SST，具有在 140°和 170°W 滞后的变化，并进一步向东。在 SEC 的春季反转百年前已经知道。模拟支持春季反转源于信风的带状组元的季节性张弛，而信风的带状组元来自水流增强向东降低带状压力梯度。

沿热带的热带逆流的平均季节循环研究得出，交叉重叠季节分析突出在时间尺度上变化的某些

重要特征。在平均上，EUC 处于上部斜温层，因此是西部比东部有较大深度。带状流变化基本限定在上述暗流核心，暗流核心在北半球春季所有纬度上出现的斜温层有一个向东最大流。

最近分析建议在东热带太平洋的季节循环是不稳定的（Gu 等，1997）。特别是在 110°W 斜温层深度变化的年周期在 20 世纪 90 年代比 80 年代更多，大概由于带状风驱动的年周期变得进一步向西。有意思的是，斜温层深度变化的加强不反映在 110°W 的增强年 SST 变化上。

3.3.2　ENSO 变化

ENSO 循环某些标志现象显示，沿热带南方涛动（SOI）和表面带状风压异常时间系列，以及海洋表面温度异常的时间系列。这周期显示 1982～1995 年的年际变化。每个暖幕（episodes）（1983～1983，1986～1987，1991～1992，1993，1994～1995）联系着负的 SOI 值，并且在中部和西部太平洋整个约 60°纬度以内正常信风较弱。在强的 1982～1983 年 EI Nino 期间全部信风从西向东传播减弱。相反，1988～1989 年冷的 La Nina 事件联系着高 SOI 值，而且在整个粗略 60°纬度上信风强化。图版 1 上同样值得注意的是近于日期线暖 SST 异常持续和在东太平洋 1991 年至 1995 年之间与低 SOI 系数值相一致的三个不同的暖幕的出现。虽然，已经知道 ENSO 事件的频率和强度为十年和较长时间尺度所调制，20 世纪中在 5 个日历年度范围的暖相 ENSO 状态的持续时间也不平行。

图 6.11　TAO 列阵测定的表面风和温度（McPhaden 等，1998）

a 1994 年 12 月；b 1994 年 12 月与 1950～1979 年的平均月异常

1994 年 12 月在表面风与 SST 之间的相关（图 6.11）阐述 ENSO 变化的另一个重要方面。深的大气对流典型地出现于赤道太平洋的整个最暖 SST。在 1994 年 12 月最暖的 SST（＞30℃）正好位于热带南部近于日期线的强烈会聚表面风和深大气对流活动的区域。会聚风通过湿度会聚作用维持深对流和通过海洋动力学维持暖 SST。这些过程趋向于局部相互加强。

ENSO 循环的一个重要海洋特征是暖表面层水团的带状再分布。在 EI Nino 期间 15°S 至 20°N 纬度带西太平洋斜温层（为 20℃等温线深度所指出）潜伏 20～50 m，而在东太平洋斜温层变深，但在纬度上是比西部带更窄。1991～1993 年 EI Nino 沿热带的斜温层深度变化与主要水流强度的变化相关。在 EI Nino 幕向西的 SEC 明显减弱，而某些事件中 NECC 增强。这样，在暖事件刚开始时有一个异常的暖水以热带表面流的形式向东运移。

由于在季节到年际时间尺度上上部海洋热场的垂直相干结构，上部海洋热容量的带状分布的改变反映海平面变化。另一方面，异常深的斜温层趋向于联系着高海平面异常，反之亦然。Wyrtki（1984）假定沿热带在潮汐测量上长期平均海平面等于相对于深度参考面的长期表面动力学高度，描述 1982～1983 年 EI Nino 沿热带海表面高度梯度。他指出从东向西海平面正常向上斜（图 6.8），在 1982～1983 年东部和中部太平洋突然减少和时间反转。海洋表面倾斜的减少和反转也出现于 1986～1987 年和 1991～1992 年 EI Nino 事件。在这些时间变化比 1982～1983 年弱，考虑由于沿热带较弱和较小的带状延伸的西风异常。相反，在 1988～1989 年冷 La Nina 事件期间沿热带海平面斜度增强，并与正常信风联系更强。

沿热带海平面斜率是带状压力梯度的强度数据，而带状压力梯度是热带逆流的驱动力。海平面斜率的减少和反转在 1982～1983 年和 1986～1987 年 EI Nino 事件中联系着斜温层 EUC 的明显减弱和消失。在 1991～1993 年 EI Nino 事件中 EUC 虽然没有消失，但在数月间中太平洋的强度大为降低。联系着逆流强度减少的 EI Nino 事件对表面层的热平衡有重大意义，因为逆流通常是提供热带上升流冷水的源。

近于热带上部海洋热和质量的调节为热带 Kelvin 波和长的 Rossby 波的激励和传播所强烈影响，热带 Kelvin 波和长的 Rossby 波是风联系它们影响海洋盆地其它部分的原始机制。Kelvin 波在热带时间系列数据中最突出，它联系着西风突然产生和大气 Madden 和 Julian 振荡。这些波是 20℃等温线深度变化的明显证据，正如在热带 2°纬度内海平面、动力学高度和带状流的时间系列。大量研究者

清楚地阐述在 1986～1987 年 EI Nino 事件中热带 Kelvin 波以一级斜压模相速度 2～3 ms^{-1} 周期向东传播。与之类似海平面数据分析指出最突出海洋变化，由于在 1991～1995 年日期线以西风力驱动产生热带 Kelvin 波。

在暖ENSO事件开始时中部和西部太平洋近热带信风的减弱导致促进风受力旋转的上升流图式，它局部提高热带外纬度的斜温层。信风减弱同样激发长 Rossby 波的上升，它最快的以三分之一 Kelvin 波速度的相速度向东传播。这些波比热带 Kelvin 波较慢的传播速度意味着在西部斜温层上升以数月时间滞后于东部斜温层下降，正如热场和海平面分析所证明的。模拟研究 1986～1987 年 EI Nino 建议，除风力驱动以外，热带 Kelvin 波东部边界反射能产生热带 Rossby 波，后者影响 ENSO 的演化。

表面层热平衡的经验研究强调在 ENSO 时间尺度内控制 SST 变化过程的复杂混合过程。例如，在东部和中部太平洋范围中等的 SST 变化遥远驱动热带波的重要性。1980～1985 年最大的 ENSO 的 SST 异常明显局域于最大的带状风异常的东部；并且大的 SST 异常见于远东太平洋，这里带状风异常较弱。在冷舌区通过斜温层深度变化使波影响 SST，斜温层深度影响上升流和垂直混合速度。波同样能影响子午线对流温度场，更重要的是，影响沿热带的带状流。中太平洋波暖池东缘波产生的的带状对流和流产生的的带状对流形成大的年际 SST 异常。

局部地区的空气－海洋的热交换在年际的时间尺度上在赤道太平洋的表面层热平衡中也是重要的。在表面能量平衡的最强烈变化组元是太阳辐射。太阳辐射为云量和潜热流所调制，而后者由风速、SST 和相对湿度所调制。在日期线的东方，海洋动力学对于年际的时间尺度上产生 SST 异常是关键的，随着潜热流增加趋向于 SST 增大，因此发展 SST 异常其作用相当于一个负反馈。在西太平洋暖池中斜温层是深的，平均水平 SST 梯度弱，并且，这里海洋的动力学过程比更远的东方不容易产生大尺度的 SST 异常。在这地区大气－海洋的湍流式的热交换是产生 SST 异常的一个重要机制，通过在强西风的周期内增强蒸发。在整个赤道太平洋短波辐射上的变化倾向于阻止 SST 异常的发展，因为高云量减少日照，高云量趋向于在最温暖的表面水上形成。

在 TOGA 十年中包括从 El Nino 到 La Nino 条件下大摇摆（1986～1989）和延长异常暖周期（1991～1995）。在 1986～1989 年 El Nino 到 La Nino 的惊人变化中，了解 ENSO 循环的冷相的重要性。另一方面，1991～1995 年周期是空前的。在 1991～1995 年明显的暖事件解释为单个暖相 ENSO 事件，它是过去 100 年内最长的。一个代替的解释是 1991～1995 以三个不同的暖事件为特征，意味着一个重复速度明显高于从历史记录中平均 3～4 年。另一个解释确定 1991～1995 年作为在现代记录中独特的。

3.3.3 大气的季节变化和突变

3.3.3.1 季节间 Kelvin 波

Kelvin 波能横跨约 40～120 天周期，最大能量集中于近 60～90 天。海平面、斜温层深度和联系着这些波以 2～3 m s^{-1} 相速度向东传播带状流。垂直结构明显支持一级或二级垂直模上的能量。在到达东部边界时，沿北美和南美能追踪到沿岸 Kelvin 波。

Kelvin 波为表面带状风变化所起始驱动，表面带状风变化联系着西太平洋西风突然发生，以及 Madden 和 Julian 振荡。海洋波响应的振幅依赖于风驱动的结构，即它的空间演化，带状行程和子午线结构。根据频率含量，波能量集中于周期明确长于风力驱动本身占支配的 30～60 天周期。Kessler 等（1995）用“红移”解释 Kelvin 波形成，风力驱动造成较低频 Kelvin 波的激发。

在赤道太平洋季节间 Kelvin 波以各种方式影响 SST。它们能在赤道冷舌上以带状对流方式加热 SST，这为 1986～1987 年和 1991～1993 年的 El Nino 事件所证实。下降 Kelvin 波同样降低斜温层，降低斜温层能以减少局部风驱动上升流使表面冷却的有效性的方式导致表面变暖，促进暖 SST 异常的发育。

在海洋或大气中增强的季节间变化与 EI Nino 之间存在着明显的相关。在 EI Nino 时西风突然发育趋向于明显，太平洋中沿赤道联系着 Madden 和 Julian 振荡的深部对流趋向于更强和进一步向东延伸，并且季节间赤道 Kelvin 波趋向于具有较大振幅。这些发现导致支持季节间变化，而不是具有它

本身季节性循环的混沌相互作用。

3.3.3.2　西风突然发作驱动力的局部响应

Lukas 和 Lindstrom（1991）首次强调在西太平洋暖池强西风突然发作驱动的重要性为。西风突然发作典型地出现在 Madden 和 Julian 振荡的西部相的条件下，表面西风速度达到 5～10 m s^{-1}。西风导致在水柱的上部 100～150 m 在时间和深度出现戏剧性的带状流逆转。这种表面流加速向东，并在一星期中速度可达＜100 cm s^{-1}。

这种结果能复盖 40°经度，在 5°N and 5°S 之间具有异常向东运移 50 Sverdrups (1 Sv = 10^6 m^3 s^{-1})。西风突然发生，Madden 和 Julian 振荡的西风相一般联系着 SST 下降，由于潜热流增加和日照率减少。强风驱动流使较新鲜水从西对流，结合增强的降雨量，一般导致近赤道热池区表面层的新鲜化。这些过程能造成障碍（barrier）层形成，这对于了解 ENSO 暖事件的演化是重要的。风突然驱动同样激发下降赤道 Kelvin 波，后者传播进入东太平洋，已在前面讨论。

3.3.3.3　不稳定波

热带不稳定波首次见于卫星 SST 图内太平洋地区，也在卫星测高计图上见到，典型向东传播具有 800～2000 km 波长和 20～30 周期。它们在海流，温度和盐度上观察到。不稳定波是季节和年际调制，当北半球春天和当 ENSO 暖相最弱。它们有一个明显的南赤道流和赤道潜流源，和它们加热冷舌通过大的下降梯度（即朝赤道方向）涡流热运移。这波同样影响东赤道太平洋大气边界层的稳定，云量分布，潜热流，营养物，pCO_2，和其它化学物质的分布。不稳定波的相似特征见于赤道大西洋的北半球夏季。它们是一种潜在的能源。

3.3.4　ENSO 与全球海洋和大气变化

TOGA 观察系统首先聚焦于热带太平洋上的 ENSO 现象。然而，在 TOGA 卫星和某些原位测量提供全球气候变化的远景。

与 ENSO 循环遥远联系的大气影响全球大范围的海洋变化。在整个北大西洋，例如，在 EI Nino 年的晚秋和冬天 Aleutian Low 变得异常强。沿亚热带轴（axis）洋流分裂，一个分支向南移控制暴风雨进入美国西南部，另一支向北移进入太平洋西北部。在中纬度大气环流增强，导致在 EI Nino 年冷 SST 异常。另一方面，沿美国西海岸异常的沿岸南风能导致沿岸上升流减少，造成冷岸边 SST 和较低的海岸海平面。

通过热带和亚热带太平洋之间的大气遥远联系，赤道海洋 Kelvin 波冲击东部边界，驱动向极传播两半球沿岸 Kelvin 波。这在中部和西部北太平洋的十年计划晚期被探测到（McPhaden 等，1998）。

White 和 Peterson （1996）最近探测到在南极环极流上环绕世界 4～5 年向东传播的双振荡带状波数字。这波以与 SST，海平面压力，子午线风和海冰程度相干振荡。他们认为，这波联系着与 EI Nino 有关的驱动，通过在赤道太平洋和南极环流之间的大气遥远控制。

赤道太平洋以在表面风，洋流上部海平面和温度上占优势的平均季节循环为特征。另外，年间到十年变化的两个重要模式是明显围绕季节循环，其中之一包括具有近于赤道集中的变化的热事件和在热带 SST 半球间变化。在大西洋的海洋－大气－陆地系统是重要的，ENSO 通过大气遥控影响它们的演化。

印度洋的变化主要是以联系季风驱动的明显季节循环。然而，在 ENSO 时间尺度上的年间异常能完全探测。Tourre 和 White's（1995）在全部三个热带海洋盆地内上部海洋热数据的模拟分析指出在近于赤道的上部海洋热容量出现相干向东传播年间波。在这结果的强度上，他们暗示印度洋热区存在对 ENSO 的海洋先兆的可能性。另一方面，Latif 和 Barnett（1995）论证太平洋驱动赤道印度洋和大西洋遥远通过大气遥控 ENSO 时间尺度和驱动的解释。

此外，McPhaden 等（1998）介绍 ENSO 事件对大气的影响，包括延伸进入下部平流层。圣诞（Christmas）岛风剖面表明，最强烈的上部对流层东风是在 1988～1989 年 La Nina 事件时看到。与之对照，上部对流层东风在 1986～1987，1991～1992 和 1994～1995 的 EI Nino 年相对弱。这些观察与冷事件时 Walker 环流的加强和暖事件时 Walker 环流减弱相符。这也影响到上部平流层。

在1991～1995年经常发生于赤道太平洋近日期线的罕见的暖条件引起关于在ENSO循环与十年尺度变化之间的问题。这持久暖异常是在北部和南部太平洋 SST 的较高纬度体现的十年时间尺度变化的反映。这十年模从在 ENSO 事件强度或频率上的十年调制形成许多结果，或者它能是一个具有动力学明显不同的 ENSO 的耦合海洋－大气变化的模。在另外的情况下，变化的十年时间尺度及其在高纬度的体现建议衔接维持赤道斜温层的十年尺度过程。这些过程涉及耦合热带海洋与温带和高纬度北部和南部太平洋的海洋热环流。在中纬度上复大气环流的十年尺度变化改变空气－海洋热交换图式，提供能影响密度表面出露范围的斜温层水质形成的一个机制。Gu 和 Philander（1997）提出对于涉及在热带与热带外海洋之间海洋－大气相互作用和热转移的自－支持（sustaining）十年时间尺度振荡。

在 TOGA 条件下观察的变化同样建议在 El Nino 与全球变暖之间的可能联接。热带太平洋平均 SST 在 80 年代和 90 年代是罕见的高，在同样的时间上趋向于较暖的全球表面空气温度。热带太平洋 SST 较暖，因为暖 ENSO 事件较大的强度，频率和持续。两个近年研究（Kumar 等，1994；Graham 等，1995）基于具有 80 年代和 90 年代观察 SST 大气模式模拟驱动建议对此周期全球表面空气温度的变暖是由热带太平洋 SST 变暖所导致。然而，在这些模拟中热带太平洋 SST 是从观察中规定的。可能 ENSO 改变和 SST 较暖的特征是由于人造温室气体变暖。在这论文上的不一致，Cane 等（1997）讨论全球变暖将导致热带太平洋变冷。很清楚，涉及 ENSO 问题的分辨，十年变化，和人造温室气体变暖将要求考虑进一步研究。

3.4 厄尔尼诺的理论和预测

早期厄尔尼诺形成机制更多地考虑大气环流，之后逐步认识到赤道太平洋热池的作用，近年的测量和模拟表明，ENSO 演化的物理机制是复杂的，受到短时间起伏的突发影响。ENSO 的预测除了需要改善预测技巧外，还应考虑多尺度的相互作用。

3.4.1 厄尔尼诺事件的理论

EI Nino 事件和 ENSO 循环有各种不同理论。Bjerkness（1966）最早提出 ENSO 循环的物理动力学机制，他认为 Walker 环流和 Hadley 环流可以互相调整。在 La Nina 期信风很强，东太平洋冰水上翻导致对流活动减弱，因此太平洋上 Hadley 环流减弱，向北的动量、质量通量减少。另一方面，Hadley 环流的减弱又使得信风减弱，当减弱到一定值时，冷水上翻终止，暖水出现在东太平洋上，出现 El Nino，此时其上大气对流增强，又导致 Hadley 环流的增强，继而导致信风增强。当信风增强到一定程度时，又引起东太平洋冷水上翻，从而完成一个循环振荡。

Wyrtki（1975）提出，在 EI Nino 之前信风加强，并且西太平洋暖池中海平面（热量的代替指标）升高。当信风减弱时超载的暖池将瓦解，并以 Kelvin 波的形式向东启动热事件。Kelvin 波每天以 200～400 km 的速度，以及在赤道上最大振幅南北向延伸 1000 km 的线性波向东传播，导致东太平洋斜温层的加深，广大海区混合层的温度可升高 1～3℃。在 EI Nino 发展期 Kelvin 波的重要性已被许多研究所证实。不过，1982～1983 年 EI Nino 之前，西太平洋未出现异常和东信风没有强化。同样，在 1993 年赤道加热之前，西太平洋暖池没有热量积累和东信风增强。

Wyrtki（1985a）提出另一个假说，即 EI Nino 之前在 15°N 和 15°S 之间热带太平洋在带状平均的基础上积累暖水，而 EI Nino 表现为把超过的热量传给更高纬度的机制。Springer 等（1990）以风驱动海洋模式研究表明，1982～1983 年 EI Nino 之前近赤道热量增大符合 Wyrtki 假说，但仅在 5°N 和 5°S。然而，Miller 和 Cheney（1990）利用 Geosat 数据没有发现在 1986～1987 年 EI Nino 事件之前的热量积累。这样，Wyrtki（1985a）机制被修改为在窄纬度带中适用于某些，而不是全部 EI Nino 事件。

Bjerkness（1966）的假说中未考虑到热带西太平洋热池的作用。McCreary（1983）提出，当赤道西太平洋的海水表面温度较高，就会产生沿赤道向东传的暖 Kelvin 波。当暖 Kelvin 波传到东太平洋，引起 El Nino 现象。此后，暖的 Rosby 波从赤道太平洋东岸向西反射，暖 Rossby 波使得海表面上升。但是，由于 Hadley 环流的作用又造成赤道东太平洋海温下降，使得 El Nino 现象消失。McCreary

（1983）认为，最重要的是紧密处于赤道的 Rossby 波，而不是外赤道的高纬度 Rossby 波。由于暖 Rossby 波继续向西传播，并且它们像赤道 Kelvin 波一样在西部边界反射，同时，Walker 环流使得暖海水从东向西输送，在这两者的共同作用下，赤道西太平洋海温变暖，这将为产生暖的 Kelvin 波，为下一个 ENSO 事件的形成作准备。为了得到 3～4 年周期性的 ENSO 循环，要求具有来自赤道的大约 20°纬度明显增大 Rossby 波。Graham 和 White（1988）讨论沿 12°N 和 12°S 的外赤道 Rossby 波的存在，以及在西边界它们反射进入赤道 Kelvin 波。不过，Kessler（1990）从沿赤道观察到的依据直接的风力，而不是 Rossby 波反射的变化提出另一种解释，并且 Kessler（1991）研究表明，仅有 8°纬度向赤道的 Rossby 波能以大振幅反射进入赤道 Kelvin 波。

延迟振荡器理论是目前比较流行的 ENSO 循环理论，同样强调赤道波系的作用，特别是 Rossby 波反射进入西太平洋边界的赤道 Kelvin 波。延迟振荡器理论提出，在年际尺度上热带太平洋气候系统演化是由大尺度赤道海洋波过程与海洋－大气反馈之间的相互作用所给定。这理论预测西太平洋热容量结构为信风驱动下降（downwelling）的赤道 Rossby 波所传递，赤道 Rossby 波是 El Nino 的先兆。Rossby 波反射离开西部边界能产生下降赤道 Kelvin 波，而赤道 Kelvin 波向东传播造成赤道冷舌上的 SST 异常。SST 异常影响大气的对流和环流，使局部正反馈出现，促使 SST 和风异常的加强。随后，异常的表面风激发相反符号的赤道海洋的波产生原始 SST 异常。在这个理论中 ENSO 循环的时间尺度决定于局部正反馈和延迟的负反馈之间的竞争，而负反馈联系着遥远地驱动赤道波及其西边界反射波。

延迟振荡器的试验最初集中于赤道 Rossby 波是否能从西太平洋不规则和不连续沿海岸几何形态进行反射的问题。理论支持沿岸不规则性对反射过程不是基本限制。然而。虽然在基本西边界反射对 EI Nino 事件初始或终结是相等的，它大多影响为 EI Nino 事件的终结。在这种情况下西边界的上升 Rossby 波激发一个上升赤道 Kelvin 波系列，而后者侵蚀冷舌上的暖 SST 异常，终于导致冷的 La Nina 的 SST 异常。即使如此，并非所有暖事件以西边界反射为终结。然而，在 TOGA 十年间即使有，也是极少数 EI Nino 事件表现为以延迟振荡物理开始。许多数据和模拟都有争议。

Picaut 和 Delcroix（1995）提出另一个 ENSO 循环预测，利用 TOGA 数据，以及三个不同的海洋模式得到的驱动海流场所给出假定的漂流，找出中部和西部太平洋联系着 ENSO 的 SST 异常主要是带状对流的结果（图 13）。他们论证由东边界反射激发的 Rossby 波，加上风力驱动能帮助产生这些流。由于 SST 变化对大气的冲击在中部和西部赤道太平洋是极其明显的。

1997～1998 年 El Nino 是检验理论的良好时机。1997～1998 年 El Nino 开始前一年西赤道太平洋热容量结构由于联系着 1995～1996 年的弱 La Nina 强于正常信风，和日期线以西的不一般的暖 SST。虽然这些条件能设定 El Nino 发展阶段，1997～1998 年 El Nino 的开始直到 1996 年晚期 MJO 增强到整个西太平洋时才出现。在一个正常季节循环中 MJO 具有北半球冬季和春季较大的振幅。1996 年晚期开始 MJO 在表面风振幅上的变化遍及西太平洋异常暖水，这些振荡从印度洋传播向东。在 1997～1998 年 El Nino 开始时明显的海洋 Kelvin 波是由 MJO 的幕式西部表面风所激发。Kelvin 波由产生于西部边界为 Rossby 波反射所造成，然而，不是快速出现。

对于 El Nino 结束，延迟振荡器理论也预测西部边界波反射是重要的。El Nino 开始时信风的瓦解产生的 Rossby 波被假设为进入 Kelvin 波在西部边界上反射，Kelvin 波向东传播抬升东太平洋上的斜温层。一个上升的斜温层产生条件促进表面冷却通过局部信风驱动上升（upwelling）。Rossby 波西部边界反射进入上升 Kelvin 波出现在 1997～1998 年 El Nino 的开始以后。然而，在西太平洋 1997 年晚期和 1998 年早期向东风异常的出现同样产生上升 Kelvin 波。这些在 El Nino 高峰时向东异常的发展，一个相符特征见于历史资料，被解释为在整个异常冷水范围内 El Nino 演化大气压力图式响应。这样，直接风驱动，加在西部边界反射，是 1998 年 5～6 月 El Nino 死亡的前提条件。

事实表明，建议多于一组的机制来控制出现在热带太平洋的 ENSO 时间尺度的暖和冷事件。例如，延迟振荡器理论时常能，但不全是，这涉及解释 ENSO 暖事件的终端。另一方面，延迟振荡器物理一般不能考虑暖 ENSO 事件的开始。新物理假设考虑 ENSO 循环的公式化，基于现存理论的失

败来解释观察的全部事实。

3.4.3 厄尔尼诺的预测

ENSO 事件给全球带来严重的气候灾害，因此 ENSO 事件的预测一直是气候动力学中一个重要的研究课题。目前，在业务预报试验中主要有两类预报方案，其中一类是统计预报，即利用海平面气压的低频变化与基本振荡类型来预报 ENSO 事件的产生。另一类是动力学预报：其中一种是利用大气统计模式，而海洋是动力学模式；另一种是利用海一气环流耦合模式。

1982 年以后开始大规模的 ENSO 预测研究。1982～1983 年期间强的 El Nino 事件未被及时预测出，对科学界是一个很大的刺激。Cane 和 Zebiak（1985）设计出简化的海气耦合模式（C－Z 模式），成功预测出 1986～1987 年的 El Nino 事件。以后，人们又设计出各种模式，并且对 ENSO 循环作了大量的模拟研究。不少模式能在 6 个月预测仍保持相关系数在 0.6 以上，预测方取得重大的进展。

1982～1983 年的 El Nino 事件预测的失败，使人们认识到厄尔尼诺至少有两类发展过程。一类 SST 距平在赤道东太平洋自东向西传播，这是经典的过程。另一类则自西向东传播，例如 1982～1983 年和 1986～1987 年。C－Z 模式正确预测出 1986～1987 年的 El Nino 事件，而且在一些模式纷纷预测 1990 年将出现 El Nino 事件时，正确预测出 1991～1992 年的 El Nino 事件。然而，在 1993～1995 年期间 C－Z 模式与其它模式的预测均是失败的。目前美国的试验性长时效预测公报每年 4 季发布 13 种模式对未来 1～4 个季的 ENSO 预报。各种模式都有改进，应该承认 ENSO 预测还是当前短期气候预测中最成功的部分。

然而，对于 1997～1998 年 El Nino 事件，几个动力学和统计 ENSO 预测模式成功地预测，提前三个季度给出 1997 年有非常暖的热带太平洋 SST。然而，实际在 El Nino 开始前模式预测变暖的每个情况都太弱和发展太慢。迄今为止，大多数认为比较成功的 ENSO 预测模式对 1997～1998 年 El Nino 事件全部是失败的。模式预测矛盾导致预测的不确定。官方宣布 El Nino 即将来临，是在 1997 年 4－5 月的第一个暖 SST 异常出现以后。然而，一旦 El Nino 开始进行，观察到的高度异常使模式的初始化所改进，SST 预测对于地球不同部分的事件发展极有价值。

对于 1997～1998 年 El Nino 起始，1996 年晚期赤道太平洋在 12 到 18 月以前显示具有西太平洋的热容量结构，符合延迟振荡器物理的结构先兆。然而，这观察建议 1997～1998 年 El Nino 事件开始至少部分与季节间大气振荡的驱动有关，大气振荡触发暖 SST 异常强度的爆发。1997～1998 年 El Nino 的结束是以低频海洋波过程为前提，低频海洋波提升中部和东部太平洋斜温层，相应有近表面热结构演变，然而，信风加强的突然性使 1998 年 5～6 月事件结束，未被任何 ENSO 预测给出。什么导致信风突然强化同样不清楚，但它们从非常浅的斜温层上升冷水爆炸性起动使表面变冷。随后 SST 下降强度形成 1997～1998 年 El Nino 的特殊结局。

ENSO 的预测决定性地衔接于大尺度波动力学，它是在季节到年际时间尺度内上部海洋热和质量的再分布。ENSO 预测的技巧为一系列因素所限制，诸如，模式不完善，初始条件错误，和气候系统趋向混沌。此外，预测技巧受季节性或十年的调制。对预测 1997 年 El Nino 快速增长的无能，起因于预测模式中这些因子的联合。特别是 MJO，大多数大气环流模式，包括用于动力学模式预测，不模拟季节间变化。统计 ENSO 预测模式，对准 ENSO 循环时的季节性平均条件，对季节间变化不特别灵敏。这些模式难以预测大精度极端事件或者依赖于短时间尺度起伏的突然转变。

从 20 世纪 50 年代到现在全部 El Nino 联系着季节间西表面风驱动的上升水平。通常在 El Nino 事件以前和 El Nino 条件下西风驱动持续 1 到 3 星期。这些风关系着 MJO 或者其它现象，诸如，热带气旋形成和从高纬度冷空气爆发。然而，幕式的风驱动不是 El Nino 出现的充分条件，因为这在非 El Nino 年同样存在。另外，幕式的风驱动甚至不是 El Nino 发展的必要条件，许多耦合海洋－大气模拟 ENSO 变化时没有考虑它。尽管如此，理论研究指出随机驱动能放大和显著改变 ENSO 循环的演化，如果它出现在当海洋是灵敏和当海洋的和大气的背景条件下是导向随机再分布的快速增长的时间和空间尺度。所以，在 ENSO 循环上不规则的部分理由，是根据暖和冷事件频率，持续，和振幅能提供较高频率气候变化与较低频率海洋－大气动力学的非线性相互作用。

其它因素可能影响 1997～1998 年 El Nino 的演化，包括十年时间尺度起伏和全球变暖趋势。例如，90 年代太平洋振荡，是在 70 年代以来的暖相背景条件下进行。MJO 本身经受十年时间尺度调制和自 70 年代晚期以来印度洋的系统变暖。类似地，联系着 20 世纪全球温度升温，1997 年和 1998 年是记录上最暖的年度。相应于这些气象改变，70 年代中期以来 El Nino 多于 La Nina，90 年代早期在热带太平洋是一个扩展暖周期，出现 1982～1983 年和 1997～1998 年强 El Nino。这些横跨季节到百年时间尺度不同现象彼此之间，以及与 ENSO 的如何精确相互作用不完全清楚。所以，进一步研究要求更好的了解潜在影响 ENSO 循环的多尺度相互作用，和转译这些知识进入改进气候预测能力。

4 海平面变化

在海平面研究中，Seuss 提出的“全球一致的海面升降运动”对后人有很大的影响。近年，这一思想发生动摇。实际上海平面不平，它的变化也是全球不一致的。半个多世纪以来，海平面研究者曾努力寻找一条全球的海平面升降运动的变化曲线（eustatic curve），并希望以此来度量世界各地海岸垂直运动的绝对量值。从IGU阶地委员会对海岸阶地的早年研究到1974～1982年期间执行的IGCP第 61 项的基本目标都与此有关。IGCP 第 61 项的主题是：“末次冰消期的海平面运动”。该项目执行期间，世界海平面研究取得前所未有的进展。然而，戏剧性的是该项目的基本结论却否定其最初的目标（Tooley, 1987）。此后，人们的新目标是建立地区性的海平面升降运动曲线。这体现为随后的IGCP 第 200 项和第 274 项研究。相对海平面指某一地点的实际海平面，是全球理论海平面上升值加当地陆地上升或下降值之和。相对海平面更有实际意义，是目前海平面研究的重点。

这样，全球海平面或理论海平面指的是全球的平均海平面。在地质时代内，全球海平面曾有多次变化。海平面变化不仅灵敏地反映大气圈、水圈、岩石圈的变化，而且与地核、地幔变化以及地球自转变化、太空引力变化等外部因素密切相关。海平面变化的原因主要有四个方面：海洋盆地容积的变化，即由构造作用造成；海洋水体体积的变化，即冰川作用影响；海洋物质分布的变化；以及动力作用，即气象、水文、海洋等因素引起的海平面变化。显然，海平面变化的原因很复杂。气候变化引起的冰川熔化，导致海洋水体体积增加，只是其中一个因素。因此，有的地质时代，例如白垩纪中期和晚期世界气候较暖，并无大冰盖堆积和消融，但海平面变化幅度却等于或超过第四纪。

海洋地形研究具有很强的科学、经济和社会价值，但长期以来人类只能采用验潮站、测量船和浮标来观测，得到的数据数量少、精度低而且大多集中于北半球和近陆地区。从 70 年代中期开始，美国等国家先后发射一系列的测高卫星，获取诸如海平面高度、海水表面温度、波高等信息。90 年代初西方国家又发展了 TOPEX、ERS 等新一代的海洋测高卫星，利用卫星激光测距（SLR）技术，有效地监测全球的海洋地形，海面变化和洋流，以及 Ke1vin 波和 Rossby 波，发现海面变化和海温之间存在强的相关性，进而得到新的地球引力场、海洋大地水准面和海潮模型。

80 年代初，美国科学院气候变化专门小组的 2 份报告提出温室效应增强将导致全球气候变暖和海平面上升的认识引起广泛关注。由于 21 世纪中期大气中 CO_2 浓度可能为 19 世纪末的 2 倍。1983～1987 年执行的 IGCP－200 项明确提出“预测不远将来的海平面变化”的最终目标，随后执行的 IGCP－274 项则对应用海平面研究解决各种海岸问题提出要求。

近 1.8 万年来全球海平面变化主要特点是：距今 1.8～0.6 万年，海平面持续上升，大致恢复到最后一次大冰期以前的情况。距今 0.6 万年以来，全球海平面基本稳定，但由于受地方性因素的影响（例如，新构造运动、地面沉降和河流泥沙入海数量等），各地区的海平面变化曲线差异很大。

在全球变化研究中，关于海平面变化问题，主要是探讨过去百年的海平面上升率和估计今后百年的海平面上升值，尤以后者更为重要。近百年全球平均气温升高 0.6℃左右，全球海平面总的说来是上升的，上升速度约为 1～2mm / 年。但由于全球验潮站分布极不均匀和记录时间长短不一，以及地区构造运动的影响，加以各研究者选取不同统计方法，所得结果有一定差异。新近的研究结果如表 6－3 所示。

20 世纪海平面上升最佳估计为 1.8mm / a（Wingham 等，1998）。海平面升降 1mm 约等于 360Gt 海水。Wingham 等（1998）根据 1992～1996 年卫星雷达测高计得出南极冰架平均下降 0.9±0.5cm

/ a，考虑南极冰心中的降雪变化，20 世纪其内质量平衡为－0.06±0.08 平均质量积累速率。

据国家测绘局等单位测定，近年我国海平面上升速度平均为 1.4mm / 年。根据析代表性较好的 6 个站（秦皇岛、青岛、吴淞，坎门、厦门、闸坡）资料，经校准得到平均海平面上升率为 2.1mm / 年。证明近年上升率有增大趋势。1993 年中国科学院地学部海平面考察组综合分析了各大三角洲地面沉降情况并参考前述全球海平面上升预测值(表 6.2)，认为到 2050 年左右的相对海平面上升值，珠江三角洲为 40～50mm，长江三角洲的上海地区为 50～70mm，老黄河三角洲的天津地区为 70～100mm，由此将对社会经济发展产生一系列严重影响。考察组成员任美锷院士还单独推算了 2030 年左右的海平面上升值，老黄河三角洲为 60mm，现代黄河三角洲为 30～35mm，长江三角洲为 30～40mm，珠江三角洲为 20～25mm。

表 6.2　近百年海平面上升计算（施雅风和杨桂山，1998）

研究者	依据资料和时间	速率（mm/a）
Gornitz 和 Lebedeff(1987)	130 站 1880－1982 年	1.2±0.3
Barnett(1988)	155 站 1980－1986 年	1.15
Trupin 和 Wahn(1990)	84 站 1900－1980 年	0.71±0.13
Peltier 和 Tushinghan(1989)	40 站 1920－1970 年	2.4±0.9
Douglas(1991)	21 站 1880－1980 年	1.8±0.1

对于海平面上升的直接原因或其贡献因素的估计，由于观测资料不足出入很大(表 6.3)。表 6.3 中学者对南极冰盖的贡献有完全相反的估计。表中的低估计栏的总计否定海平面上升事实是难以置信的，最佳估计栏与实际海平面升高也有较大出入。

表 6.3　对近百年海平面上升贡献因素的不同估计综合（施雅风和杨桂山，1998）

贡献因素	低估计(cm)	最佳估计(cm)	高估计(cm)
海水受热膨胀	2	4	6
山地冰川和小冰帽	1.5	4	7
格陵兰冰盖	1	2.5	4
南极冰盖	-5	0	5
总计	-0.5	10.5	22
海平面变化	10	15	20

20 世纪 80 年代以来海平面预测性研究大体有三个内容。第一个内容是对 21 世纪海面上升幅度的预测。从美国国家环保局（EPA）到联合国的政府间气候变化专门小组（IPCC），以及各国家机构、研究小组和个人对全球海平面变化幅度作出预测。各家的预测值分歧很大，具有很大的不确定性。1990 年 IPCC 提出，2100 年全球海平面上升值最高估计为 110mm，最低估计为 31mm，最佳估计为 66mm。1992 年 IPCC 方案，提出 2100 年全球海平面上升值最高估计为 88mm，最低估计为 14mm，最佳估计为 48mm，分别比 1990 年方案减少了 22、17 和 18mm。

显然，下一世纪全球海平面上升估计值具有很大的不确定性，这主要由于：1 温室气体，特别是 CO_2 的排放量主要由人为因素决定。例如，人口和经济增长、工业结构变化、技术进步、政府政策等。而这些人为因素难以正确预测；2 目前排放的 CO_2 至少有 1 / 3 被海洋吸收，但对海洋与大气间碳交换的过程和数量尚缺乏精确了解；3 对南极洲冰盖的稳定性，目前尚无定论。

对下一世纪全球海平面上升的估计往往采用低值。这主要是由于：1 全球海平面上升值是根据全球变暖幅度来计算的，考虑到大气中的 SO_2 气体产生硫酸盐微粒，对大气有冷却作用；2 随着大气中的 CO_2 浓度增加，生物界吸收 CO_2 可能增加，这将使将来大气中 CO_2 浓度的预测值减低；3 稻田排放的甲烷数量过去可能估计太高；4 世界氯氟碳排放量将大大减少；5 平流层中的臭氧减少有潜在的冷却作用。因此，据最后三维气候模型计算，如 CO_2 浓度增加一倍，全球的平均气温将升高 1.5～4.5℃，而最佳估计为 2.5℃。据此，得到上述 1990～2100 年全球海平面上升估计值。

总的说来，对 21 世纪全球海上升幅度的预测值呈现明显的下降趋势。Mercer（1978）关于温室效应可能导致全球海面上升 5m 的警告，1983 年美国环保局预测上升 345cm（高方案），1985 年第一次 Villach 会议的 140cm（2030 年上限）；1990 年 IPCC 提出 66cm（SA90 方案），1992 年 IPCC 补充报告 48cm（1S92a 方案），甚至已低于美国环保局 1983 年的低估计值（56cm）以下。

第二个内容是预测未来海面上升的影响，包括海面上升对自然环境的影响和海面上升对社会经济的影响（杨桂山和朱季文，1993）。前者主要涉及海岸侵蚀、低地淹没、盐水入侵、风暴潮灾、洪涝灾害加剧、沿海城市的供排水系统、港口功能与航道、休闲旅游、以及海岸生态系统等方面。后者主要涉及直接和间接经济损失预估、影响等级评估与制图、海岸信息系统研究等方面。与海面上升影响研究密切相关的是海面上升对策研究。这方面的研究与工程技术和社会科学的交叉尤为显著，80 年代后期提出“海面管理”的概念。

Devoy（1987）把海面变化研究体系划分为过程研究、应用研究、管理研究等三个主要领域，把应用研究划分为工业应用和理论应用两大类，把管理研究定位在抗御海面上升对世界海岸带影响的方法研究，即对策研究。Shennan 和 Too1ey（1987）将海面变化研究划分为基础研究（或学术研究）与战略研究（或应用研究）两类，其中战略研究的主要课题是：未来 10～100 年尺度的海面预测和环境影响；海面与冰体积、温室气体浓度、海洋温度、大气温度之间的关系；海面上升的社会经济影响；海面上升对地壳、地幔和地球运动的可能影响；海面变化对生态系统的影响；过去和未来人类对海面变化的反应等。

海平面控制或者说海面管理的概念最初由 Newman 和 Fairbridge（1986）提出。他们根据资料推算得出 1932 年以来由于大陆上的水库贮水和灌溉计划已使全球海平面上升量减少 32.5 mm。在过去 25 年里使全球海平面上升速率每年减少 0.75 mm。据此，提出人类可通过大型贮水工程来进行水循环的调控。但 Sak(h)agian 等（1994）得出相反的结果，认为这些工程反而使海平面上升。认为 1960 年以来人类活动对海平面的纯效应是造成了 11.8mm 的海平面上升，即每年上升 0.54mm，约占实测海平面上升速率的 1 / 3。Gornitz 等（1994）的计算表明，过去 60 年间各种人类活动对全球海平面的总贡献是造成平均每年 1.63mm 的海平面下降。这场争论显示各家引用的基础数据有较大的出入。

与海面预测研究密切相关的第三个内容是对现代全球海面变化趋势的研究，这是判断海面对气候变暖响应程度的重要基础。这方面研究的主要思路是利用世界各地的验潮资料来拟合全球平均海面变化速率，其中的关键问题是如何消除潮位记录中包含的地面升降运动量。多数成果采用了各种假定和统计模型。另有部分成果则应用岩石圈挠曲和地幔流变学模型，试图从相对海面变化量中扣除冰后期地壳均衡调整量以求得所谓“纯的”海面变化量。

近年来在海面变化机理研究上着重考虑极地冰盖对气候变化的反应。一般认为，全球变暖将加速极地冰盖的消融，进而引起海平面上升。但也有人认为气候变暖将促使极地冰雪积累增加，从而减缓海平面的上升。对于格陵兰冰盖，人们倾向于其对近百年来的全球海平面上升有正贡献。在北极地区，破冰船水下测量等一些新的观测发现北冰洋在变暖（Macdonald，1996），但是来自潜艇实测的 1977～1990 年北极海冰厚度变化除了显著的年际波动，还看不出明显的趋势（McLaren 等，1990）。在南极地区，对南极半岛 9 个冰架过去 50 年间观测序列的研究结果表明南极地区的气温升高和冰架后退（Vaughan 和 Doake，1996）。但总的来说，意见不一，尚难判断。

在过去全球海平面变化研究上，Miller 等（1996）研究海洋钻探计划（ODP）第 150 航次在美国新泽西海岸外大陆坡钻孔岩心，以较好的测年精度分析渐新世至中新世的全球冰体积变化引起的海平面变动，支持 Vail 等（1977）采用地震地层学方法建立的新生代全球海平面升降运动曲线。Stoll 和 Schrag（1996）对早白垩世深海碳酸盐沉积中锶元素变化记录的研究表明，在 700 万年的时间跨度内全球海平面曾以 20－50 万年的时间尺度作约 50m 幅度的波动。这证实地震地层学方法建立的白垩纪海平面曲线。由于目前对这种快速的海平面变化只能用冰川型海面升降运动机制来解释，而白垩纪是一个气候暖期，显然这是有矛盾的。

van de Plassche 等（1998）从美国东部长岛附近岩心研究，给出过去 1400 年海平面振荡为 25±

25cm，过去 350 年平均上升速度约 1mm / a。Kominz 等（1998）根据美国新泽西附近 ODP Leg 150X 岩心研究给出 55Ma 以来海平面曾下降约 100m，和 0.5～3 Ma 以来海平面曾下降约 70 m。Algeo 和 Seslavinsky（1995）综合前人和自己的工作，得到显生宙以来海平面升降曲线（图 12）。

图 6. 12　　显生宙以来海平面升降曲线（Algeo 和 Seslavinsky，1995）

6. 1. 5　　现代冰川

冰川学家将现代冰川分为冰盖（sheet）和山地冰川。冰盖指的是大陆冰川，例如南极冰盖和格陵兰冰盖，亦称极地冰盖；而规模较小的山地冰川则称作冰帽（cap），例如，中国喜马拉雅山和祁连山、欧洲阿尔卑斯山和挪威、北美阿拉斯加等地的冰帽。

现代冰川是全球气候变化中重要的子系统，并以其独有的方式参与、反馈和记录全球环境气候变化。冰雪内，特别是冰心中各种可溶和不可溶杂质反映气温、降水与冰川进退、物质平衡等外部生态环境状况和气候特征，结合大气环流、传输过程的分析，可以追溯到源区乃至其外的事件。这使冰川研究成为当前全球变化研究中的一个独特的新领域。

冰川的变化直接影响全球水循环和环境变化。地表水体中约 1.7％储存在现代冰川中，而淡水资源的 85％是冰。冰川控制着水的长周期循环。在极地冰盖中水的循环期以 10^4～10^5 年计，在中低纬度的山地冰川以 10^2～10^3 年计。冰川变化对环境最显著的影响是海平面升降，第四纪海平面的重大升降均与冰期和间冰期的交替有关。美国冰川学家 Meier（1984）估计 1884～1975 年观测到的海平面上升量中 1 / 3～1 / 2 是由于两极冰盖以外的“小冰体”的加速融化所造成。假设 21 世纪大气中 CO_2 增加一倍，“小冰体”的融化最多可使海平面升高 0. 25 米。

5. 1　　南极冰盖

南极地区指南极复合体（Antarctic Convergence）——即平均纬度 55°S 以南的区域。总面积为 3220 万 km^2，其中海洋面积为 1820 万 km^2，南极洲面积约为 1400 万 km^2。南极地区冰盖和冰架面积占全球现代冰川总面积的 86％，南极冰盖的平均厚度为 2450m，冰储量达 $2937.8\times10^4\ km^3$，占地球表面淡水资源的 85％（Drewry 等，1982）。另一个统计认为，现代冰川占全球淡水资源的 87％以上，其中 90％以上贮存在南极冰盖及其边缘的冰架上。南极冰盖是地球上最大的冷源，影响着地球表面的热量平衡、大气环流、海平面升降和生物地球化学循环等。

南极冰盖的重要特征是存在大片流动着的冰川，称为冰架（shelf）。其中最大的是 Ross 冰架，其面积约为 52 万 km^2，表面平均约高出海面 70 m。南极地区是地球上人类了解最少的地区。绝大部分地方人类还从未到达。因此，涉及南极的许多问题，诸如，温室效应在多大程度上影响全球气候，大气环流模拟结果为何同实际资料相矛盾，南极冰盖物质平衡与海平面变化的相关关系及发展趋势等，都令人迷惑不解。

图 6. 13　　南极冰盖及其冰架（斯特勒拉和斯特勒拉，1983）

南极冰盖的消长对全球海平面变化有重大影响。Weller（1993）计算，如果南极冰盖全部融化，世界海变将升高 60m 以上。某些大气环流模拟结果指出，温室效应将首先在两极地区明显反映出来。据估计，大气 CO_2 含量增加 50％将导致全球气温升高 1.2℃，南极地区可能升高 2℃。大气 CO_2 倍增时，全球平均气温将升高 2～4℃。这可能导致南极冰盖大量消融，或者西南极冰盖崩解，从而使海面上升 5 米。然而，上述推测与现有资料有很大出入，在过去 100 多年，即从工业革命前的 1860 年到 1986 年，大气 CO_2 由 280×10^{-6} 增加到 345×10^{-6}，全球平均气温升高 0.5℃，而南极地区只增加 0.3℃。南极地区不是高于而是低于全球升温幅度。南极冰心和无冰区的记录表明，在过去 3000 年，南极地区的气温是波动下降的。南极冰心记录还表明，大气 CO_2 含量同温度呈正相关关系。上次间冰期（距今 1.4 万～11 万年前）气温比现在高 4～6℃，CO_2 含量高达 300×10^{-6}。末次冰期最

盛期（18 万年前），气温最低，比现在低 8～10℃，CO_2 含量降为 200×10^{-6}。到全新世高温期（距今 6000 年前），气温比现在高 2℃左右，CO_2 含量又增到 270×10^{-6}。Etheridge 等（1996）给出南极冰雪保存的过去 1000 年的大气圈 CO_2 的天然和人为变化。

一般认为，最近百多年的微弱升温（0.3℃）是自然降温与温室效应合成的结果。在此期间气温的波动是明显的。按 IPCC 1990 年报告，1917 年至 1944 年，全球气温上升 0.7℃，之后到 1976 年又下降 0.4℃。1940 年前，大气 CO_2 浓度增加不多，迅速增加是在 50 年代以后。1985 年大气 CO_2 仅为 295×10^{-6}，只比 1990 年少 53×10^{-6}。可见 50 年代以前的全球升温与 70 年代的全球降温主要是自然因素，而不是人为温室气体造成的。

根据现有的资料，渐新世（距今 26 百万年前）形成的南极冰盖，到上新世（距今 5 百万年前）就达到与现在相似的规模。第四纪南极冰盖经历许多变化，然而，即使在上次间冰期和全新世温暖期（气温分别比现在高 4～6℃和 2℃），南极冰盖仍然稳定，并未出现西南极冰盖崩溃，而在东南极 Beacon 峡谷发现 810 万年以上的埋藏冰川冰，表明自中新世中期以来东南极冰盖始终存在（Sugden 等，1995）。Harvey 等（1998）测出南极北侧的 Allan Hills 冰盖火山灰层位中陨石的年龄数据为 2.8 Ma。这也就是说，即使对于上新世暖期这样的大幅度增温，南极冰盖仍呈现稳定。这样，上述升温使海面上升 5 米的预告，不能得到第四纪研究结果的支持。

尽管近几十年来对南极冰盖作了大量研究，但至今仍不能确定冰盖物质平衡值为正（物质输入大于物质输出）、或为负、还是变化甚微。最新的研究结果也相互矛盾。Bent1ey 和 Giovinetto（1992）分析了冰盖上所有积累量（物质输入）和冰盖边缘冰架崩解的冰（物质输出），得出南极冰盖的物质净积累约为 200Gt / a，相当海平面下降速率约 0.5mm / 的结论。海洋学研究得出与上述相反的结果，证明冰盖在退缩。

通过测量东南极冰盖 Wilkes Land 北缘冰架毗邻的南大洋温度、盐度、洋流及氧同位素比等，计算冰架底部的消融速率，估算冰川的崩解量，最后推算出整个冰盖的总物质输出为 500Gt / a。1995 年 1 月，南极半岛 Larsen Iceshelf 北端，一块面积为 4200 km^2 的冰架突然崩解脱离。其原因是气候转暖造成的冰架退缩所致。Trupin（1993）利用卫星观测资料研究南极冰盖物质平衡，认为冰盖物质的年际变化甚微。Rignot（1998）用卫星雷达干涉仪测得在 1992 至 1996 年之间西南极的 Pine 半岛冰川边界线每年后退 1.2±0.3 km，即每年冰减薄 3.5±0.9 m，这可能由于海水变暖造成。另外，从近几十年部分地区获得的降水资料也难定量地判断整个南极冰盖物质平衡状况。海洋一大气一冰川的水循环是相当复杂的过程。水汽从南大洋输送到南极大陆，从降雪到成冰，冰川冰再到冰盖边缘入海，大约至少需要 1000 年。Mosley-Thompson 等（1999）报导 20 世纪晚期南极雪量积累的增加。

Simpson（2000）报道南极洲西部的缓慢消融行为。南极洲西部冰盖处于海洋上，更易裂解成冰山而消融。^{14}C 测定了冰盖的融缩时间，得知距今 2 万年以前最后一次冰期的高峰期，该冰盖的位置超出现今在 Ross 海湾的位置 1300km；近年，南极洲西部的冰就一直在以平均每年 120m 的速度缩小。艾克尔特（Ackert）等测定冰盖的中部 Waesche 火山侧面的岩石在无复冰后的暴露年龄。表明 1 万年以前——即至少是在海洋开始上涨以后 3000 年，南极冰才开始缩小。按其目前的速度推算，不管地球是否变暖，南极洲西部的冰盖都将在 7000 年内消失。

南极洲西部的冰盖可能是在缩小，然而它并未融化。虽然冰雪的融水从格陵兰的冰质表层源源而出，但在比之冷得多的南极洲西部地区，迅速流出的却是冰“流”。南极洲西部内陆下的是雪，雪变成冰，而冰流则将冰带到海里，再分裂成冰山。

根据 1997 年加拿大的“雷达卫星”（Radarsat）图象，加利福尼亚洲帕萨迪纳的喷气推进实验室的伊恩·R．朱芬（Joughin）及其同事利用“干涉测量法”技术，确定南极各点上的冰的移动速度和方向。结果表明，来自冰盖内部较厚积雪区的冰流其源头是长的支流。这些支流的移动速率约为每年 100m，大约是冰盖本身的速度的 10 倍。这样的速度使之有足够大的摩擦力将冰流的底部融化。

极地冰盖物质平衡与全球海平面升降的简单关系是，气温每升高 1℃，南极冰盖的物质积累就增加约 200 Gt / a，对应海平面下降约 0.5 mm / a。但实际关系比较复杂，气温升高必然导致海面蒸

发量增长，并增加南极上空的云团，从而提高南极地区的降水量，使南极冰盖物质积累量加大，导致出现物质正平衡。但是，气温升高使消融量增加，又会导致冰川物质负平衡，使海平面上升。所以，全球变暖到底是使海平面上升还是下降，还须做更深入的工作。

南极冰盖内储存大量地球过去和现在的气候环境记录。南极的数个深孔冰心已提供过去环境变化的宝贵资料。目前获得的南极最长冰心取自俄罗斯的 Vostok 站 5G 钻孔，深 3623 m。对 Vostok 站 4G 冰心（2546 m）分析表明，其底部年代为 220ka B.P.。该冰心资料表明，东南极洲在冰期时比全新世更寒冷、更干燥，大气环流更强盛。这些结果同深海沉积物展示的气候变化趋势一致。Vostok 冰心记录还表明，末次冰期一间冰期旋回跨越时间长度约 10^5a，温度变幅约 11℃，末次间冰期比现代全新世为暖，气温高出约 2℃。Vostok 冰心分析 ^{10}Be、nssSO_4^{2-}、MSA、CO_2、CH_4，等主要阴、阳离子，认为冰期时海洋和陆地来源的杂质其浓度均明显高于暖期，原因是冰期时荒漠和大陆架面积扩大，纬向环流增强和积累率减低，而 NO_3^-和 SO_4^{2-}的浓度与冷、暖变化无明显对应关系，说明火山爆发与气候之间的关系不明显（Legrand 等，1988）。Vostok 站最新分析的 5G 孔冰心（2755 m）底部年代为 240ka B.P.。该冰心资料最引人注目的是最晚的两次气候旋回的相似性，而这一现象在其它古气候记录中均未出现。来自 Dome C 冰心稳定同位素比得到 3×10^5a 的气候变化曲线与 Vostok 冰心结果一致。

Mulvaney 和 wolff（1994）研究南极冰盖主要杂质的空间分布特征后指出，NO_3 在整个冰盖上的分布趋于一致，NO_3 的来源与高层大气中的电离层作用有密切关系。Cl^-浓度值随离岸距离的增大而减小；ssSO_4^{2-}的浓度变化趋势类似 $C1^-$。秦大河等（1994）对横贯南极冰盖现代降水中的化学分析表明，非海盐离子（MSA、Ca^{2+}和 nssSO_4^{2-}）通量在内陆腹地分布均匀，但海盐离子却呈西南极洲高、东南极洲低态势，说明冰盖不同地区降水气团的来源不同，这与过量氘的分析结论一致。西南极洲现代降水中 Pb 的浓度 8×10^{-12}～12×10^{-12}g / g，明显高于 Peel（1989）的 2.3×10^{-12}～6.3×10^{-12} g / g 值，说明时隔不到十年，全球 Pb 污染，已波及到南极洲这块世界最干净的大陆

Picciotto 等（1960）研究南极冰盖边缘 Roi Baudouin 站降雪中 δ^{18}O 与相应云团温度之间的关系。Robin 等（1977）建立南极冰盖的同位素比率与温度之间的关系。Lorious 和 Mer1ivat（1977）则根据东南极冰盖海岸迪. 迪维尔站到 Dome C 沿线站点的资料，建立了$\delta^{18}0$ 与年平均温度 t（℃）之间的经验公式，即式 6.8 中经验值α取一 0.755；β取一 7.6。在 Komsomolskaya 一 Mirnyy 站段内，α为一 0.900，β为一 3.4（Jouze1 等，1982）。秦大河等（1992）根据横穿南极冰盖表面雪样分析，得出沿横穿南极冰盖路线在 Patrot Hills 一 Vostok 站段内，α为一 0.770，β为一 13.4。

Walker（1924）提出三大涛动：南方涛动，北大西洋涛动和北太平洋涛动。同时指出南半球也存在反相的气压变化。随着资料的积累，确定在南半球中高纬度有第四种涛动－－南极涛动。其特征是以 50°S 左右为界，以南与以北符号相反，南极大陆是一个极值中心（龚道溢和王绍武，1998）。南极涛动对南极的气温，降水都会有重大影响。

5.2 格陵兰冰盖

虽然南极冰盖占全球现代冰川总冰量的 90%左右，但由于气候条件不同，其物质积累速度仅为格陵兰冰盖的十分之一。所以，格陵兰冰盖在物质平衡变化与海平面升降等全球变化研究中占有重要地位，特别是对北半球的气候环境变化研究意义更为重大。

格陵兰冰盖是北极冰区的代表。北极周围水域有数公尺厚的浮冰。Zwal1y 等（1989）用卫星测高计对格陵兰冰盖 72°N 以南地区的表面高程测量结果表明，格陵兰冰盖表面的高度正在增加。根据 1978 年和 1985 年的卫星资料，得到冰盖表面高程增高速度为（0.20±0.06）m / a；据 1985～1986 年 548 天的卫星资料，得到表面高程增高速度为 0.28 士 0.02m / a。这说明格陵兰冰盖南部自 20 世纪 70 年代以来不断增厚。如果取冰盖增厚的平均速度为 0.23m / a，对应于冰盖物质平衡量的变幅为 25～45%，则全球海平面的下降速率为 0.2～0.4mm / a。冰盖增厚说明降水量增加，而降水量增加可能反映全球变暖的趋势。Anklin 和 Siauffer（1994）在沿西格陵兰一条主冰流线的考察中，通过研究浅冰芯和雪坑，指出最近 40a 来沿该主冰流线上的物质积累速度没有明显变化，而且也没有明

显的证据证明上述卫星测量得出的结论。Fischer 和 Wagenbach（1995）通过自东向西横穿冰盖的考察，得出近 30a 来冰川物质积累速度没有明显变化的结论。所以，格陵兰冰盖是处于稳定状态还是在不断增厚，也还需要更充分的资料来回答。

Johnsen 等（1989）研究格陵兰部分台站的降水资料，得出年平均温度θ（℃）和 $\delta^{18}O$（‰）之间的线性关系（式 6－2）。式中 α为 0.67，β为一 13.7。Fischer 和 Wagenbach（1995）在横穿格陵兰中心区考察中得出$\delta^{18}O$（‰）与 15m 深处粒雪温度θ_{15m}（℃）之间的关系，式中 α为 0.69 士 0.03，β为 13.16 士 0.90。Fischer 和 Wagenbach 还指出，在格陵兰中心地区水汽来源相近。

Mayewski 等（1987）研究格陵兰冰盖南部冰盖表层雪内化学成分的季节性变化和空间分布特征、来源及控制因素。值得注意的是 $nssSO_4^{2-}$浓度在冬春之交出现高值，系由人类污染物所造成。而 EI Chichon 事件在冰盖南部的出现也带来 NO_3^-、$C1^-$、Na^+及 $nssSO_4^{2-}$的高值。新雪资料的分析支持 NO_3、Cl^-及 SO_4^{2-}浓度与海拔高度、离海岸距离之间的关系，同时这些物质的沉降也与水汽和温度有关。Davidson 等（1989）研究 Dye 3 附近三个雪坑样的 SO_4^{2-}、NO_3和 Cl^-浓度，认为其季节变化特征与上述结论雷同，并就雪样中的离子浓度与大气中的离子浓度进行对比，指出夏季大气中的离子清除率最大。Beer 等（1991）将多种化学成分的季节变化归为四类：强夏季峰值（$\delta^{18}0$、H_2O_2、^3H），弱双峰值（SO_4^{2-}、NO_3、电导率、^{10}Be），秋季峰值（^{210}Pb）和冬春交际峰值（$C1^-$、Mn）。SO_4^{2-}、NO_3、Cl^-和 Mn 的浓度变化表明冬春之交以气溶胶传输为主，而夏秋之交的峰值系中纬大陆地区的长距离传输，导致 ^{210}Pb、^{10}Be 和 SO_4^{2-}浓度增加。不同季节的主导传输过程有别。Yang 等（1997）测定 GISP2 冰心的主要化学物质和$\delta^{18}O$，显示出多个 Heinrich 事件和 D / O 事件。

格陵兰冰盖深孔冰心对重建古气候环境变化，特别是北半球气候环境变化有重大意义。Dansgaard（1993）总结格陵兰冰盖两支“姐妹冰心”，即 GRIP（3029 m）和 GISP2（3050 m）冰心记录的 250ka B.P.的气候环境变化。这两支冰心与北大西洋钻孔 V29－191 海洋沉积记录的气候变化趋势基本一致，但冰心记录到快速气候变化。$\delta^{18}0$ 证据表明新仙女木期结束得很快，尘埃含量的数据表明变化不到 20a，物质积累速率的证据则认为仅短短数年。此外，在冰期和间冰期的转换中也存在同样的转换速率。

通过对格陵兰和南极冰盖同一年代的冰心气泡 CO_2 浓度对比得知，最近一千年来格陵兰冰盖的 CO_2 浓度比南极冰盖高 20×10^{-6}（体积），格陵兰冰心中 CO_2 浓度的短期变化幅度为 10×10^{-6}～20×10^{-6}（体积），但这不能代表大气圈内 CO_2 浓度的变化。或许在气泡中有机碳的氧化等化学反应导致产生过量 CO_2，造成了南、北两极冰心内 CO_2 浓度的不同及短期内 CO_2 浓度的波动。近期对 Renland（324m）冰心 10～120ka BP 和 19 世纪以来的气溶胶成分的研究表明，间冰期中冰内各种阴、阳离子处于平衡状态，而冰期阴离子则出现较大空缺，冰芯呈碱性，且 Ca 浓度最高，而不可溶性杂质在冰期远高于间冰期，这显然是物质来源、传输和沉降条件不同造成的。Smith 等（1997）给出 GISP2 冰心在最后冰期最大值与全新世之间 8000 年间 CO2 从 190×10^{-6}转变到 270×10^{-6}。

5.3 山地冰川

山地冰川因其规模远小于极地冰盖，对气候变化的反应更敏感，更直接。冰川物质平衡的持续变化最终表现在冰川的进退上。虽然世界各地山地冰川的类型、规模、地理位置各不相同，其变化有一定差异，但从全球范围看，在较大的时间尺度上，冰川对气候变化的响应趋势基本相同。

自 19 世纪末至 20 世纪 20～30 年代，全球山地冰川为前进和处于前进鼎盛期的相对稳定阶段。例如，20 年代阿尔卑斯山的前进冰川占 70％以上。20 世纪 30～60 年代出现全球性冰川退缩，阿尔卑斯山的退缩冰川占测量冰川的 75％以上。60 年代以来，冰川由强烈退缩转为缓慢退缩，乃至出现一定数量的前进冰川。阿尔卑斯山区的这种变化相当明显。1959～1965 年，后退冰川的比例为 75％，到 1970～1975 年已降到低到 54％，而前进冰川由 10％上升至 33％。中国西部冰川的变化状况与阿尔卑斯山基本一致，本世纪前期前进冰川仅占 8％，而 70 年代前期为 26％，后退冰川则由 81％下降至 44％。美国西海岸喀斯喀特山脉中前进冰川自 60 年代中期以来一直居于优势（78％），后退冰川仅占 22％，70 年代中期前进冰川达到 89％，而后退冰川降 11％，唯有原苏联天山和高加索

的冰川这种变化不明显。欧洲和北美中纬度海洋型山地冰川比青藏高原大陆型冰川的进退幅度要大。在进退时间上，欧洲和北美似乎比青藏高原要早一些，如欧洲、北美的前进冰川自 60 年代中期逐渐增多，而青藏高原在 70 年代以后前进冰川才增多起来。

20 年代 50 年代后，各国陆续开展了山地冰川物质平衡观测工作。物质平衡变化以物质净平衡表述更为直观。当冰川物质净平衡为正时，冰川物质增加，则冰川厚度增加或导致冰川前进；净平衡为负时，冰川减薄或导致冰川退缩。但冰川的进退有一个滞后期，是多年物质平衡的综合结果。

20 年代 50 年代以来观测统计分析表明，全球绝大部分冰川的物质平衡为负值，冰川处于退缩状态，这一趋势同近几十年来的全球增温对应很好。90 年代初期的冰川物质亏损同 80 年代基本相当（一 296 mm），到 1993 年，全球冰川平均累积净平衡已达到一 3900 mm。

近年来高亚洲冰川及其近期变化受到人们的注意。高亚洲是指亚洲中部的高山及高原地区。它的北界为阿尔泰山脉，南至喜马拉雅山，西起西天山和帕米尔，东至横断山及岷山，它的核心是世界屋脊青藏高原。高亚洲区域内现代冰川总面积约 1.1×10^5 km^2，淡水资源储量为 1.1×10^4 km^3，形成仅次于两极地区的以冰川和冻土带为主体的世界上第三大冰冻圈。

自小冰期以来高亚洲的冰川处于强烈的退缩状态。据对中国天山中部和祁连山东部两条河流域的研究，近 400～500 年以来冰川面积减少 45％左右，使冰川径流减少 35～46％。20 年代 70 年代中期以来由于高山降水的减少，整个天山山脉的冰川出现加速退缩的趋势，高亚洲的绝大部分冰川，除处于极干寒内陆的祁连山及昆仑山西部的冰川，也都表现强烈的退缩趋势。

高亚洲占多数的大陆型冰川积累和消融的周转量不大，物质平衡水平为 300～1000mm / 年，而青藏高原东南部的海洋性冰川可达 2000～3000mm / 年，由于季风和内陆效应，高亚洲大部分冰川的积累主要在夏季，这是与欧洲北美冰川主要在冬季积累的情况有很大的不同，可称为夏季（或暖季）补给型冰川。在高亚洲内陆，特别是发育于高峰附近的高差很大的复合型冰川，净积累与净消融在总积累和总消融中所占分量很大，反映这些冰川在水的循环中的周期长，因而对气候变化的响应不如海洋性冰川及冰川作用高差小的冰川那样灵敏。

野外观测发现，高亚洲冰川的物质平衡并不是同步变化的。如上文所述，处于高亚洲东南部的两条代表性冰川，近年来处于强烈的负平衡状态，而高原中部唐古拉山及东昆仑山的两条代表性冰川却连续出现较大的正平衡。天山乌鲁木齐 1 号冰川在连续多年严重亏损之后，1991 年以来，亏损状态得到缓和，收入与支出接近平衡。而位于高亚洲最北部俄罗斯图瓦共和国境内的蒙贡- 泰加山的冰川，十年来冰川物质平衡接近于零，1993 年春发现冰川末端有明显的前进。

山地冰川冰心的研究历史较短。近年在南美秘鲁 Quelccaya 冰帽、中国青藏高原的敦德冰帽、古里雅冰帽和冬克玛底冰川上获得数支冰心，重建区域气候环境变化的模型。敦德冰心δ^{18}O 记录表明，中国西部地区在过去 5ka 中，3ka BP 左右是一个重要时限。此前温度以上升为主，此后温度明显下降，并在公元 1000 年左右达到最冷。随后温度逐渐上升，现在已接近 3ka BP 左右暖期时的温度。古里雅冰心记录 50 万年来δ^{18}O，CH_4，NH_4^+，NO_3^-和尘。姚檀栋等（1996，1997）给出 2000 年来δ^{18}O 和冰川积累量记录所反映的温度和降水变化，表明 2000 年来出现 8 次暖期和 7 次冷期和 5 次相对较高降水期和 4 次相对较低降水期。同时，古里雅冰心内 Ca 含量呈现明显的减少趋势。这说明冷期大气尘埃增加，暖期大气尘埃减少。目前在青藏高原内部，正经历着气候变暖、环流改善的过程。

6　核战争的气候后果

核战争的严重气候后果研究表明，城市、森林、油气贮库和油井燃烧的烟尘，会造成严重的大气污染。Crutxen 和 Birks（1982）估计 10^6 km^2 森林大火的烟雾减少到达地面阳光的 2～250 倍。

应用简化的辐射平衡模型、辐射－对流模型、分带模型，三维大气环流模型等计算表明，核战争造成的大气污染，在一个星期内可使地表快速冷却达－20℃，而大气被加热。同时，水循环受限制，因蒸发量减少，大气湿度进一步降低，使微粒难以沉降。显然，这也类似于 6500 年前的撞击事件，导致气候变化促使生物大灭绝的解释。

7　日地关系

太阳与地球的关系最为密切。除了月球引起的潮汐能，地热、火山喷发和核能外，几乎地球表面所有能量都直接或间接地同太阳有关。太阳发出可见光和其他电磁辐射，以及太阳等离子体粒子流。正是这些太阳辐射缔造地球的正常环境。

气象学家认为，影响全球气候变化有三种因素：太阳光度变化、地球大气和陆海相对分布变化。后者包括冰、云复盖面、火山灰等对地球反射率的修正。人类影响主要从大气化学角度改变气候和地球环境。而地球科学家则提出，深部地质作用也控制全球气候变化，特别是较长时间的尺度上，有着决定性的意义。

日地关系控制着全球气候变化。人类利用气球、火箭和卫星对太阳辐射、地球磁层、电离层以及大气参数进行大量探测。结果表明，太阳变化的影响随地球大气的高程增加（表 6－7）。奇怪的是，太阳各种效应的能量和变化的重要程度与其在地球大气中的势能呈近反比关系。因此，任何作用于气候的太阳效应必然从非线性放大或触发机制中得到补偿，从而使小的扰动产生强大的效果。

太阳对地球环境的影响，从周期性事件更容易加以考虑。首先是太阳光辐射变化的影响，以及地球轨道的变化。但如果太阳是气候变化的唯一动力的话，任何时候地球表面气温的变化不会超出 0.5℃。但事实并非如此。

另外，太阳表面黑子的数量存在周期性变化，可能影响气候。19 世纪末，英国著名的太阳物理学家 Maunder 发现在公元 1645～1715 年期间，太阳黑子数几乎为零，与当时欧洲气候“小冰期”明显对应，称之为 Maunder 极小期。类似事件还有公元 1420～1540 年的 Sporer 极小期和公元 1280～1350 年的 Wolf 极小期，太阳黑子数也很低，可以统称为 Maunder 极小期型事件。树轮 ^{14}C 和冰心 ^{10}Be 可以作为替代性指标，揭示 Maunder 极小期型事件的发生机制及其与地球气候变化之间的联系。Williams（1981）发现澳大利亚在 680Ma 晚前寒武纪冰期的纹层泥中重复出现的 11 层和 22 层周期，以及 90、145 和 290 年的极规则周期。11、22 和 90 年是太阳黑子周期，更长的周期等同于过去几千年的太阳和气候周期。Mitchell（1983）测定 300 年树轮，认为美国西部干旱有 22 年的准周期。而 Stochton 等（1983）认为存在与月球潮汐作用相一致的 186 年的周期。太阳的日照率以 11 年周期上下波动，波动范围 0.1～0.2％。但是，非黑子活动周期时获取的能量比黑子活动剧烈时只少 0.1％，其对地球表面温度变化的影响少于 1℃。

沉积物研究显示第四纪气候变化存在约 2～10 万年尺度的周期性气候变化，这一尺度恰好与地球轨道参数变化周期相当，符合 Milankovitch 的理论。这一理论的进展在上一章已进行阐述。看来，气候变化虽然在一定程度上受太阳辐射的直接驱动、但气候系统内在机制的控制也不容忽视。

Milankovitch 理论实际上隐含着太阳总输出没有变化的观点。Chalikov 和 Verbitcky（1984）认为太阳辐射的微小变化，甚至变化 20％，地球气候仍可以稳定。但是，太阳光度在短期和长期尺度上都不是常数，有 0.x％到 x0％的变化，这已为空间进行的精确测定所证实。

太阳活动主要有以下形式：一是太阳中的黑子、光斑、日珥、耀斑等；二是太阳光谱中γ射线、X 射线、紫外线、可见光和射电等辐射；三是太阳等离子体的运动和抛射，以及高能粒子的加速和喷发(表 6.4)。这些现象互相联系形成太阳的局部活动区。其中太阳耀斑最剧烈，对地球影响最大。

虽然，λ＜300 nm 太阳紫外线流含能量相对较少，但它对平流层到热电离层的地球上部的大气层可以产生显著效果。其作用包括三个方面：热、化学和动力学。这使之成为日地关系中最复杂的一种。λ＜100 nm 的吸收对 90 km 上部的热电离层温度起控制作用。中间层中λ＝100～200 nm 紫外线使氧分子光解，臭氧生成。并使这一高度被加热升温。平流层和中间层的热结构主要由臭氧、太阳辐射、以及 CO_2、H_2O 和 O_3 红外辐射造成的冷却之间的平衡来维持。高能质子形成 NO_x 在 90 km 上空，它是极光中 N_2 电离的结果。NO_x 由径向环流从热电离层到平流层，使臭氧层破坏。

当太阳发生耀斑等活动时，往往伴有 X 射线，紫外线辐射的急剧增加和抛射出大量高能粒子。电磁辐射经过 8 分钟左右到达地球的轨道，它们会引起地球电离层电子浓度的急剧变化，形成电离层扰动。0.05～0.8nm 的远紫外和 X 射线对 D 层电子浓度增加有贡献；0.8～102.7nm 的电磁辐射对

E 层和下层有贡献。在 D 层和 E 层可以造成短波衰减、突然宇宙噪音吸收、低频和甚低频电波会发生突然相位异常和突然天电增强等现象。在 F 层能观测到突然频率偏移，反映 F_2 层电子浓度的突然增大。这些统称突然电离层骚扰现象。

表 6.4　太阳输出及其在地球大气上部的变化（Bonner，1990）

电磁波	波长 (nm)	源	静通量 ($J\cdot cm^{-2}\cdot s^{-1}$)	最大影响高度 (km)	相关变化	主要变化的时间尺度
γ 射线	0.1	最活动耀斑的脉冲过程	$<10^{-15}$	90	增至 10^{-8}	分
X 射线	0.1～10	耀斑脉冲和热过程	10^{-8}	100	增至 10^{3}	分～时～11 年
远紫外线	10～100	耀斑和活动区	2×10^{-7}	100～300	增至 10	时～周～11 年
紫外线	100～365	活动区和色球网络	10^{-2}	20～100	±10%	周～11 年
可见光	365～700	光球层	10^{-1}	磁层	<0.2%	天～周
全谱积分		～光球层	1.38×10^{-1}	0	<0.2%	天～周
太阳风等离子体		日冕洞	0.7×10^{-7}	0	±70%	小时～天
太阳激发粒子低能事件		最活动耀斑的脉冲过程	达 30×10^{-7}	<70（极区）	$10\sim10^{4}$	小时～天
高纬度地面事件（质子）		最活动耀斑的脉冲过程	$<0.4\times10^{-7}$（极背景）	<30	增到 100×背景	分～小时
银河宇宙射线		超新星？	7×10^{-10}	～3	<±15%依赖高度和纬度	约 11 年

强太阳耀斑发生后几分钟到几小时，地面上宇宙射线强度会突然增加百分之几、几十甚至几百。太阳抛出的高能带电粒子以几千、几万甚至几十万 km / s 的速度飞向地球，这种现象称为太阳质子事件。所发射的高能带电粒子，称为太阳宇宙线。这些太阳宇宙线进入地球极区上空会引起极区电离层强烈电离，电子浓度增加会使极区无线电波的吸收增强，严重时会引起无线电通讯中断。通常称这种现象为极盖吸收事件。

太阳对地球的电、磁影响可能主要通过太阳风来进行。太阳耀斑产生的太阳风以 600～2500km / s 的速度向行星际空间抛射数 keV 量级的等离子体云，形成太阳耀斑高速等离子体流。太阳风粒子流激波阵面与磁层顶相互作用，突然压缩磁层，同时磁层顶上的感生电流增强，在地磁场上叠加一个附加磁场，使地磁场增强。这是磁暴急始和初相的成因。

磁暴时电离层状态常受到很大骚扰，称为电离层暴。它持续数小时甚至几天，影响全球各高度上电离层的性质。几乎与磁暴相同时开始，中纬 F_2 层中的峰高升高，峰高以下电子浓度显著减小，电离层总电子含量大大减小；而在低纬地区除赤道上空减小外，电子浓度在电离层暴时都普遍增加。环电流粒子将加热亚极光带高层大气，并与极光带电急流和极光粒子对极光带高层大气的加热相结合，改变了全球热层的组成和温度分布，形成持续几天的暴环流，从而产生全球各种形态的 F_2 层骚扰。强磁暴时，中纬高层大气中还会出现亚极光带红弧。

当太阳风活动时，尤其当行星际磁场南向分量变强时，出现磁层亚暴，引起一系列地球物理现象。例如，大量高温粒子注入高层大气引起中性大气电离或激发而产生极光，即极光亚暴；大量高温等离子体侵入磁层，引起磁层、电离层电流突然变化，从而产生极区亚暴；注入高层大气的大量带电粒子造成电离层附加电离，使电离层发生剧烈扰动，产生电离层亚暴。一次亚暴过程的持续时间约 1～3 小时，释放能量约 $10^{14}\sim10^{15}$ 焦耳。磁层亚暴是比磁暴更频繁的扰动现象。在磁扰日里几乎每天发生数次，而且常成串出现，时间间隔无规律，有时还会发生叠发亚暴。注入的高温电子可以对处在背日面的卫星表面充电达万伏以上。

太阳风与地球磁场的强烈相互作用在地球高纬地区产生极光，最常见的极光的极光带位于地磁纬度 60°～70°。在磁层头部和磁层磁力线的交界处，磁场强度为零，属于 Y 型中性区，即极隙区。部分太阳风粒子在地磁场引导下从极隙区直接进入高层大气，并与那里的分子和原子相互作用而产生白天的极光。亚暴时磁尾产生的高能粒子也可以注入极区高层大气形成夜间极光。

太阳风与地球磁场的强烈相互作用，除产生极光之外，并可能在极地附近地区造成断电事件。美国的纽约和加拿大的魁北克已分别于 1972 年和 1989 年发生过此类事故。

太阳风活动频度取决于太阳黑子的活动周期，约为 11～12 年。在太阳活动静周期，由于受太阳风阻挡程度低，银河系中其它恒星发出宇宙射线极容易传播到地球，已观察到穿透到大气层中的宇宙射线造成了全球云层很大程度的变薄，从而导致地球表面温度略降；同时影响人类的健康。人们受宇宙射线的照射须保持在每年千分之 20 西韦特单位以内。一次飞越大西洋的往返旅行会接受千分之 16 西韦特单位的宇宙射线。而宇航员每年则要接受 0.5 西韦特单位的宇宙射线。

最后，太阳磁场对地球内部磁场的长期变化的影响，更是不清楚的问题。这对研究地球科学和地圈－生物圈的灾难性变化都是十分必要的。

太阳活动与大气层、气象之间的联系都停留在不全面的统计结果上，物理机制的研究还处于初步阶段。所面临的有三个理论困难：一是太阳活动所引起的输至地球的能量不到太阳输至地球总能量的 1%，远小于驱使大气环流变化所需要的能量，而且这部分能量在高层大气中几乎已全被吸收和耗散；二是太阳活动引起的扰动很难传播到对流层中；三是很难解释气象现象对太阳活动的反应为何如此迅速。目前，人们正在从电离层与热层的动力学耦合过程，和太阳活动影响气象的大气电离机制等方变进行深入的研究。

8　地外物质的撞击

彗星撞击木星引起人们关注的是，彗星和小行星会不会撞击地球？它的后果怎么样？

比较行星地质学研究表明，太阳系的各大行星及其卫星的表面充满着无数彗星和小行星撞击形成的陨石坑，地球和月球也不例外。它反映太阳系早期经历着相似的冲击积聚过程。但是地球上由于后期强烈的构造活动及地表风化作用，大量陨石坑消失。目前在地球上仅发现约 150 个陨石坑。尽管如此，根据撞击作用的证据，例如，冲击矿物、冲击纹理、玻璃陨石、击变玻璃以及地层中铱异常和碳、氧同位素等记录，可以反演撞击过程和效应。

地外物质的撞击可以造成全球环境的重大灾变和大量生物物种的灭绝。地外物质以高速冲击地球大气层，除撞击体气化、熔融和爆炸外，强大的冲击波将掀起 100～200 倍撞击体质量的地面岩石气化、熔融和溅射，并引起地面森林大火甚至全球性大火，大气层的氮和氧，结合成氮氧化物，形成强烈的酸沉降，加速了对地面的侵蚀，大量烟尘和岩石破碎的粉尘弥漫于平流层中，使地面接受太阳辐射减小，植物的光合作用受到抑制，地表温度骤降，使大陆冰盖面积增大，甚至出现冰期。气候、环境的灾变导致大量生物物种灭绝。地外物质的撞击甚至会诱发地震、火山活动、地壳深部断裂、岩浆侵入和成矿作用。

地球历史中曾多次发生过地外物质的撞击事件，这也是引起古气候旋回和环境灾变的正常因素。根据地球表面残留陨石撞击坑的分析，撞击周期为 28.4Ma，与 250Ma 以来生物灭绝的周期 26Ma 相接近。在显生宙的生物灭绝事件中，第三纪／白垩纪（K／T）界面具有较充分的根据表明地外物质撞击诱发气候环境灾变和生物灭绝。

K／T 界面事件的主要依据包括：1 界面地层中铱、锇、铂等元素异常。Ir、Os、Pt 等铂族元素是鉴别地外物质的指示剂，目前在世界各地 110 多处 K／T 界线地层中（包括海相与陆相地层）发现有 Ir 等铂族元素的异常；2 界面地层中其他微量元素的相对比值与地外比值相近似，而与地壳物质差异较大；3 界面地层中含有冲击作用产生的冲击变质矿物；4 界面地层中含有撞击体气化、熔融沉降沉积的消融型宇宙尘和由地表土壤岩石气化、熔融、溅射而形成的微玻璃陨石；5 界面地层中含有全球森林大火产生的炭灰，炭灰中有多环芳烃等有机化合物；6 界面地层具有反应气候、生态、环境灾变的$\delta^{18}O$ 和$\delta^{13}C$ 的突变记录；7 撞击坑的发现：撞击坑中心位于墨西哥 Yucatan 半岛顶

端的 Chicxulubx（玛雅语意指“恶魔之角”），撞击坑直径达 180km，坑的一半埋藏在墨西哥湾海底沉积物中。在撞击地区除含有白云石和石灰石外，还存在巨大的硬石膏和石膏矿床（Sigurdsson 等，1991；Swisher，1992）。当小行星高速撞击时，高温高压产生大量的 CO_2 和 SO_2。SO_2 进入大气层与水结合在平流层中形成硫酸气溶胶，与撞击产生的尘埃一起强烈散射太阳光，导致地表温度急剧下降和光合作用停止，食物链瓦解；而产生的 CO_2 将导致温室效应、强烈的酸沉降等，使生物生存环境严重恶化，导致恐龙等大批生物的灭绝。

欧阳自远（1998）的研究表明，新生代以来有六次地外物体撞击地球，并诱发气候、环境灾变，产生生物不同规模生物灭绝，新冰期产生和地磁极反转；在六次撞击事件界面地层中发现 Ir 等铂族元素异常及撞击形成的微球粒。新生代六次撞击事件有四次与玻璃陨石相符合，即 34 百万年、15 百万年、1.1 百万年及 0.7 百万年，另两次为 65 百万年（K / T 界线）及 2.4 百万年（T / Q 界线）。

利用冲击波物理领域的小型超高速碰撞技术对陨石冲击变质作用的模拟实验得到一系列证据，例如，产生柯石英、斯石英及纳米级金刚石等的特殊高压相矿物；高应变率造成矿物晶格的位错损伤，石英中发育穿晶断裂和晶间断裂等冲击纹理，使石英和长石变成像陨玻长石一样的各向同性相；高温效应使岩石熔化形成熔体、石英熔化成焦石英、锆石分解成斜锆石等；冲击坑断面内形成特殊的形貌构造和多种次生裂隙，包括径向裂隙、环形裂隙、锥形裂隙、横向裂隙，中心形成震裂锥。这些证据可以作为识别陨石撞击构造的判据。

基于成坑作用的成果，Chen 等（1994）根据对冲击脱挥发份反应的研究，估算在形成 Chicxulub 陨石坑的过程中，硫酸钙受冲击产生硫的总量为 6×10^{15}g（碰撞物为小行星）到 2×10^{16}g（碰撞物为彗星），并据关于火山喷发中硫的总量与观测到的全球气温降低之间的经验关系式（Sigurdsson，1990）估算出该次碰撞产生的硫使全球降温约 4～6K，并在地球表面降下 40～150g/m2 的酸雨。

然而，O′Keefe 和 Ahrens（1989）根据对方解石冲击脱 CO_2 的研究，认为像 Chicxulub 这样大小的陨石坑，可以产生 5×10^{18}～2×10^{19}g 的 CO_2，使全球在 10^4～10^5 年内变暖 2～10K。最后的结果很可能是 K / T 界线的碰撞事件后几年内挥发性的 SO_2、SO_3 及 H_2SO_4 雾会导致全球气温降低 4～6K，随后，这种降温会部分或全部被 CO_2 的温室效应所抵消，当硫酸雾从大气中分离以后，地球将进入一个持续数万年的温暖期，升温可达 10K。

9　目前全球气候变化状况

第一次气候变化科学评估报告及其补充报告已分别于 1990 年和 1992 年出版（IPCC Climate Change，1990 和 IPCC Climate Change 1992，1992）。1994 年为配合联合国气候变化框架公约第一次缔约国大会(COPI)的召开，IPCC 撰写了特别报告(关于温室气体的辐射强迫)（IPCC Climate Change 1994，1994）。与此同时，IPCC 又组织近 200 个著名科学家开始编写第二次气候变化科学评估报告（IPCC Climate Change 1995，1996）。报告共分三大部分：气候变化的科学问题；气候变化的影响；适应和减缓对策及气候变化的社会与经济问题。

1996 年出版第二次科学评估报告，提出以下新的结果：

1　由于人类活动导致大气中温室气体含量继续增加（1992～1993 年其增加率有所减少），对气候产生正的辐射强迫，导致地表增暖和其它气候变化。

温室气体 CO_2、CH_4 和 N_2O 的大气含量增加最明显。自工业革命前（1750 年）以来分别增加约 30％、145％和 15％，这种增加主要由人类活动（化石燃料使用、土地利用的变化、农业等）引起。这造成的直接辐射强迫为 2.45 W / m^2，其中 CO_2 为 1.56 W / m^2，CH_4 为 0.47 W / m^2，N_2O 为 0.14 W / m^2。由 CFCs 和 HCFC 两者造成的直接辐射强迫为 0.25 W / m^2，但由于这些物质可引起平流层 O_3 减少，产生负的辐射强迫效应（－0.1W / m^2），因而净辐射强迫约为 0.15 W / m^2。由于人类活动，北半球对流层臭氧含量自工业革命前以来是增加的。它造成了正的辐射强迫，估算约 0.45 W / m^2。

如果 CO_2 排放维持在目前水平（1994 年前后），到 21 世纪末其大气含量可达 5×10^{-4}（工业革命前浓度 2.8×10^{-4} 的 2 倍）。如果全球的 CO^2 的人为排放分别以 40、140 或 240 年时间（从现在计起）下降到 1990 年水平，其后再明显降至 1990 年水平以下，据碳循环模式计算表明，可使 CO_2 的

大气含量分别稳定在 4.5×10^{-4}、6.5×10^{-4} 或 1×10^{-3}（均为体积分数）。其相应的累积 CO_2 排放量在 1991～2100 年期间分别为 630 GtC（10^9 吨碳），1030 GtC 和 1410 GtC（IPCC IS92 排放构想估算表明在这时期内，CO_2 排放值为 770～2190 GtC）。

2　气溶胶的冷却作用：化石燃料燃烧，生物质燃烧和其它来源产生的对流层气溶胶产生的负辐射强迫全球平均值为一 $0.5W/m^2$ 左右。但对局域来说，气溶胶强迫可比全球平均值大得多，甚至包含抵消温室气体的正辐射强迫效应。但人类活动产生的气溶胶生命期很短，其负辐射强迫作用随其排放量的增减会有迅速的变化。

3　最近几年是 1860 年以来最暖的年份。全球地表气温的最新分析表明，从 19 世纪末以来的 100 年间上升了 0.3～0.6℃，最近一些年是 1860 年以来最暖的年份。增暖的区域差异较大，中高纬大陆地区冬春最明显，有些地区还出现降冷（北大西洋）。北半球高纬陆地地区降水增加，尤其是冬半年。

过去 100 年中全球海平面高度上升 10～25 cm，主要由全球平均温度上升引起。目前还无可靠资料确定全球气候变率和极端天气事件在 20 世纪出现了变化。但从区域尺度分析看，确实存在着这种变化，如有些地区霜冻减少。

1990～1995 年中的持续 ENSO 事件是很异常的，是近 120 年的第一次。目前还无法确定这种 ENSO 事件的十年际变异是否与全球温度增暖的背景有关。

4　气候模式模拟的改善：目前预测到 2100 年的温度变化为 1～3.5℃，过去是 1～4.5℃。这主要是考虑了气溶胶的冷却作用。尽管如此，所预测的平均增暖速率皆大于过去 1 万年中的值。由于海洋的热惯性，上述终态平衡温度变化值中只有 50～90％可以实现。2100 年之后，温度会继续上升。由于海洋热膨胀和冰川、极冰区的融化，平均海平面高度会继续上升，从 1990 年到 2100 年，最可能上升 50 cm 左右。其范围在 15～95 cm 之间，这比 1990 年报告中的值低 25％。

模拟结果表明人类活动产生的气溶胶所造成的直接和间接作用对预测有重要的影响。一般考虑气溶胶作用后，温度与降水变化量减小，尤其是北半球中纬地区。但应该指出，气溶胶的冷却作用不是简单地抵消温室气体的增暖效应，而是明显地影响一些大陆尺度的气候变化型式（夏半球最显著）。例如，只考虑温室气体的模式，一般预测的是在亚洲夏季风区降水与土壤温度增加，但包括一些气溶胶作用的模式，预测结果是季风降水可能减少。

气候总的变暖会导致极端热日数的增加和极端冷日数的减少，水圈循环加强。从而使有些地方旱涝加剧，可能会出现更强的极端降水事件，而另一些地方旱涝减少。

5　检测出人类活动对气候的影响：任何人类活动引起的气候效应将迭加在自然气候变率的背景“噪音”之上。目前用气候变化检测和因果关系研究（detection and attribution）方法试图区分人类活动引起的与自然的气候变化。据此得到的主要结果如下：

1）古气候代用资料的研究表明，20 世纪全球平均温度至少与 14 世纪以来的各世纪一样温暖。

2）对近百年观测的全球平均地表气温变化趋势的统计显著性作了评估，检测出一种显著的变化，表明观测到的增暖趋势从起源上不可能完全是自然的。把模拟得到的大气温度变化的地理、季节和垂直分布与实测分布形式相比较，显示两者的一致性随时间推移而增大，这与人类活动的气候信号在强度上不断增强的事实是一致的。进一步的概率分析更表明，上述一致性的对应关系很难由自然的内部变化造成，变化的垂直分布与预期的太阳与火山强迫垂直分布也不一致。正反两方面的结果说明确实存在着一种可以察觉出来的人类活动对气候的影响。但还需进一步确证。

第二节　过去全球气候变化

过去全球变化研究（PAGES）是“全球变化”的核心计划之一。它的目标是认识全球系统的过去状态，获取和解释大量的自然记录和历史资料，从而了解全球变化的机制、认识全球的耦合特征，也为建立和校正未来气候和环境变化的预报模式提供数据。海洋和陆地的连续记录对过去全球变化的研究提供了系统的论证。海洋沉积物、冰心、树轮、古土壤、沉积岩层、孢粉、火山灰等，提供

丰富的环境演变信息，对认识地球系统的演变和预测有着极为重大的意义（陈旭和 Boucot，1998）。

PAGES 建议对两个时段作深入的研究：时段Ⅰ集中研究最近 2000 年的全球变化详细历史，要求时间分辨率至少达到十年尺度，最好能达到年际或季的尺度。这一研究有可能评价人类活动对全球系统所施加的影响和后果，将为预测未来 50～100 年全球系统的变化和速度提供有价值的参考。时段Ⅱ正集中研究晚第四纪最后几十万年的冰期一间冰期旋回，以了解对冰期一间冰期旋回的作用机制与自然反馈，以及明确不时出现的突变的原因和特征。

1　过去全球变化的年代研究

地层学是地质学研究的基础。对第四纪而言，从古老的生物地层学发展到磁性生物地层年代学，精确的同位素地层年代学，以及最近出现的地震地层学。

1.1　生物地层学

通过滨海钻探所得到的大洋沉积物研究，利用生物属、种的始、末现面事件，得到晚中生代一新生代高精度的钙质超微化石、有孔虫、放射虫以及沟鞭藻的化石带，综合利用这些基准面事件，使生物地层划分精度大为提高。Perch 一 Nielsen（1985b）对之进行总结。有孔虫是海洋微体生物中的重要类别。对于浮游有孔虫，Blow（1970）提出以数码编号（P1～N23）的新生代浮游有孔虫分带。Bolli 和 Saunders（1985）给出更细致的划分。Douglas 和 Woodruff（1981）总结赤道太平洋深海主要底栖有孔虫的地层分布。Verdenius 和 Van Hinte（1983）给出主要胶结壳底栖有孔虫的第三纪地层分布。Okada 和 Bukry（1980）进行钙质超微化石分带。大洋深海沉积中的放射虫是重要的生物类别，用于研究处于碳酸钙溶蚀界面（CCD）以下的沉积层。Sanfilippo 等（1985）提供第三纪始新世一更新世放射虫的化石分带。硅藻自白垩纪出现后演化缓慢，而从中新世中期至今演化加快。Martini（1977）提出新生代硅鞭藻分带方案。

古海洋学家 Berggren 等（1985a）总结古新世至更新世的各类生物事件，单就钙质超微化石而言，就有化石属种的始现面或末现面事件达 100 个，亦即在 6640 万年这一地质时期内存在近 100 个钙质超微化石事件，而有孔虫的始现变或末现变事件可达 100 个以上，如果再结合放射虫及沟鞭藻等生物门类的事件，则能将地层划分的分辨率小于 10 万年。

此外，花粉也用于地层年代学研究。例如，Magny（1995）给出法国 Jura 地区全新世花粉的年龄数据。

1.2　磁性生物地层年代学

深海钻探计划（DSDP）和大洋钻探计划（ODP）中使用液压活塞取心技术后，建立起了完整、连续的中、新生代地磁反转年表。再结合同位素年龄测定，并与高精度的生物地层进行对比，建立起一个高分辨率的磁性生物地层学（Magnetobiostratigraphy）和磁性生物年代学。

Condie（1982）给出 450 万年以来的古地磁年表（图 6.14），并将其分为 4 个地磁极性世，分别按有关学者命名为 Brunhes（布容）正向世、Matuyama（松山）反向世，Gauss（高斯）正向世和 Gilbert（吉尔伯特）反向世，各极性世中又有若干比较短暂的事件。例如，Laschamp（拉斯普）事件、Joramillo（哈拉米洛）事件、Gilsa（吉尔萨）事件、Olduval（奥杜威）事件、Kaena（凯纳）事件、Mammoth（马默思）事件、Cochiti（科奇蒂）事件和 Nunivak（努尼瓦克）事件等。

图 6.14　450 万年以来的古地磁年表（Condie，1982）

与其他地质阶段不同，第四纪地质研究中更多地使用气候的计年方式。例如，以冰期和间冰期的名称计年。Johnson 等（1997）对北美大湖区晚第四系地层的划分，就反映这种思维。

2.3　同位素年代学

第四纪样品的测年方法很多。例如，长寿命宇宙成因核素法（即 ^{10}Be、^{14}C 、^{26}Al、^{32}Cl、^{41}Ca、^{85}Kr、^{129}I 等方法）、铀系同位素法（即 ^{234}U、^{232}Th、^{231}Pa、^{226} Ra、^{210}Pb 等方法）、铀系不平衡法，以及 ^{40}Ar、^{40}K、^{39}Ar 等。射线对周围物质辐照的次级效应也可用于测年，如裂变径迹法、热释光法、

电子自旋共振法（ESR，EPR）等。还有氨基酸外消旋法等。

在上述方法中，^{14}C 测年已成为全球变化研究中高分辨率时间尺度测定的主要手段。^{14}C 测年方法是 Libby 发展起来的。为此，他获得 1960 年诺贝尔化学奖。基于样品中的 $^{14}C/C$（即$\Delta^{14}C$ 值）可以算出样品的年龄。其前提是大气层中每年产生的 ^{14}C 总量不变，大气圈、水圈和生物圈三个碳储库的总容量和交换速率不变。近年高精度研究表明 ^{14}C 产率有着缓慢变化；各交换库内 ^{14}C 也并非均匀。这使人们致力于更高精度测量技术研究，建立各类校正关系。

地球上 ^{14}C 主要来自于宇宙射线的轰击，宇宙射线轰击大气中 N，O，C 核，特别是慢中子与 ^{14}N 反应形成 ^{14}C。^{14}C 的半衰期为 5730＋40a，$\lambda=1.209\times10^{-4}y^{-1}$。20 世纪 80 年代兴起的加速器质谱法（AMS）用于测定样品中的 ^{14}C 原子数量，使所需样品大为减少，并同时获得 $^{13}C/^{12}C$ 值，从而可以进行同位素分馏效应校正。

太阳活动和地球磁场强度变化明显调控着进入地球大气圈的宇宙射线通量。而大洋海水流通的变化，也会导致$\Delta^{14}C$ 的增减。在影响因素中以地磁场变化最为重要。近 5 万年来其强度平均较现代为低，因而宇宙射线产生的 ^{14}C 也都较现代为强，5 万年来$\Delta^{14}C$ 的变化至少 80％由此而起（Laj 等，1996）。通过树轮的计数及其与 ^{14}C 测年的比较，可以求出大气$\Delta^{14}C$ 的变化，据此 Stuiver 等（1986a，b）提出 ^{14}C 测年值的标定方法，建立将 ^{14}C 年龄转换为日历年（ca1endar year）的计算机程序。上述$\Delta^{14}C$ 随时间的变化使得 ^{14}C“时钟”会有超前、滞后甚至“停摆”。例如，新仙女木期结束前后 ^{14}C 年龄 9600 BP 和 10000 BP 的两次“停摆”，在 ^{14}C 年龄曲线上造成两个“平台”，致使 ^{14}C 测年得出的 600 年时段（10600～10000 BP），其实是经历 1600 年。

如果采用海洋样品（有孔虫、珊瑚等）测年，还需进行海水碳“储库效应”的校正。深海沉积通常用单种浮游有孔虫的方解石壳体作 AMS ^{14}C 测年，反映当时表层海水的 $^{14}C/C$。而表层海水中的 $^{14}C/C$ 又受大洋深层环流和海洋上升流变化的影响。因此，海洋样品不仅要校正由于地磁场强度变化造成的 $^{14}C/C$ 比值偏差（$\Delta^{14}C_{geo}$），还要校正海水与大气中碳储库的 $^{14}C/C$ 差值（$\Delta^{14}C_{res}$）。为此，一方面可以通过热离子质谱（TIMS）测珊瑚的 U－Th 年龄来标定 ^{14}C 测年值（Bard 等，1990a，b），另一方面也可以用计算机模拟方法求取 ^{14}C 的校正值。最近，通过将冰期旋回中海流模拟与地磁场变化相结合，得出近 5 万年左右与实测结果相当吻合的$\Delta^{14}C$ 变化曲线（图 1）（汪品先和蔚知湣，1999）。Bard（1998）给出 4.5 万年 ^{14}C 测年校准。Wagner 等（2000）在 GRIP 冰心中发现联系 Mono 湖事件（32ka）和 Laschampgkwt（39ka）事件地磁场最小值的 ^{36}Cl 峰值。这会是宇宙射线高产值时段，^{14}C 应考虑校正。

6.15 图 1　^{14}C 测年与日历年的偏差

a 据地磁场与海流模拟得出（Laj 等，1996）；b 海洋 ^{14}C 值与格陵兰冰心 GISP2 的对应关系。纵坐标表示 ^{14}C 测年值应校正的年龄差，粗线上下的细线示地磁场强度不确定性造成的误差范围（汪品先和蔚知湣，1999）

当然，^{14}C 测年的高分辨率不仅在于方法和校正，还在于测年材料本身的分辨率。古土壤测年，其腐殖质中碳的更新速率与气温等因素有关，影响 ^{14}C 年龄。贝壳层测年，有贝壳保存的“年龄平均化”（time-averaging）问题，难以达到比 10^2～10^3 年更高的分辨率；在深海沉积中，同一样品中的浮游有孔虫不同属种也会产生不同 ^{14}C 年龄（Broecker 等，1988）。总之，$\Delta^{14}C$ 的测定不仅是定年的手段，同时也是追踪古今全球变化中与碳循环相关的各种过程的武器。

此外，热电离质谱（TIMS）和同位素稀释方法进行不平衡 U 系定年，测定珊瑚中低丰度的 ^{234}U 和 ^{230}Th，得到珊瑚的精确年龄。共振电离质谱（RIS）可在原子、分子本底为 1：10^{-19} 量级进行单原子分析。用于对稀有气体同位素分析（10^{-12}～10^{-16}）。例如，^{81}Kr 已用于 5～100 万年的冰心、地下水和沉积物测年工具。

光释光（OSL）测年是 80 年代中期从热释光（TL）测年发展起来的一种新技术。光释光测年原理与热释光测年类似，所测年龄都是矿物最后一次曝光以来的年龄。OSL 信号与 TL 信号发光机制

不同。TL 是通过热激发使得晶体中“光敏陷获电子”和“非光敏陷获电子”都以光形式释放能量的结果。光释光信号是光激发晶体中“光敏陷获电子”使之以光形式释放能量。石英、钾长石、锆石以及多矿物样品都适于 OSL 测年。OSL 测年比 TL 测年有许多优点：OSL 测定几十万年至 80 万年；OSL 测年既适用于在沉积之前充分曝光的沉积物，如黄土、沙丘等，同时也适用于洪积物、河湖相沉积物、冰缘沉积物等；OSL 测年使用单样品（3～8mg）和单颗粒测年，而 TL 测年必须测一批样品；OSL 测年精度比 TL 测年大为提高，可以对大于一万年 ^{14}C 年龄数据进行校正；OSL 测量也比 TL 信号明显简单、方便、准确。

生物有机分子研究已经发展出多种测年方法。比较普遍的是氨基酸测年方法。随着地质时间和温度的变化，沉积物中生物有机分子 L－构型的氨基酸可以转化成 D－构型的氨基酸。这种转化被称做外消旋反应。骨化石的 L－构型天门科氨基酸外消旋形成 D－构型的天门冬氨酸遵循一级化学反应的动力学规律，只要确定反应常数就可以根据两种构型氨基酸的比值计算样品的地质年龄。同样，L－构型异亮氨酸向 D－构型别异亮氨酸转化的差向异构化反应也可以遵循一级反应动力学规律，用于测定地质样品的年龄。

2 过去全球变化研究方法

近年来，过去全球变化研究发现近四、五万年期间的许多短暂和突变气候事件。从而，把过去全球变化研究从十万年的尺度，推进到千、百年尺度、以致于十年、年际和年内尺度。十至百年尺度气候变化主要记录于冰心、沉积纹层、树轮、珊瑚、淡水碳酸盐沉积和历史文献之中。这些记录有的能达到年一季分辨率。显然，十年与年际尺度等级的气候变化，具有更加重要的意义。为此，企求得到更高的时间分辨率和寻求新的替代性标志。

高分辨率的古环境记录，必须有相应精度的年代学测定基础。那种以为把取样间距加密就是“高分辨率”的想法，是不现实的。时间分辨率取决于古环境信息的载体和技术方法。例如，沉积纹层和树木年轮常常提供了年际，甚至季节变化的分辨率；而沉积速率低下、生物扰动严重的地层就难以提供高分辨率的记录。所以，人们必须慎重选择关键性剖面和关键层段，选择有明确针对性的替代性标志，进行严格的数据处理和误差分析，才可能提高分辨率取得重要成果。同时，还应破旧立新，以我为主。汪品先和蔚知滔（1999）认为，虽然晚第四纪古环境高分辨率研究源自西欧北美，特别是北大西洋高纬区。而低纬西太平洋和亚洲东南，是当今地球上海陆之间能量流与物质流通量最大的地区。应对之坚持开展独立自主的学术探索，有可能作出更具创新性的成果。

2.1 提取古环境信息的载体

2.1.1 深海和大陆沉积

大洋沉积物连续性好，包含有古气候与古海洋环境演变的历史信息。目前已建立侏罗系至第四系的全球变化的骨架。利用海洋的高分辨率地层系统，能了解和恢复大洋的演变历史以及海－陆相互关系，探讨生物属、种的发生、演化、迁移、绝灭等一些重要理论问题。

深海沉积保存环境变迁的连续记录，然而测年的精度成为分辨率的制约因素。20 世纪 80 年代晚期，氧同位素（$\delta^{18}O$）地层学进入高分辨率阶段，在近 30 万年来每个海洋同位素分期（MIS，即 marine isotope stage）的内部，还可分出众多的事件；另一方面，加速器质谱仪（AMS）用于 ^{14}C 测年，使样品用量减少到过去的千分之一，为使用同一种有孔虫壳体的测年创造条件（Andree 等，1986；Broecker 等，1988）。然而，深海沉积记录要在高分辨率时间尺度上与冰心记录对比，尚有 ^{14}C 测年数据的校正问题。

与深海沉积相比，大陆沉积，特别是湖泊沉积可以弥补深海和冰心研究的不足。湖泊沉积具有定年精确、分辨率高、连续性好和容易进行等优点，特别是利用玛珥湖的高分辨记录。它更清晰地显示局部地域特征多以第三纪以来的时间尺度为主。

黄土是第四纪时期最重要的陆相沉积物。中国大面积（超过 $4\times10^5 km^2$）、巨厚（最大厚度超过 300m）的黄土是世界上独一无二的。黄土具有堆积速度快、地层连续性好的特点，较好地记录了堆积以后的古环境变化。黄土研究主要是利用各种物理、化学和生物的替代性指标，例如，粒度、磁化率、植物硅酸体、有机碳质量分数、孢粉、蜗牛和碳酸钙质量分数、氧、碳和铍同位素等来反演

古环境变迁。这些指标不仅可以与深海沉积 $\delta^{18}O$ 记录相对比，甚至在时间跨度、气候敏感性和事件分辨率上优于深海沉积。

2.1.2　　冰心研究

现代冰川分布在高纬和高山地区，人迹罕至，后期干扰轻，可直接进行现代观测。冰心研究通过从冰川中钻取冰样，经过检测，给出目前至过去几十万年过去气候与环境变化的记录。与其他方法相比，冰心不仅保真性强（低温环境）、包含的信息量大，而且具有分辨率高、时间尺度长和时间序列长短皆宜等特点（表 6.5）。特别是冰心可以提供其它载体所不能或难以提供的大气化学、大气环流和降水量等信息。虽然目前冰心能提供可靠时间序列还不够长，但在十多万年以来的高分辨率古环境研究中，冰心研究起着关键作用。冰心研究可以得到的环境数据有：气温、降水、大气成分、气溶胶、生物地球化学物质、污染物、火山产物和宇宙事件等。从而揭示过去的全球生物地球化学循环、高层大气的光化学作用乃至宇宙、人类活动、自然界重大事件等。

表 6.5　　通过各种手段可提取的气候、环境信息（姚檀栋和王宁练，1997）

信息来源	时间精度	时间范围 / a	可提取的参数*
树木年轮	季节～a	10^4	THCBVMS
湖泊沉积	a	10^4～10^6	TBM
极地冰心	a	10^5	THCBVMS
中纬度冰心	季节～a	10^5	THCBVMS
珊瑚	a	10^5	TCL
黄土	100a	10^6	HCBM
深海岩心	100a	10^7	TCBM
孢粉	10～100a	10^8	THB
古土壤	100a	10^7	THCV
沉积岩	a	10^8	HCVML
历史记录	h～d	10^3	THBVMS

*T：温度；H：温度或降水；C：大气化学成分或土壤水的化学成分；B：生物圈的各种信息；V：火山活动；M：地磁场；S：宇宙事件；L：海平面

冰心研究的思想最初由 Bader 于 1954 年提出。1966 年在格陵兰 Camp Century 实施第一根穿透整个冰盖的冰心计划。其后相继完成的有 1968 年实施的南极 Byrd 站冰心计划，1979 年实施的南极 Deme C 冰心计划，以及 80 年代初南极实施的 Vostok 冰心计划和格陵兰实施的 Dye 3 冰心计划等。90 年代初，欧洲共同体八国完成的 GRIP（GRIP members, 1993）计划和美国完成的 GISP2 计划。80 年代后期在青藏高原实施敦德冰心计划和古里雅冰心计划（表 6.6）。

冰心中氧同位素（$\delta^{18}O$）和氢同位素（δD）是过去气温的替代性指标。研究表明，温度每下降 1℃，在格陵兰地区 $\delta^{18}O$ 值平均降低 0.70‰；在南极地区$\delta^{18}O$ 值降 0.75‰；在青藏高原北部地区$\delta^{18}O$ 值降低约 0.65‰。此外，冰晶结构也可以提供温度信息。

冰心研究中，作为降水指标的是冰川净积累量。在能够进行按年划分时段，极地地区净积累速率记录可达 14500 多年。

落到冰川上的雪花孔隙之间充满空气。随着雪层密实化和转换成冰，孔隙变成冰中孤立的气泡，保存着当时大气。由之可以测出古大气成分。目前，唯有冰心能提供过去大气成分及其同位素的信息。南极东方站（Vostok）冰心是目前所获取的时序最长的冰心，可将大气中 CO_2 浓度记录追溯到 42 万年前。

表 6.6　　主要冰心工程项目

冰心	长度(m)	年代(kaB.P.)	参考文献
南极: 东方站 Vostok 5G	3623	420	Petit 等，1999

西南极洲 Byrd 站 Dome C Dome F 东南极洲 Law Dome 东南极洲 Terre Adelie 罗斯冰架 J9	2164 906 2503	65 90 340	Lorius 等，1989
格陵兰： GRIP G1SP 2 Dye 3	 3029 3050 2037.8	 250	 Dansgaard，1993 Dansgaard，1993 Souchez 等，1998
南美秘鲁 Quelccaya 冰帽 南美秘鲁 Hausccran		1.5 20	
中国青藏高原敦德冰帽			Yao 和 Thompson，1992
中国青藏高原西昆仑山古里雅冰帽	309	0.70	姚檀栋等，1996
中国青藏高原冬克玛底冰川			

Barnola 等（1987）研究显示，末次冰期旋回中 CO_2 浓度在 190～280×10^{-6} 之间；冰期冰心中 CO_2 含量为 200×10^{-6} 左右，在间冰期很快升至 280×10^{-6}。南极 Siple 站和 BHD 冰心证实，工业化以前的 300 年中，CO_2 浓度一直稳定在 270～290×10^{-6}；工业化以后 CO_2 含量不断上升，增长速率高过以往任何时代，到 1964 年已达到 324×10^{-6}。1986 年达 345×10^{-6}。

目前从冰心中所获得的古大气 CH_4 记录远不如 CO_2 丰富。总的看来，末次冰期 CH_4 浓度很低，稳定在 350～450×10^{-9} 间；工业化之后（200～100 年前）CH_4 浓度急剧上升。在过去的 20 年里，CH_4 浓度比 100 年前高出一倍，达 1670×10^{-9}，而在此之前，CH_4 曾保持恒定达数千年之久。南极冰心研究显示（Raynaud 等，1993），从冰期到间冰期，CH_4 浓度有明显的变化，并与全球气候有关，而且，CH_4 浓度在北半球比南半球高。南极冰心重建 420ka 以来大气中 CO_2 和 CH_4 含量的变化，发现在冰期和间冰期的交替中，CO_2 和 CH_4 含量的变化与气候变化是同步的。Haan 和 Raynaud（1998）比较 2Ma 年来南极和格陵兰冰心中 CO 含量变化，南极冰心在 2Ma 来没有大的变化。而格陵兰冰心中的变化与化学反应有关。

冰心中测定了通过大气传输来的 H^+、K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、NH_4^+、$C1^-$、SO_4^{2-}和 NO_3^-等主要阴、阳离子。主要来自矿物尘、气溶胶`宇宙尘和火山灰等。大气气溶胶通过干、湿沉积沉降在冰川表面。低温环境使其次生变化极为微弱。通过测试冰心中的化学成分及微粒含量，可揭示大气气溶胶的变化历史，还能反映沙漠演化及大气环流强度的变化。

冰心可以提供生物地球化学循环的信息。冰心中保存着 C、N 和 P 等生物地球化学物质。主要是生物新陈代谢的产物、有机物分解的产物，及其在大气中转化后的物质。例如，各种有机物质、有机酸和有关的无机酸。冰川的低温环境限制微生物的生存与发展，有利于有机质的保存。而生物的新陈代谢速率、有机物质的分解速率与温度、降水等环境因素有关。

有机酸是冰心中研究最多的有机质，尤其是高可溶性的甲酸（HCOOH）、乙酸（CH_3COOH）和甲基磺酸（CH_3SO_3H，MSA）。甲酸和乙酸广泛存在于大气对流层内，主要来自生物圈。Keene 等（1986）研究表明有机酸在大陆边缘地区湿沉降中贡献最大，可达 25～98%。Maupetit（1994）对阿尔卑斯山雪冰研究揭示，雪冰中甲酸和乙酸在冬季含量明显低于春季，主要为天然成因，二者占自由酸 15～20%；并认为碱性矿物尘与雪冰中羧酸含量呈正相关。秦大河（1995）对祁连山古里雅冰心分析揭示，甲酸和乙酸的峰值多出现在夏季低粉尘季节。甲酸具有敏感的气候指示意义，其浓度与气候的冷暖相对应。甲基磺酸（MSA）研究主要集中在南大洋和南极地区大气、降水和雪冰中。MSA 是海洋浮游生物（藻类）腐烂后排往大气圈中的硫酸二甲酯（CH_3SCH_3－－DMS）经大气光化学作用产生的，而大洋表层水体内的 DMS 来源于二甲基磺基丙酸酯（DMSP）。南半球海洋、大气和冰盖分别作为 MSA 的源、传输载体和汇。Ivey 等（1986）对极地雪冰研究表明，MSA 的峰值在夏末秋初；而南大洋降雨中实测 MSA 峰出现在盛夏。这可能联系着海洋气团向冰盖传输的时间滞后。Maupetit

等（1994）研究证实，南极降雪中 MSA 在夏季和秋季具有相对高的含量，可能与海洋生物活动的高峰和大气光化学过程有关。横穿南极沿线表层 25 cm 雪层内实测 MSA 浓度一般在 2～20 ng / g 范围，冬季雪和夏季雪内 MSA 的平均值分别为 4.5 ng / g 和 11.5 ng / g。Legrand 等（1991）对南极冰心研究认为，MSA 对气候变化的反映相当灵敏，MSA 来源的 DMS 的海气循环对气候变化也很灵敏。

极地雪冰可以提供人为有机污染物的信息。虽然目前还没有给出定量的时间演化序列，但其中的某些有机质可能给出比重金属元素更为直接的指示。目前主要对极地雪冰中 DDT、PCBs、BHC 等进行测定，其浓度分别为 0.015～4、0～0.16、2～26 pg / g，北极高于南极，说明极地冰雪已受到人类活动造成的有机质污染。北极地区雪坑中有机污染物研究较多。加拿大 St. Elias 山脉 Logan 冰帽海拔 5364m、1～15m 雪坑 DDT 浓度低于 5 ng / L。在加拿大高北极地区 PCBs 为 0.4～0.85 ng / L，具有从东向西增加的趋势。此外，还发现有α一 HCH、γ一 HCH、七氯环氧化物、α一硫丹、狄氏剂、CYCs 、HCB、CBZs、PAHs 等有机污染物。这些有机质主要来自工业有机质和杀虫剂，而多环芳香有机质（PAHs）则主要来自化石燃料及化学工业。

氯氟烃类特别是 CCl_3F 和 CCl_2F_2 对平流层中的臭氧层有破坏作用。研究认为它们的自然源氯代烃可能来自火山，甲基氯可能来自海洋。极地冰心的 CCl_3F、CCl_2F_2 和 CH_3CCl_3 浓度约在 5×10^{-6} 的测量下限以下。目前还没有确证在工业革命前的大气中没有这类气体的自然源，但其现在的浓度和变化趋势完全可用工业化扩散来解释。

近年，很重视空气中的不溶碳质气溶胶的研究，尤其是其中的碳黑。Chy1ek 等（1992）对南极 Byrd 站冰心研究表明，碳黑与其它微粒表现相反，全新世的碳黑总含量比末次盛冰期的要高；而盛冰期冰心中的微粒含量却比全新世的高，认为碳黑可能与人类活动有关。从 Dye 3 冰心结果来看，除小冰期含量极低外，近数千年来碳黑含量未发生很大的变化。但对格陵兰 EUROCORE 冰心研究中，鉴别出三组很有意义的样品，它们分别代表历史上三种不同类型的燃烧源：前工业时期以自然森林火灾和农业燃烧物占优势；本世纪初的十年煤的利用突然增加；随后又被石油所代替。

目前，冰雪中研究最少的含碳物质是那些不溶于水但溶于有机溶剂的高碳数可溶有机质。Lunde（1977）发现雪冰中脂肪烃、芳烃、酮、醛、邻苯二酸酯、脂肪酸乙酯、自由脂肪酸和其它有机质等 100 多种，初步推断它们可能来自化工生产、化石燃料，部分为天然来源。有机质的浓度主要依赖于气候和在大气中的仃留时间。龙江平研究天山海洋型冰川和四川海螺沟大陆型冰川在可溶有机质上的差异，其中海洋型冰川中，天然来源有机质含量较高，烷烃分布为双峰型，以短链正构烷烃为主，具有一定的偶碳优势，生物标志物以二萜类为主；而大陆型冰川以长链正构烷烃为主，具明显的偶碳优势，为单峰型。这反映两种冰川的环境生态系统差异，海洋型冰川以高等植物和微生物输入为主，而大陆型冰川以低等植物输入为主。

火山喷发出的火山灰及气体，随着大气环流传输，并通过干、湿沉积过程，降至冰面而记录下来，通过火山灰鉴别和强酸（主要是硫酸根）信号的分析可获得火山活动信息。

在宇宙射线的作用下，大气中的 N、O 和 Ar 等不断地产生放射性同位素，如 ^{3}H、^{10}Be、^{14}C、$^{26}A1$、^{36}Cl 、^{81}Kr 和 ^{129}I 等。它们与大气中其他成分发生反应。^{3}H 在空气中被氧化成 ^{3}HHO，与水蒸汽混合。^{14}C 转化成为 $^{14}CO_2$，与其它 CO_2 混合。这样，^{3}H 和 ^{14}C 分别成为水和碳循环的示踪剂。^{10}Be，^{14}C，$^{26}A1$，^{36}Cl 和 ^{129}I 附着在气溶胶上沉积，并被记录下来。从两极冰心中已建立末次冰期以来 ^{10}Be 浓度的变化记录。发现格陵兰冰心中 ^{10}Be 浓度和树木年轮中 ^{14}C 的变化，在过去 4ka 中呈现惊人的相似性，而且冰心中 ^{10}Be 浓度高值期与太阳宁静期一致，反映太阳磁性屏蔽宇宙射线能力的降低。

银河系超新星爆炸时产生的 X 射线能使地球平流层产生相数量的 NO。NO 是冰心中 NO_3^-的主要物质来源之一。大气中 NO 大量产生会使冰心记录中的 NO_3^-浓度出现极值，从而反映超新星爆炸的信息。目前，对这一问题还存在争议。

冰心的超痕量重金属元素研究可为环境污染指标提供评价依据。主要表现在以下两个方面：首先，环境污染的空间变化评价：根据分析，北极现代降雪中夏季 Pb 含量平均为 13 pg / g，冬季平均在 200pg / g 以上，南极现代降雪中 Pb 含量只有 6pg / g。北极地区现代雪层中 Cd 的年平均含量为

5 pg / g，Cu 含量为 97 pg / g，Zn 含量为 200pg / g，而南极现代雪层中 Cd 含量为 0.26 pg / g，Cu 含量为 1.8 pg / g，Zn 含量为 3.3 pg / g。其次，环境污染的时间变化评价。根据冰心分析结果，格陵兰数千年前的冰中的 Pb 含量只有 1.4pg / g，而现代降雪中 Pb 含量可高达 200 pg / g；工业革命前格陵兰地区 Zn 含量为 77 pg / g，现在已达到 200pg / g；在南极 0.9 ka 前冰中 Hg 的含量只有大约 1 pg / g ，现在也已达到 20pg / g。

2.1.3 动植物研究

动植物研究包括动物化石，树木年轮和孢粉等。动物以及人类化石可以提供许多重要的环境信息（Koch，1998）。

树轮研究以树木生理学为基础，研究气候变化对年轮生长影响。它具有定年精确、分辨率高、连续性好和易于获取复本等特点，是了解十年、甚至百年时间尺度上古代和现代环境气候变迁的有力工具之一。

树轮内氢氧同位素组成的变化反映源区水同位素组成、温度、相对湿度和降水量的变化。树轮同位素提供降水同位素组成的可靠信息，可以区分植物利用的环境水是雪融水、河水，还是浅层地表水或深层土壤水（Gat，1996），进而有助于了解大气环流的特征或降水模式的时空变化。对于干旱半干旱地区，植物的源水一般是当年的降水。Edwards 等（1985）和 Buhay 和 Edwards（1995）用树轮 $\delta^{18}O$ 和 δD 序列推导环境水同位素的历史变化，发现有的年轮部分利用前一年的光合产物。

植物在繁殖期内撒出大量的花粉（种子植物）和孢子（苔藓类、蕨类等），它们大多撒落到植株附近的土壤上，或随风飘扬到离植株数公里到数百公里地区，甚至飘扬过海，到达数千公里以外的地方。孢粉具有四个特点：1 体积小，一般只有 5～200μm，最大的也只有 3000μm，重量轻，一般 $<10^9$μg；2 数量多，一棵山毛榉树一年内可产生四亿多粒花粉；3 结构严密，在各种条件下能长期保存；4 不同植物品种，孢粉的形态各不相同。在沉积物中孢粉成层埋藏，能给出各个时期植被的演变，并推测不同时期气候的变迁。

孢粉分析得出每一土层中各类植物孢粉的数量，通常用百分数（各类植物孢粉数占总孢粉数的比例）来表示孢粉的组成。这称为“花粉谱”。随着同位素测年精度的不断提高，使孢粉分析的时间分辨率从百万年的大尺度到百年以下的小尺度都能得以实现。

孢子花粉在湖相和海相沉积物中得到了较好的应用，但在冰心中未很好地开展。这是由于孢子花粉对应于气候变化的滞后性和定量转换为气候要素上的困难，小尺度和急剧的气候波动不易被孢粉谱表现出来。

2.1.4 历史记录

我国的历史文献记录是古气候信息的重要来源。最早的气候记录是三千年前的殷墟甲骨文卜辞，这是刻在牛骨和龟甲上的占卜天气的记录。距今 2000 年来的历史气象记录已较为系统，可望获得的定量气候序列的分辨率是十年。距今 500 年的记录数量陡增，可以建立分辨率为一年的区域干湿指数序列。到距今 300 年以来，有逐月逐日的连续天气观察记录，可以用来建立季、月的气候序列。

对近 5000 年的温度变化，竺可桢（1973）发表了著名的竺可桢曲线，可以与挪威万年雪线及格陵兰冰心的同位素记录对比。近年又发现一些新的证据，引出关于唐朝（7～8 世纪）温暖期和南宋（10～11 世纪）寒冷期的新讨论。

2.2 过去全球变化研究技术

2.2.1 同位素示踪

一般说来，可以利用稳定同位素之间的比值变化来提供古环境的信息。例如，氧同位素测定古温度、碳同位素研究生物事件、硼同位素估算古海洋的 pH 值、酸雨的硫同位素示踪等。

某些天然放射性同位素，例如，^{210}Pb、^{226}Ra 和 ^{228}Ra，以及人工核试验产生的 ^{137}Cs 等可以用于示踪全球变化中的地球化学过程和地层计年（表 6.7）。

表 6.7　在全球变化中天然放射性核素的应用

	生成	半衰期	存在状态	应用
^{137}Cs	核试验散落	30.2a	粘土矿物	测年，流域侵蚀
^{210}Pb	天然放射性核素	22.3a		测年，流域侵蚀，污染史
^{226}Ra	U 系放射性核素	1622a	粘土矿物	表土侵蚀，堆积
^{228}Ra	Th 系放射性核素	5.75a	粘土矿物	表土侵蚀，堆积

表 6.8　大气圈主要宇宙射线成因核素（易惟熙和沈承德，1998；Faure，1986）

同位素	半衰期	主要辐射	主要靶核	主要应用
^{3}He	稳定		N，O	
^{7}Be	53 天	γ　480keV	N, O	
^{10}Be	1.5×10^{6} 年	β^- 550keV	N，O	陨石、宇宙、大气动力学、沉积、地貌、侵蚀、冰川、火山岩和断裂等
^{14}C	5730 年	β^- 156keV	N，O	气候、海洋学、地下水、沉积、古植物、考古学和陨石等
^{22}Na	2.6 年	β^+ 540keV	Ar	
		γ　1.3MeV		
^{26}Al	7.4×10^{5} 年	β^+ 1.17MeV	Ar	陨石地球年龄、火山岩暴露年龄、冰融史、自生矿物、侵蚀面等
^{32}Si	500 年	β^- 100keV	Ar	生物 SiO_2、冰期冰等
^{32}P	25 天	β^- 250keV	Ar	
^{33}P	14.3 天	β^- 1.7MeV	Ar	
^{35}S	87 天	β^- 167keV	Ar	
^{36}Cl	3.1×10^{5} 年	β^- 714keV	Ar	地下水年龄、迁移和污染、冰期、侵蚀、断裂面、年青火山等
^{37}Ar	35 天	K－X-ray	Ar	
^{39}Ar	270 年	β^- 565keV	Ar	地下水、海洋学等
^{41}Ca	1×10^{5} 年			考古（骨头）、陨石地球年龄、月壤等
^{53}Mn	3.7×10^{6} 年			陨石地球年龄、冰、沉积物等
^{59}Ni	8×10^{4} 年			陨石地球年龄、冰、沉积物等
^{81}Kr	2.1×10^{5} 年	K－X-ray	Kr	陨石暴露年龄、冰期冰等等
^{129}I	1.6×10^{5} 年			地下水、水热过程、碳氢化物等

宇宙射线高能粒子与大气圈或地表物质进行散裂反应产生的核素统称为宇宙射线成因核素，简称宇成核。它们中既有稳定核素，也有放射性核素。测定和理论估计表明，各类宇成核素在大气圈中的产率远大于地表和海洋中的产率，后者可忽略不计。表 6.8 列出大气圈中半衰期大于 10 天的主要宇成核素。表中除 ^{3}He、$^{37、39}Ar$、^{81}Kr 等稀有气体同位素外，其它宇成核素在生成后很快被氧化。^{14}C、^{81}Kr、^{39}Ar 等核素半衰期与其大气圈滞留时间、以及大气圈交换作用时间相比要长得多，因而它们在整个大气圈得到充分混合，达到均匀分布。在全球变化研究中宇成核素有各种应用：^{10}Be、^{26}Al、^{36}Cl、^{32}Si 等长寿命核素的氧化物吸附于粒径小于 1 微米的气溶胶粒子，参与大气混合与循环，通过降水沉降至地表，有近 99％的 ^{10}Be 和 ^{26}Al 分布在海洋沉积物和陆地表面，最终进入海洋；^{22}Na、^{35}S、^{7}Be、^{37}Ar、^{33}P、^{32}P 等短寿命核素在同温层和对流层的浓度特征极不相同，主要用于气象学研究，解决对流层空气循环、云形成、颗粒清除作用、同温层空气对流和混合作用等问题；^{10}Be、^{26}Al、^{14}C、^{32}Si 适用于海洋沉积物年代学研究；^{3}H 和 ^{7}Be 适用于研究海洋上层短期垂直混合作用；^{14}C、^{32}Si、^{39}Ar 适用于海洋循环研究；^{3}H、^{37}Ar、^{39}Ar 适用于地下水年龄测定；^{3}H、^{32}Si、^{14}C、^{18}Kr 适用于极冰年龄测定及冰川活动研究。

2.2.1.1　氢和氧同位素

一　海水中的氢和氧同位素

海水同位素组成变化很小，$\delta^{18}O=0\pm1‰$，$\delta D=0\pm10‰$。$\delta^{18}O$ 和δD 同步变化，可表示为：

$$\delta D=M\delta^{18}O \qquad (6.4)$$

式中 M 为常数，各大洋略有差异，M＝6～7.5；M 受蒸发量和降雨量影响，当蒸发量 / 降雨量比上升时，M 下降。蒸发使盐度上升。$\delta^{18}O$、δD 与盐度存在线性关系。

地质历史上氢和氧同位素有所改变。如果认为海水来自岩浆水的话，高温下与岩浆平衡的岩浆水的$\delta^{18}O$＝6～8‰，δD＝－50～－80‰。这表明地质历史上海水经历着$\delta^{18}O$ 下降，δD 上升的演化过程。这与三个的因素有关：首先，大洋沉积物具有高$\delta^{18}O$ 和低δD 值，例如，燧石$\delta^{18}O$＝25～30‰，粘土矿物$\delta^{18}O$＝18～25‰，δD＝－50～－80‰；其次，洋底岩浆水在低温下与岩石交换使海水$\delta^{18}O$ 下降；最后，蒸发时氢优先蒸发，水汽在高空分解后，氢又优先向外层空间逸失，使δD 增加。

海水中还有其它含氧离子，主要是硫酸盐（SO_4^{2-}）和重碳酸盐（HCO_3^{1-}）。海相硫酸盐离子的$\delta^{18}O$ 恒定在约 9.7‰。海水中硫酸盐离子并不与氧处于同位素平衡。由于硫酸盐还原细菌富集 ^{16}O 约 4.5‰，而在表面水条件下硫酸盐离子与水达到同位素平衡约需 10^3 一 10^5 年。

Urey（1947）通过测定碳酸钙与水之间的氧同位素，来估计古海洋温度。根据 CO_2 一 H_2O 一碳酸盐系统中氧同位素的分馏作用与海水温度间存在着相关关系，当碳酸钙从水溶液中进入生物壳体时，发生同位素交换反应，反应方程式为：

$$\frac{1}{3}\ CaC^{16}O_3 + H_2{}^{18}O \Leftrightarrow \frac{1}{3}CaC^{18}O_3 + H_2{}^{16}O \qquad (6.5)$$

当反应达到平衡时，碳酸钙的$\delta^{18}O$ 组成是温度的函数。当温度升高时，相对较轻的 ^{16}O 由于有较高的活性，易于迁移，在同位素交换反应中将优先被吸收进生物壳体中，使$\delta^{18}O$ 值随温度的上升而下降。这个反应的平衡常数是（福尔，1991）：

$$K = \frac{R_c}{R_w} \qquad (6.6)$$

式中 R_c 与 R_w 分别是碳酸钙与水的 ^{18}O / ^{16}O 比。方解石一水体系在 25℃时的同位素分馏系数为 1.0286。当同位素平衡建立时方解石比水富集 ^{18}O，如果海水的δ值取零，则方解石的$\delta^{18}O$ 为 28.6‰。由于分馏系数依赖于温度，因此与水平衡的方解石的氧同位素组成也是温度的函数。由于水的数量远大于与它平衡的 $CaCO_3$ 量，因而海水的同位素组成并不受影响。Shackleton（1974）给出的测温方程为：

$$t = 16.9 - 4.4(\delta_s - \delta_w) + 0.10(\delta_s - \delta_w)^2 \qquad (6.7)$$

式中δ_s是壳体中的氧同位素值，δ_w为水体的氧同位素值。与之类似，可以得到硅藻 SiO_2－H_2O 体系和磷灰石－H_2O 体系的氧同位素古温度计。

实际上测定古海洋的温度多采用生物成因的碳酸盐，包括中生代的箭石，新生代的软体动物，颗石藻及有孔虫，其中尤以有孔虫最为有效而实用。测定要求：古海洋$\delta^{18}O$ 值的确定、达到体系平衡、盐度效应（盐度升高 1‰，$\delta^{18}O$ 的应增加 0.29‰）、生物死亡后同位素组成保存情况等。最常用的古温度定量方法是有孔虫 $\delta^{18}O$ 和微体古生物转换函数法。

冰期时由于大气降水形成的冰贫 ^{18}O 和 D，所以海水的$\delta^{18}O$ 和δD 增加。间冰期则相反。如果现代冰盖全部融解，海水$\delta^{18}O$ 将降低 1‰，δD 将降至－10‰。

二　大气和大气降水中的氢和氧同位素

大气中的氢和氧多以水汽形式存在。它们来自水的蒸发。氧有三种稳定同位素，氢有两个稳定同位素，所以普通水分子有九种同位素组合。其中最轻的是 $H_2{}^{16}O$，最重的是 $D_2{}^{18}O$。各种同位素水分子的蒸气压与分子的质量成反比。$H_2{}^{16}O$ 比 $D_2{}^{18}O$ 的蒸气压要高的多，所以 ^{16}O 和 H 优先进入气相，而残余水富集 ^{18}O 和 D。在任何给定温度下，如果蒸气与液体处于平衡状态，则两相的分馏系数就等于其蒸气压之比。这样，如果用$\delta^{18}O$ 和 δD 来表示，蒸气相的$\delta^{18}O$ 和δD 为负值，表示该样品比 SMOW 富集 ^{16}O 与 H。

由于蒸气压力与温度有关，可以用$\delta^{18}O$ 来反推蒸发时的温度值。年平均沉降物的$\delta^{18}O$ 值与年平均气温 t（℃）之间有良好的线性关系：

$$\delta^{18}O(‰) = \alpha t(℃) + \beta \qquad (6.8)$$

式中 α，β为经验值。α取 0.695；β取一 13.6。$\delta^{18}O$ 和气温的这一关系式，说明$\delta^{18}O$ 随着温度的降低而增加。这是用$\delta^{18}O$ 值反演古大气温度的依据。

大气降水指雨、雪等各种形式的降水，以及由它们组成的地表水和浅层地下水，其$\delta^{18}O$＝－54～31‰，平均－4‰，δD－300～131‰，平均－22‰。

大气降水同位素变化基本按照瑞利分馏过程进行（式 2.58）。分馏的结果使淡水比海水普遍地富集 ^{16}O 和 H。最早凝固的雨滴相对富集重同位素，随降水的进行，使空气中水蒸气$\delta^{18}O$ 和 δD 变得更负。具体说来，影响大气降水有四种效应：1 纬度效应：随纬度升高，$\delta^{18}O$ 和δD 值下降；2 大陆效应：从海岸向大陆内部，$\delta^{18}O$ 和δD 值下降，海洋上空云层中$\delta^{18}O$＝－13‰；3 季节效应：夏季温度高，大气降水相对较重，富集 ^{18}O 和δD；4 高度效应：随高度增加，$\delta^{18}O$ 和δD 值下降。

大气降水中的$\delta^{18}O$ 和δD 值存在线性关系：

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10 \qquad (6.9)$$

在δD－$\delta^{18}O$ 图上，表现为一条直线，称为大气降水线（Meteoric Water Line，MWL）。

大气 CO_2 的$\delta^{18}O$ 值为＋41‰。CO_2 与 $H_2O_{液}$之间氧同位素交换分馏系数在 25℃时为 1.0407。这表明大气 CO_2 大致和海水达到了同位素平衡。

三　生物中的氢和氧同位素

植物通过光合作用把 CO_2 和 H_2O 合成有机物。水是植物体氢的唯一来源，而氧的来源有三种，即 CO_2、H_2O 和 O_2。De Niro 等（1979）用标记 CO_2 和 O_2 示踪发现两者对植物纤维素中的氧同位素组成没有影响。因此，植物中氢、氧同位素组成仅由植物吸收的水所决定。研究表明，植物吸收和运输水的过程中一般不发生同位素分馏，但叶片中的蒸腾作用使植物体内$\delta^{18}O$ 高于摄入水，达 10～15‰；富集δD 达 40‰。光合作用过程也导致同位素分馏，类脂化合物的δD 一般小于蛋白质和碳水化合物。光合作用的有机产物 H_2 和 CH_4 相对于环境水贫 D，ΔD 达 20‰，而平衡计算仅约为－3.7‰，显然处于不平衡状态，存在动力学分馏。

由于植物氢和氧同位素组成来源于植物利用的环境水。而后者与气候存在相关关系。因而植物同位素组成将包含环境气候信息。这是用树轮内氢氧同位素研究环境信息的基础。

最近，人们开始注意哺乳动物的牙齿和骨骼化石的$\delta^{18}O$，用来作为大陆古温度指标。Longinelli 等（1984）建立动物饮用水与牙齿或骨骼中磷灰石的氧同位素组成的线性关系。Bryant 等（1994），等研究马牙的氧同位素组成作为一种新的替代性气候指标，根据全球不同地点现代野生马类（Equus 属）的牙齿釉质层氧同位素组成建立与年平均温度 t 的线性关系：$\delta^{18}O = 0.5080t + 10.49$‰。Sharp 和 Cerling（1998）进行马牙$\delta^{18}O$ 测定，分辨率达年的级别。

2.2.1.2　碳同位素

在古环境的研究中，碳同位素的分析和解释要比氧同位素复杂得多，然而其重要性和发展前景却在氧同位素之上，可以用来推断海水古温度、古盐度，冰期效应，再造古生物产率、大气成份、水体性质以及日照强度等方面的状况。

一　大气中的碳同位素

大气$\delta^{13}C$ 值的变化主要联系着植物光合作用过程中的分馏，化石燃料的燃烧，以及海洋中的碳同位素的变化；也联系着冰期一间冰期旋回。大气$\delta^{13}C$ 值存在日变化。夜间植物呼出 CO_2，$\delta^{13}C$ 最小，为－21～－26‰；白天 CO_2 浓度下降，$\delta^{13}C$ 最高可达－7‰。在夏季大气中 CO_2 的$\delta^{13}C$ 值变大；冬季$\delta^{13}C$ 值下降。但$\delta^{13}C$ 值的年变化幅度不超过日变化。燃烧化石燃料使大气中 CO_2 含量大为增加，并造成大气$\delta^{13}C$ 值降低，因为化石燃料比大气 CO_2 富集 ^{12}C。此外，由于化石燃料不含 ^{14}C，而使大气中 ^{14}C 含量下降，这就是所谓的 Suess 效应。Suess（1955）发现 20 世纪的木材的放射性比 19 世纪约低 2％。

大气 CO_2 的$\delta^{13}C$ 随地质年代和季节而变化。自 1750 年到 1980 年$\delta^{13}C$ 值下降 1.5～2‰。另外，大气 CO_2 的$\delta^{13}C$ 值也随高度、纬度及海拔而变化。冰期时森林面积大为减少，大气 CO_2 浓度增加，

大量的 ^{12}C 转移到大气中，$\delta^{13}C$ 低约 0.3‰。

二　海洋中的碳同位素

大气$\delta^{13}C$ 值的变化会影响海水的碳同位素，但后者还受到大洋水团本身的性质与结构等众多因素的制约（。不同的水团可具有不同的碳同位素组份。例如，表层水、上升流发育区、不同来源、不同位置或不同年龄的深部水团之间，都显现出不同的$\delta^{13}C$ 值。

三　沉积物中的碳同位素

从水溶液中沉淀出的碳酸钙，在平衡条件下同位素组成受下面几个因素控制：1 CO_2 气体的$\delta^{13}C$ 值；2 在 CO_2 气体、溶液中碳酸盐和重碳酸盐离子与固态碳酸钙之间的碳同位素分馏；3 温度；4 氢离子的活度以及对体系中碳酸盐与重碳酸盐丰度有影响的其它化学性质。CO_2 气体与水溶液中各种碳酸盐之间的碳同位素分馏可用下列方程来表示：

$$CO_{2\,气} \Leftrightarrow CO_{2\,溶液} \qquad (6.10)$$

$$CO_{3\,溶液} + H_2O \Leftrightarrow H^+ + HCO_3^-{}_{溶液} \qquad (6.11)$$

$$CaCO_{3\,固} + H^+ \Leftrightarrow Ca^{2+}{}_{溶液} + HCO_3^-{}_{溶液} \qquad (6.12)$$

根据碳同位素分馏系数，在与 CO_2 处于同位素平衡时，沉淀出的碳酸钙富集 ^{13}C 大约 10‰。例如，如果 CO_2 气体的$\delta^{13}C$ 值是一 7.0‰，则 20℃时沉淀出 $CaCO_3$ 的$\delta^{13}C$ 值可由下列方程计算出来：

$$\alpha_{AB} = \frac{\delta_A + 1000}{\delta_B + 1000} \qquad (6.13)$$

式中δ_A 为 CO_2 气体的$\delta^{13}C$ 值，一 7.0‰；δ_B 为 $CaCO_3$ 的 $\delta^{13}C$ 值，已知α_{AB}＝1.01017。因此，CaCO 的$\delta^{13}C$＝1.01017（一 7.0＋1000）一 1000＝＋3.09‰。

寒武纪到第三纪海相成因碳酸盐岩的$\delta^{13}C$ 值基本恒定，平均值为 0.56 ±1.55。而淡水碳酸盐岩更富集 ^{12}C，具有变化更大的$\delta^{13}C$ 值。Keith 和 Weber（1964 a，b）报道非海相碳酸盐样品的平均$\delta^{13}C$ 值为－4.93±2.75‰。现代海相与非海相软体动物贝壳中碳同位素组成与碳酸盐岩相类似。因此，碳酸盐的$\delta^{13}C$ 和$\delta^{18}O$ 值可作为环境的标志。但是，其$\delta^{13}C$ 和$\delta^{18}O$ 值在沉积后可能改变，因而解释需要注意。

四　植物对碳同位素的分馏作用

植物光合作用导致大气 CO_2 中 ^{12}C 减少，以及植物中 ^{12}C 增加；比起大气中的 CO_2，植物的$\delta^{13}C$ 值为－7.0‰，富集 ^{12}C。这样，陆地森林地区大气中 CO_2 的碳同位素值昼夜变化的幅度可达 2‰；海生浮游植物造成的昼夜变化的幅度也达±0.1‰。可以认为，地球表面碳同位素的分馏作用主要是由植物的光合作用所引起。

植物光合作用中的分馏主要有三个步骤：首先，在 CO_2 穿过细胞壁，进入叶绿体的扩散作用过程中，植物优先吸收 $^{12}CO_2$。研究表明，当 CO_2 或 HCO_3^- 扩散到光合植物同化反应中心时，碳同位素分馏最大为－4.4‰；其次，在酶的作用下，溶解 CO_2 发生羧化反应时 $^{12}CO_2$ 优先被固定在初级光合作用产物，如磷酸甘油酸（PGA）中，使残余溶液富集 ^{13}C，这些重同位素在呼吸作用中被排出；最后，光合产物在随后的转化过程中伴随着同位素的分馏，例如，半纤维素、蛋白质最重（－17‰），纤维素、木质素次之（－23‰），类脂化合物最轻（－30‰）。

植物光合作用的途径有三种：C_3 循环，或称 Calvin 循环，初始合成为三碳分子的磷酸甘油酸，$\delta^{13}C$＝－23～－38‰，众数为－28.0～－26.0‰，平均约－26.5‰，这是生长在树荫浓密的森林或温带气候环境中的所有树种和大多数灌丛杂草的光合作用方式；C_4 循环，或称 Hatch－Slack 循环，$\delta^{13}C$＝－16～－9‰，众数为－14～－12‰，平均约－12.5‰，包括适应炎阳下生长的草类，以及大多数热带草类；CAM 循环，$\delta^{13}C$ 平均约为－16.5‰，大多数肉质植物，例如仙人掌。

植物碳同位素分馏研究表明，许多环境因素（如 CO_2 压力、O_2 分压、温度、光照、湿度、盐度等）和植物光呼吸作用都可影响植物的碳同位素分馏。由于影响因素很多，信息提取比较困难。

陆生植物主要是提取大气中的 CO_2，其$\delta^{13}C$ 值明显偏负，通常为－23～－35‰。沙漠及盐碱沼

泽植物以及热带草的$\delta^{13}C$ 值－6～－19‰，海藻及地衣的$\delta^{13}C$ 值－12 到－23‰。陆生植物与其腐殖质的$\delta^{13}C$ 在－26‰左右。海生植物还从海水中游离的 CO_2、CO_3^{2-}、HCO_3^{1-}中萃取碳，相对来说海水含 ^{12}C 少，因而$\delta^{13}C$ 稍高，其变化幅度－17～－30‰。因此，可以根据有机质的$\delta^{13}C$ 值的差异作为判别海、陆相的一项指标。然而，由于成岩作用早期引起富 ^{13}C 的不稳定组分分解，使残留有机质碳同位素变轻；而成岩热力作用使 ^{12}C－^{12}C 键优先断裂，残留有机质的碳同位素又变重。这些变化使这一指标受到很大的限制。

五　动物对碳同位素的分馏作用

动物碳同位素取决于其食用植物，而且前者比后者变重 1.0～1.5‰。生物体中不同粗组分碳同位素存在明显差别，从糖类、蛋白质、纤维素和脂类依次变轻，其差值可达 5‰。

各类海洋生物$\delta^{13}C$ 值的变化幅度普遍较大。其中有孔虫与软体动物向负值偏离较小；造礁珊瑚偏离最大，可达－10～－12‰。海洋生物壳体的$\delta^{13}C$ 值主要受生命效应所控制，物理因素占次要地位。温度、盐度等因素对壳体 $\delta^{13}C$ 值分馏作用的影响远不及对$\delta^{18}O$ 值的影响大。

哺乳动物的牙齿和骨骼化石的$\delta^{13}C$，也可用作大陆古温度指标。食草动物的同位素组成比较稳定，其牙齿釉质层更为合适。根据碳同位素组成可判断出动物的食性和光合作用类型等来得出当时的气候带。纯粹的 C_3 植物食性的动物$\delta^{13}C$ 约为－13‰，代表较冷的环境；而纯粹的 C_4 食性$\delta^{13}C$ 约 1‰，代表热带和亚热带环境。但是，由于碳同位素对温度变化的反应不灵敏，难以得到定量的温度值。

六　生物标志化合物

传统的有机质碳同位素研究主要以有机质的整体或某种组分为对象，更多地考虑光合植物和异养动物中总的碳同位素分馏和组成，及其在成岩过程中的变化。生物标志化合物研究的对象是单个脂类分子，对其成因的解释不仅需要利用传统研究的基本原理和资料，还要考虑生物合成过程中脂类分子之间的碳同位素变化，以及各类细菌在生物合成过程中分馏作用和影响。

除叶琳外，沉积生物标志化合物主要为脂类化合物。研究表明，生物在同类脂类化合物的合成过程中会发生碳同位素动力分馏。Fang 等（1993）研究无脊椎动物中单个正构脂肪酸的碳同位素组成，发现 C_{20} 脂肪酸碳同位素组成比 C_{16} 脂肪酸轻 2～4‰，而 C_{22} 脂肪酸碳同位素组成比 C_{20} 脂肪酸轻 2‰；相同碳数的单不饱和脂肪酸与饱和脂肪酸以及多不饱和脂肪酸与单不饱和脂肪酸相比较，前者都富集轻碳同位素。由此提出在生物合成过程中，随脂肪酸碳链的增长和饱和脂肪酸的烯化，都产生碳同位素分馏，每一个生成物的碳同位素组成都要比它的先质轻。

在同一陆地植物中，正构烷烃化合物之间、不同类脂类化合物之间，例如，正构的脂肪酸、醇、醛、酮和烷烃等与无环和环类异戊二烯脂类化合物（如链状类异戊二烯、藿类和甾类等）虽然都是 C_2 基质形成的，但生物合成路线不同，Hayes（1993）和 Collister 等（1994a）研究证实，它们都存在同位素分馏。

细菌包括自养细菌和异养细菌两大类。细菌不仅对早期沉积有机质具有重要的改造作用，而且自身也是沉积有机质的一部分。研究表明，自养细菌特别是化学自养细菌，在生物合成过程中有较大的分馏，其有机质具有很轻的碳同位素组成。一般来说，生物甲烷$\delta^{13}C$ 值在海洋沉积物中为－110～－60‰，在淡水沉积物中为 65～－50‰，而甲烷营养菌新陈代谢过程中同化了生物甲烷，其有机质相对生物甲烷又变轻 15‰以上。硫氧化细菌是一种常见的化学自养细菌，其同位素相对碳源平均变轻 24.5‰，其有机质的平均$\delta^{13}C$ 值达－34.5‰。氨氧化细菌也是沉积物中普遍存在的一种化学自养细菌，它与碳源相比$\delta^{13}C$ 减少 27‰以上，其有机质$\delta^{13}C$ 值为－38～－34‰。

某些光合自养细菌也有较大的碳同位素分馏。Fry（1986）测定 Fayetteville 绿湖中光合自养细菌碳同位素组成，该湖的氧化透光带中可溶 HCO_3^-的$\delta^{13}C$ 值为 12～－6‰，而其中生长的着色细菌科（*Chromatiaceae*）的$\delta^{13}C$ 值为－41.1～－39.3‰、绿硫细菌科（*Chlorobiaceae*）的$\delta^{13}C$ 值为－32.6～－30.9‰。自养细菌具有较大的碳同位素分馏，而生物脂类碳同位素组成又比其组织的轻，因此自养细菌脂类化合物具有特别轻的碳同位素特征。段毅和马兰华（1996）研究甘南沼泽泥炭中 $C_{14.0}$ 和 $C_{15.0}$ 脂肪酸的$\delta^{13}C$ 值分别为－38.66‰和－37.24‰。美国 Green River 沉积物中，碳数分布在 C_{20}～

C_{29}之间平均为－38.0‰的正构烷烃被认为来自化学自养细菌。

异养细菌碳同位素分馏作用研究不多，但是根据这类细菌的新陈代谢特点，它们不可能有大的碳同位素分馏。

七　^{14}C

大气圈 ^{14}C / C 比值约为 10^{-12}。测量表明，若取大气圈 ^{14}C / C 为 100%，由于 ^{14}C 蜕变，表层海水 ^{14}C / C 值为 95%，深部海洋 ^{14}C / C 值为 84%，由此获深海水表观 ^{14}C 年龄为 1000 年左右。深海水表观 ^{14}C 年龄的变化反映海洋循环及混合速率变化之减慢和加快。

海洋是 ^{14}C 最大的储存库，约有 93%的宇宙成因 ^{14}C 储存在深海之中，只有 4%储存于表层海水和大气圈中。因此，海洋动力学状态的变化，对海洋碳酸盐体系 ^{14}C / C 变化影响较小，而对大气和表层海洋 ^{14}C / C 的影响则十分显著。通过大气圈和表层海水 ^{14}C / C 研究发现，虽然海洋对大气圈 CO_2 变化起着缓冲作用，但如果表层海水与深层海水之间的循环速率出现 1 倍的变化，将会在数百年内使得大气圈 CO_2 变化达 50×10^{-6}，这势必影响地面的热辐射平衡。

^{14}C 可以直接确定海洋循环的时标。首先，通过海水中总 CO_2（CO_3^{2-} 、HCO^{3-}和溶解 CO_2）的 ^{14}C 测定，根据 ^{14}C 分布确定了大气圈与海洋之间 CO_2 的交换通量，然后确定大气圈、海洋中的碳的停留时间以及大气圈、海洋各自内部的碳的混合时间。1962～1983 年大气圈 CO_2 变化及表层海水 ^{14}C 变化研究表明，1962～1963 年大气圈和表层海水中 ^{14}C 浓度出现峰值，是核试验产生的人工 ^{14}C 进入大气圈，再通过气一海交换转移到海洋。而世界大洋深水剖面 $\Delta^{14}C$ 值的测定结果则表明：北大西洋深海水浓度高，太平洋和印度洋的深海水 ^{14}C 浓度低。

对沉积物植物微化石和孢粉进行 ^{14}C 分析，是研究古气候的重要途径。有孔虫是吸收周围海水碳酸盐建造自身壳体，表层海水的浮游有孔虫可以提供表层水ΣCO_2的 ^{14}C / C 比，而底栖有孔虫则反映深海水ΣCO_2的 ^{14}C / C 比。两者 ^{14}C 浓度差反映古海洋 ^{14}C 的浓度变化。

2.2.1.3　　硫同位素

大气和水圈中$\delta^{34}S$ 的变化取决于其来源和循环中的生物分馏。硫源有天然源和人工源。天然源包括：1 火山气，$\delta^{34}S$ 范围约为－10～10‰；2 生物活动，$\delta^{34}S$ 为－30～10‰；3 海水飞沫蒸干后的 SO_4^{2-}，$\delta^{34}S$ 为 20‰；4 植物放出的有机硫等。人工源有：1 煤和天然气燃烧释出的 SO_2，$\delta^{34}S$ 为－20～20‰；2 熔炼含硫矿石生成的 SO_2，$\delta^{34}S$ 为－30～20‰；3 石膏和加工的粉尘，$\delta^{34}S$ 为 10～30‰；4 石油精炼放出的含硫气体；5 汽车废气；6 硫化物加工的粉尘。显然，通过同位素分析可以鉴别硫源。

细菌还原作用是最重要的硫同位素分馏。在≤50℃条件下，厌氧细菌使硫酸盐 SO_4^{2-}还原成 H_2S，后者与金属离子结合形成硫化物，造成自然界最大的硫同位素分馏。其具体机理可分五个步骤：1 生物体摄入 SO_4^{2-}，伴有－2.8‰的动力学分馏；2 SO_4^{2-}与三磷酸腺苷（ATP）有机络合成五磷酸腺苷硫酸盐（APS），即：

$$ATP+SO_4^{2-}\rightarrow APS+PP \qquad (6.14)$$

此时 S－O 未破坏，基本上未发生分馏；3 SO_4^{2-}还原为 SO_3^{2-}：

$$APS+2e\rightarrow AMP+SO_3^{2-} \qquad (6.15)$$

式中 AMP 为单磷酸腺苷。如果下一个步骤不够快时，可以建立同位素平衡；4 有机络合的亚硫酸盐还原为 H_2S：

$$SO_3^{2-}+2H^-\rightarrow H_2S+H_2O \qquad (6.16)$$

此时伴有动力学分馏，K_1 / K_2 达 1.025；5 生成的 H_2S 排出生物体外。理论讨论表明，由于反应速度差异，总分馏为－3～－46‰。实践表明，分馏尚与细菌种群、温度、氢施主类型及其浓度、硫酸盐浓度、还原速度和体系开放程度等因素有关。

2.2.1.4　　硼同位素

海洋是硼相对富集场所。在海水中硼以 B（OH）$_3$ 和 B（OH）$_4^-$形式存在。B（OH）$_4^-$趋向于在沉积物中相对富集，使得海水有较高的$\delta^{11}B$ 值。海水的 pH 变化会改变海水中硼的两种形式的比

例，并且使两者之间有 20%同位素偏差（图 6－）。两者结合共同存在于钙的碳酸盐中，所以，钙的碳酸盐中同位素组成反映古海洋的 pH 值。

6.16　　$B(OH)_3$ 和 $B(OH)_4^-$的同位素特征（Hemming 等，1998）

a 用 Hershey 等（1986）的 k 值计算出海水中两种同位素与 pH 值的关系；b 用 Kakihana 等（1977）的理论分配因子计算两个主要含水化合物的硼同位素组成与 pH 值的关系

近年，利用有孔虫的 $\delta^{11}B$ 值来估算古海洋的 pH 值。Spivack 等（1993）研究 20Ma 的有孔虫的 $\delta^{11}B$ 值，算出现代海水 pH 值为 8.5，而 20Ma 前的古海水的 pH 值为 7.25。Sanyal 等（1995）研究现今和末次冰期表层和深海的 pH 值，指出深海的 pH 值较末次冰期的 pH 值高 0.3±0.1。由于 pH 值正比于 HCO_3^-/CO_2，如果假定 HCO_3^-是近于固定值，海水中 pH 值的增加，可以理解为大气 pCO_2 值的减少。通过 pH 值研究可以了解海洋－大气 pCO_2 值改变。Hemming 等（1998）测定西赤道太平洋珊瑚断面中硼同位素，得到古海水的 pH 值和 pCO_2 值的季节变化。

Palmer（1992）的研究表明：不同条件下形成的电气石$\delta^{11}B$ 值变化范围为－22～22‰，电气石的 $\delta^{11}B$ 值可作为指示该矿物的海相（$\delta^{11}B>0$）和非海相来源。

盐湖卤水和蒸发沉积物（海相和非海相）中硼相对富集，硼含量与盐度呈正相关关系。Swihart 和 Moore（1987）得出海相蒸发盐的$\delta^{11}B$ 值为 25‰，而非海相蒸发盐的$\delta^{11}B$ 值为－7‰。Vengosh 等（1989，1991a）报道澳大利亚的现代海相盐湖$\delta^{11}B$ 值变化在 25.5～59.2‰，明显高于该地区的地下水$\delta^{11}B$ 值（－16～2‰）和沉积物的$\delta^{11}B$ 值（－9～7‰）。死海地区卤水的$\delta^{11}B$ 值在 56‰左右，指示其为海相成因。柴达木盆地盐湖和咸水湖的$\delta^{11}B$ 值为－3～7‰，明显地低于海水的$\delta^{11}B$ 值，证实其陆相成因。

2.2.1.5　　氯同位素

氯有 ^{35}Cl 和 ^{37}Cl 两种稳定同位素。氯同位素国际标准样品为 NlST975（原称 NBS975)，其 $^{37}Cl/^{35}Cl$ 的标准值为 0.3197±0.0079。但是，现在氯同位素地球化学样品的$\delta^{37}Cl$ 计算采用大洋海水的 $^{37}Cl/^{35}Cl$ 值为标准。目前各实验室使用的海水样品尚未统一。

氯是海洋和盐卤水及相关体系中的相对富集元素。在离子扩散、渗透等水体迁移过程中 ^{35}Cl 相对 ^{37}Cl 有较快的迁移速度，在 Cl^-离子迁移方向上 ^{35}Cl 逐渐富集。在沉积作用过程中，^{37}Cl 相对 ^{35}Cl 有较大的结合能，^{37}Cl 优先进入盐类沉积物中。两者仅产生相对较小的同位素分馏，变化范围在 7‰左右。

海水中的氯同位素组成基本稳定。Kaufmann （1984）测定结果表明，$\delta^{37}Cl$ 变化范围为 0.05%。太平洋、大西洋、印度洋不同纬度的海水样品测定，发现 $^{37}Cl/^{35}Cl$ 值随纬度的增加呈现增大的趋势，来自太平洋 0～1000m 的四个不同深度海水样品的 $^{37}Cl/^{35}Cl$ 值随深度的增加呈增大的趋势。

海洋大气气溶胶相对海水富集$\delta^{37}C1$，变化为 0.42‰～7.5‰。气溶胶的氯同位素组成可能是大气被酸化程度的一个主要指示标志。Volpe 等（1998）测定海水气溶胶的同位素。如果蒸发机制相对于氯是一级时，分馏系数为 1.00306±0.0005；如果蒸发机制相对于氯是零级时，分馏系数为 1.00280±0.0005。

洋中脊玄武岩的$\delta^{37}C1$ 值有较大的变化范围，0.2‰～7‰，其中部分与热液交换过程中带入到 MORB 岩浆的氯的同化作用有关，而未被同化 MORB 的$\delta^{37}C1=3$～7‰。根据氯同位素的分馏程度计算出现今地球表面氯的 40%是来自地幔去气。

蒸发作用使析出的盐类化合物中的$\delta^{37}C1$ 值不断降低，0.26～－0.55‰。柴达木盆地盐湖卤水的$\delta^{37}C1=-2.05$～1.01‰。多数盐湖的$\delta^{37}C1$ 值低于海水。盐湖中盐类沉积矿物的$\delta^{37}C1=-0.60$～1.2‰。

地下水中的氯同位素可指示水体中的氯来源及其演化。Kaufmann 等（1993）发现，热液水中相对富集$\delta^{37}Cl$，某些油田水的$\delta^{37}Cl$ 与氯含量成正比关系，氯含量为 4.0～95g/L 时，$\delta^{37}Cl=-1.24$～0.58

‰。

2.2.1.6　锶同位素

锶元素和同位素在沉积岩石或水体中有较大的变化范围，是研究水文、碳酸盐成岩作用和古环境，例如，气候指标、风化速率、环境污染和酸化指标等方面的有力手段。

一　海水中的锶同位素

在海水中锶具有较高的浓度，约 8mg / kg，存留时间长，约 4×10^6 年，而混匀时间短，只需约 10^3 年。所以，在一定时间内全球海水的 $^{86}Sr / ^{88}Sr$ 比是均一的。现代海水的 $^{87}Sr / ^{86}Sr=0.70907\pm4$。现代海水的铷含量非常低，约 120μg / kg，再加 ^{37}Rb 半衰期长（4.7×10^{10} 年）；因此在不太长的地质时期内，例如，中新生代以来，海水中 ^{87}Rb 衰变所产生的 ^{87}Sr 很少，海水的锶同位素组成改变主要反映其来源的变化。

一般认为，海水中锶的主要来源有三种：一是河水搬运来的陆源溶解锶，其现代通量大约为 3.0×10^{10}mole / a，全球各大河流输人海水的 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 平均值为 0.711；二是海底扩张伴随的岩浆热液和海水与海底玄武岩相互作用带入海水的锶，它的通量大约为 1.2×10^{10}mole / a，，$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 平均值为 0.705；三是海洋沉积物在成岩及其以后淋滤出来的锶，其通量为 0.3×10^{10}mole / a，$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 平均值为 0.7085。锶主要是通过沉积作用而脱离海水，并以生物成因和非生物成因碳酸盐沉积为主。

二　海相碳酸盐中的锶同位素

海相碳酸盐富 Sr 贫 Rb，在低温条件下固一液相的锶同位素分馏完全可以忽略，所以它从海水中沉积出来时具有与当时海水相同的锶同位素组成。孙志国等（1996）根据生物骨骼年生长时记录当时海水的锶同位素组成，研究了西沙珊瑚礁锶同位素特征与古环境的关系，并给出了 ^{87}Sr 分馏计算公式：

$$\Delta^{87}Sr = [(^{87}Sr / ^{86}Sr)_{样品} / (^{87}Sr / ^{86}Sr)_{标准海水} - 1] \times10^3 \quad (6.17)$$

深海钻探计划提供的全球大洋海水的锶同位素组成随时间变化曲线，反映全球环境的变迁。$^{87}Sr / ^{86}Sr$ 变化慢的时期，代表地球处于相对平稳的状态；而 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 的快速变化，则反映了海底扩张、大陆隆起、冰期一间冰期等全球环境的剧变。当造山带隆起，或大规模的大陆冰川作用，使陆地的风化剥蚀作用增强，大量的高 $^{87}S / ^{86}Sr$ 值的陆源物质带入海洋，造成海水的 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 值升高；而海底热液的输入和海底玄武岩的风化则带入低 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 的物质。白垩纪以来，海水 $^{87}Sr / ^{86}Sr$ 值总体处于上升趋势。

锶可以用下列方式进入矿物中：杂质、占据晶格缺陷、吸附在晶体表面和类质同象替换。理论和实验研究（Banner 等，1994；Banner，1995）表明碳酸盐中锶主要代替晶格中的 Ca^{2+}。两者具有相似的离子半径和电价。离子交换研究表明，珊瑚中文石只有少于 1%的锶是可交换的；吸附实验表明溶液中（pH＜8.5）只有小于 3%的锶被吸附在方解石表面。

Sverjensky（1984）给出具有相似离子半径的离子对，例如，Ca 一 Sr 的分配系数 K_d^{Sr-Ca} 表达式：

$$K_d^{Sr-Ca}=(Sr / Ca)_{矿物} / (Sr / Ca)_{溶液} \quad (6.18)$$

Baker 等（1985）讨论温度、压力、沉积速度、生物作用、结晶程度及晶体生长机理等方面对 K_d^{Sr-Ca} 的影响。在方解石和白云石中，Mg^{2+}的浓度也有影响。在环境条件固定的情况下，生物成因的方解石的 K_d^{Sr-Ca} 值远远高于非生物成因的方解石。Beck 等（1992）利用 Dorites Lobata 珊瑚礁，建立 K_d 与海水温度的关系为：

$$T(℃)= 171.6 - 16013(Sr / Ca)_{摩尔数} \quad (6.19)$$

Warren（1992）对现代珊瑚进行 Sr / Ca 测定，其恢复的 SST 温度与当地台站记录的 10 天平均值仅相差 0.34℃。随后，应用于古气温测定。

三　陆地上的锶同位素

淡水中锶含量主要与含盐度有关，碳酸盐 Sr / Ca 值、文石与方解石的转化程度，水的酸碱性、水的温度等也有影响。

陆地沉积物中的锶的含量与沉积物的来源、风化程度、淋溶沉积过程有很大的关系。田均良等

（1994）研究指出黄土中锶的含量可作为黄土风化程度及淋溶强度和黄土沉积过程中降雨量的重要标志。陈骏等（1996）提出非酸溶性物质中的锶含量可作为示踪黄土的物质来源。文启忠等（1987）认为在表生条件下，锶的地球化学行为与钙的类似，易于溶解迁移，而钡则相对沉淀下来积聚于剖面中，因而建议在黄土地球化学研究中 Sr / Ba 比值作为分配系数。

四　环境研究中的锶同位素

^{87}Sr / ^{86}Sr 已被用作边缘海环境古盐度的理想的替代性标志。这主是由于：1 锶进入非生命作用沉淀碳酸盐晶格，并记录生长时海水 ^{87}Sr / ^{86}Sr 比；2 典型的河水 ^{87}Sr / ^{86}Sr 比高于或低于世界海水值 0.70917，它们是两者之间的简单混合；3 任何成岩作用消除由新鲜水（$<1\times10^{-6}$）稀释造成海水（约 8×10^{-6}）锶同位素偏离（Reinhardt 等，1998）。样品可选用由文石组成的有孔虫，除研究其锶同位素组成外，尚可测量反映古海水温度和古环境变化的氧和碳同位素组成。此外，利用锶同位素研究各种环境问题。

2.2.1.7　　铍同位素

宇宙射线成因的铍同位素有 ^{7}Be 和 ^{10}Be 。^{7}Be 半衰期较短，来源单一，不存在长期累积效应，是季节性侵蚀，搬运和沉积微粒迁移的优良示踪剂。同时，^{7}Be 还反映宇宙线对大气层作用的季节性变化，这对日地关系和天体研究都十分重要。大气散落到地表的 ^{7}Be 约有 0.6～2.3％随地表径流进入下游水体，其余存在于土壤中，并随土粒迁移。此外，铍在自然环境中与水作用，立即形成难溶的氢氧化物。因而具有微粒水运移示踪价值。

土壤剖面中，^{7}Be 比活度随深度均呈对数递降。其在表土中渗透的质量深度一般小于 0.5 g / cm^2。利用 ^{7}Be 在表土层中的累积值、表观比活度和最大渗透深度可作为土粒迁移的示踪参数。通过建立扩散模型反映相对侵蚀（堆积）速率，可作为表土季节性侵蚀的示踪。

^{10}Be 主要是宇宙射线高能粒子与大气氮、氧原子核进行散裂反应的产物。约 70％的 ^{10}Be 产生于同温层，30％产生于对流层。^{10}Be 产率直接正比于宇宙射线通量。全球 ^{10}Be 产率约为 $1.5\sim5.0\times10^{-2}$ 原子 /（mm^2·s）。同温层 ^{10}Be 量约为 3.8×10^{24} 原子，平均滞留时间约为 1 年；对流层 ^{10}Be 总量约为 4.4×10^{23} 原子，平均滞留的时间较短，只有 15～35 天。Raisbeck 等（1987），Mazaud 等（1994）研究南极 Vostok 冰心 150 ka 纪录表明，其间地磁场强度的最小值，约 35 ka 和 60 ka，对应于总 ^{10}Be 沉积分量的最大值。

^{10}Be 通过降水沉降至地表。降水中 ^{10}Be 平均浓度约为 10^4 原子 / g。^{10}Be 沉降速率理论估算值为 2.51×10^{-2} 原子 /（mm^2·s）。^{10}Be 到达地表时被粘土或有机物质吸附，进入陆地的通量约为 1.8×10^{24} 原子 / a，进入大洋的通量约为 4.5×10^{24} 原子 / a。

进入海洋的 ^{10}Be 主要是被生物成因的有机质及含钙硅酸有机体等微粒物质吸附并沉积到深海。随着钙质有机质在深海的溶解，部分 ^{10}Be 被释放并溶解于海水。海洋热液循环促使 ^{10}Be 附着于硫化物、热液矿物以及溶解于海水。表层海水的平均浓度约 10^{30} 原子 / g。深海水 ^{10}Be 浓度变化范围 1000～3000 原子 / g，平均浓度约 1580 原子 / g。锰结核从海水吸收 ^{10}Be，并以氧化物相固定下来。在海底热液出水口，Fe 的氢氧化物与 ^{10}Be 结合，成为 ^{10}Be 另一个储库。

海洋中的 ^{10}Be / ^{9}Be 比值由赤道向两极方向渐减。通过 ^{10}Be 确立了远洋沉积物速率为每千年有数毫米量级。深海沉积物 ^{10}Be 年龄与古地磁方法测定的年龄基本相符。深海沉积物钻孔 ^{10}Be 沉积率变化规律与锰结核生长速率变化规律十分相似：在 14Ma、3Ma 和 1Ma 附近有三次间断，分别与南极冰川始进、北半球冰川始进和南极底流变化引起的全球冰变化等事件相对应。

大气圈 ^{10}Be 部分通过降雪沉积到山区和极地。极冰冰中 ^{10}Be 只有 100 原子 / g。根据 Dey 3，Vostok，Byrd，Dome C 等冰心记录，全新世期间冰中 ^{10}Be 平均浓度约为 4.2×10^4 原子 / g，更新世期间 ^{10}Be 平均浓度约为 8.4×10^4 原子 / g。^{10}Be 浓度与降水率有关，降水率大，^{10}Be 浓度低。地球冰中 ^{10}Be 总量大约为 1.7×10^{27} 原子，^{10}Be 在冰中的停留时间约在 16000～24000 年。

在土壤中，降水 ^{10}Be 主要吸附于富粘土层，浓度为 $3\sim6\times10^8$ 原子 / g。由于侵蚀丢失土壤剖面 ^{10}Be 总量小于沉降其上的 ^{10}Be 总量。土壤中 ^{10}Be 平均滞留时间为 $10^4\sim10^5$ 年。土壤和沉积物中的部

分 ^{10}Be 传输到地下水中。淡水 ^{10}Be 总量约 1.3×10^{23} 原子 / a，溶于水的 ^{10}Be 滞留时间小于 3.4 年。大陆土壤及沉积物 ^{10}Be 总量约为 7.9×10^{29} 原子，平均滞留时间约 4.7×10^{5} 年。

2.2.1.8 ^{137}Cs 侵蚀示踪

沉降到地表的 ^{137}Cs 可进入水体和土壤中。植物吸收 ^{137}Cs 的能力很弱，而且随植物的死亡，其中的 ^{137}Cs 又回到土壤中。湖泊沉积物中绝大部分 ^{137}Cs 处于固定态，仅少量处于选择性吸附态和交换态，主要被无机或死亡有机物所吸附，较好地保存在沉积物的相应层位中。这从理论上支持 ^{137}Cs 计年时标的可靠性。对不同类型土壤的溶析试验结果表明，绝大部分 ^{137}Cs（65～80％）存在于土粒残渣相；17～20％在 Fe 一 Mn 氧化物及有机质结合相。但由于部分 ^{137}Cs 处于可交换及碳酸盐相，在碳酸盐岩地区的土壤中，土粒在侵蚀过程中碳酸盐相的 ^{137}Cs 被地表径流溶析搬运，总 ^{137}Cs 的比活度较低。因此，用 ^{137}Cs 示踪含较高碳酸盐土壤侵蚀时需做淋溶校正。

2.2.1.9 ^{210}Pb 示踪：

^{210}Pb 是广泛存在的天然放射性核素，对百年时间尺度上的流域侵蚀速率、湖泊沉积速率及其耦合关系等具有重要示踪价值。计算土壤中 ^{210}Pb 的累积量，可以估计区域内 ^{210}Pb 沉降通量。土壤 ^{210}Pb 垂直剖面分布受衰变、渗透、混合以及生物扰动作用等制约。选择适当的参数，建立模型，模拟自然条件，可以识别不同因子的影响程度。计算流域土壤中 ^{210}Pb 累积量，比较其大气沉降通量，可得到流域土壤侵蚀速率。在季节性缺氧湖泊沉积物中，因水一沉积物界面上 Fe、Mn 季节性循环导致 ^{210}Pb 或 ^{210}Pb 的扩散再迁移，改变了沉积物顶部 ^{210}Pb 的垂直分布特征，导致核素丢失，因而影响示踪的精确度。在碳酸盐岩区域土壤因蓄水和持水能力较差，土壤中 ^{210}Pb 受渗透和混合作用影响较大。通过早期成岩作用模式校正，可获得 ^{210}Pb 湖泊沉积计年和沉积速度的准确值。

^{210}Pb 测年技术在湖泊现代沉积计年中获得了广泛的应用。沉积物中的过剩 ^{210}Pb，即与 ^{226}Ra 不平衡的部分，通常记作 $^{210}Pb_{ex}$，具有稳定的沉积通量，可以用来进行计年。^{210}Pb 计年方法的基本假设是：1 沉积物是一个封闭系统，与 ^{210}Pb 输送和放射性衰变有关的沉积作用具备稳态条件；2 与湖水的寄宿时间相比，^{210}Pb 在水体中具较短的寄宿时间，即输入湖泊中的 ^{210}Pb 能有效地转移到沉积物中；3 在沉积物中蓄积的 ^{210}Pb 不发生沉积后再迁移作用；4 ^{210}Pb 能通过沉积物中的总 $^{210}Pb_{ex}$ 与 ^{226}Ra 的比活度差求出。但湖泊沉积物－水界面上 Pb 的再迁移，会使其结果偏低。

2.2.1.10 ^{226}Ra 和 ^{228}Ra：

^{226}Ra 和 ^{228}Ra 二者分别作为天然放射性 U 系与 Th 系衰变的中间产物，主要存在于粘土矿物晶格中。表土微粒中 ^{226}Ra 和 ^{228}Ra 绝大部分（85％以上）以残渣相存在。风化作用中转入可溶解、可交换及碳酸盐结合相的比例很小。含 U、Th 粘土矿物经化学风化进入可溶解、可交换相 ^{226}Ra 及 ^{228}Ra 的速率低于其流失速率。在碳酸盐相和可交换部分中 ^{228}Ra。的相对比例均明显高于 ^{226}Ra。这表明 ^{228}Ra 较 ^{226}Ra 具较大的溶析迁移能力。^{226}Ra 与 ^{228}Ra 在各地球化学相比活度的比例关系是：侵蚀区的比值大于 1，而堆积区的比例小于或等于 1。这说明 ^{228}Ra 的侵蚀迁移能力大于 ^{226}Ra，二者的比例关系可用于示踪表土的侵蚀状态。

2.2.2 其它技术方法:

2.2.2.1 微体化石群的定量分析方法－－转换函数法

古生物可以反映生态环境，例如，有孔虫、钙质微体化石和硅质微体化石等都能提供海洋古温度、水流、水团等方面的信息，但并不能定量地得到温度等具体数值。为了进行古水温等参数的定量研究，可以采用转换函数法处理微体化石群的定量分析数据，即用数理统计的方法来确立生物组合与古温度之间的定量关系。其使用基础是在现代海洋中对每一个种来说，都有其最适宜于生活的温度值，此温度时该种的相对丰度最高。

转换函数（transfer function）是指建立两类数据之间的关系式。这里指的是微体化石群的数据与当时环境数据之间的关系式：

$$T=f(P_1，P_2\cdots\cdots P_n) \qquad (6.20)$$

式中 T 是计算的温度值；P_1、$P_2\cdots\cdots P_n$ 分别代表微体化石群中各个种的相对丰度（％）。这样可以通

过各个种相对丰度间的函数 f 计算，求出温度值。例如，复杂函数 f 采用各个种最宜温度的加权平均数。计算时首先求出每个种的百分含量，然而用加权平均数将生物丰度的信息转换为对应的古温度值：

$$T_{est}=\Sigma P_i T_i / \Sigma P_i \qquad (6.21)$$

式中 T_{est} 为所求的温度估算值，Σ为求和符号，P_i 为第 $_i$ 种的百分含量，T_i 为第 i 种的最宜温度。此法简便，在顺利的情况下，得到的古温度值误差在 3℃以下（Seibold 和 Berger，1982）。比较复杂但更精确的方法是考虑每一个种的温度分布范围，而不只是其最宜温度值。

根据上述原理，可采用因子分析和回归分析技术从化石群的定量分析中提取温度的信息，这种多变量分析方法，即转换函数法是更好的古温度定量方法。美国的 Imbrie 和 Kipp（1971）首先用此项技术研究加勒比海的第四纪地层，给出了冬、夏表层水古温度变化的定量记录。他们对大西洋海区表层沉积样中 22 种浮游有孔虫的定量数据进行因子分析，划分出热带、亚热带、亚极区极区和环流边缘等五个组合；又利用环境参数：冬季平均表层水温，夏季平均表层水温、盐度，再通过多次回归分析求得组合与环境之间的关系，从而得出有孔虫数据与环境数据之间的关系式，即转换函数；再将钻孔剖面中逐层的化石数据按上述有孔虫组合进行分解，即得到每层的描述矩阵 u_{dc}：

$$u_{dc}=F_{dc}V \qquad (6.22)$$

式中 F_{dc} 为描述矩阵 u_{dc} 的行，由钻孔中该层的 22 种有孔虫组成，V 为描述矩阵 u_{dc} 的列，分别为上述的有孔虫五个组合，矩阵元为不同组合情况下各种有孔虫的定量数据；最后用转换函数 T，对各层的描述矩阵 u_{dc} 作古环境推算（例如，古温度等，E_{dc}）：

$$E_{dc}=u_{dc}T \qquad (6.23)$$

在“气候长期调查制图与预报”（CLIMAP）计划中转换函数法成功地再造了 18000 年前末次冰期的古海洋、古气候面貌，取得了杰出的成果。

近年，转换函数方法使用不断扩大。吕厚远等（1994，1996）用此法建立磁化率、植物硅酸盐体的转换函数，恢复十多万年来西安附近黄土剖面的气候特征。Peyron 等（1998），基于 Prentice 等（1992）发展的植物函数类型（PFT）和生物内容，提出新的转换函数，从花粉数据重建 18,000 BP 以来欧洲的气候。

2.2.2.2　分子温度计 U^k_{37}

U^k_{37} 是指少数藻类生物所特有的一种分子化合物（长链不饱和酮）的不饱和指数。其中 U 代表不饱和度（unsaturation），K 代表酮，37 为长链酮的碳原子数。利用 U^k_{37} 相对丰度可以估算古海水表面温度。这种方法简便快速、精确度高、可靠性强、不受盐度、上升流与极地冰盖变化等因素影响，尤其在深海海区，沉积物位于碳酸盐补偿深度（CCD）以下有孔虫壳体被溶解时，U^k_{37} 可弥补其不足。同时，U^k_{37} 不受有机质和碳酸盐溶解与成岩作用影响，能较完整地保存于海洋沉积物中。

Leeuw 等（1980）在黑海和大西洋 Walvis 海岭的海洋沉积物中，用质谱首次检测出一组长链烯酮（alkenones）系列，并确定了这些化合物的结构。它们是碳数在 37～39 之间、带有 2～3 个 C＝C 双键的不饱和甲基或乙基脂肪酮。仅在 *Prymnesiophyceae* 纲中的颗石藻 *Emiliania hux1eyi* 和其它很少数种属中检测出具有 U^k_{37}。颗石藻 *Emiliania huxley* 是在远洋水体中普遍存在的单细胞生物，主要分布于 0～10m 的表层海水中（Chapman 等，1996）。它是海洋沉积物中 U^k_{37} 的主要来源（Volkman 等，1995）。实验室培养中发现，其不饱和程度与当时水温关系密切，随着生长温度的变化，*Emiliania huxleyi* 自行调整其酮类化合物的不饱和程度以适应环境。死亡后，在沉降过程、沉积埋藏以及以后的氧化还原作用等，沉积物中长链烯酮的不饱和程度均无明显的改变。此外，其不饱和程度与海水表层温度的线性关系也不受该烯酮类丰度变化，海水盐度变化的影响。

Brassell（1986a, b）研究发现 U^k_{37} 与 $\delta^{18}O$ 具有很好的相关性，建立评估古海水表面温度（SST）的 U^k_{37} 指标；而 U^k_{37} 还反映出一些未被 $\delta^{18}O$ 记录识别的快速温度变化事件。

Marlowe 等（1984），Prahl 和 Wakeham（1987）从实验室研究中，发现 U^k_{37} 与表层海水温度有很好的线性关系。给出 U^k_{37} 的简化公式：

$$U^{k'}_{37} = C_{37:2} / (C_{37:2} + C_{37:3}) \quad (6.24)$$

Prahl 等（1988）进一步给出 $U^{k'}_{37}$ 值与水温的线性回归方程，得到：

$$U^{k'}_{37} = 0.034T + 0.039 \quad (n = 22, r^2 = 0.994)$$

但是，U^{k}_{37} 一 T 线性关系式在水温大于 25℃或小于 4℃与实际情况有较大的偏差。Sikes 和 Volkman（1993）在对澳大利亚南部的南大洋海区的研究中，当水温在－0.7～28℃范围内时，$U^{k'}_{37}$ 与 T℃似乎具有非线性关系，拟合曲线为：

$$U^{k'}_{37} = 1 / [1+e^{-0.22(T-15.1)}] \quad (6.25)$$

该方程满足 $0 < U^{k'}_{37} < 1$。

目前，由于 U^{k}_{37} 估算古温度技术已日益完善，U^{k}_{37} 的误差可以在±0.003 之内，相应的温度误差在+0.09℃之内，样品最少仅需 0.1g，研究的时间跨度可达几十万年，纬度范围可从赤道至南北纬 72°（陈建芳和郑连福，1996）。在古气候和古海洋研究中已得到广泛应用。

U^{k}_{37} 是一个很好的古温度指标，但仍有许多问题有待探讨。首先，在海洋沉积物研究中，*Emiliania hux1eyi* 并不是这种烯酮类的唯一来源。*Emiliania hux1eyi* 最早出现于 270 ka BP，直到 85～73 ka BP 之后，才在颗石藻中占主导地位。其次，湖泊沉积物中也存在有这种长链烯酮类。再次，在计算古海水温度时，它与有孔虫$\delta^{18}O$ 值和转换函数的古海水表层温度尚存在一定的差异。

2.2.2.3　有机物分子的地球化学指标

20 世纪 70 年代有人试图利用沉积中姥鲛烷（Pristane）和植烷（Phytane）的 Pr / Ph 值来确定岩石形成时的氧化一还原环境。近年来大量研究证明，这个地化指标主要反映岩石沉积时的古盐度。另外，偶数对奇数碳正烷烃的优势，即 OEP 或 CPI 值小于 1，也是一个还原一强还原沉积环境的有机分子指标。现在又被成功地应用于古盐度分析。岩石中植烷优势，岩石中伽马蜡烷（gammacerane）相对于藿烷（hopane）的高含量代表高盐的沉积环境。

分子化石指标也被应用于区分海相和陆相地层。一般来说，非海相地层不存在 C_{30} 甾烷，因此，它们在地层中的出现可能指示海相的沉积环境。而陆源高等植物中存在有高分子量范围奇数对偶数碳优势的正烷烃，以及规则甾烷组成中 C_{29} 相对 C_{27} 甾烷的优势。但是，近年研究工作表明藻类也可以富含 C_{29} 甾烷的优势。特别值得提出的是某些生物有机分子可以指示特定种属的生物。葡萄藻烷（botryococcane）代表地层中存在葡萄藻类生物（botryococcus）；4－甲基甾醇及其烷烃，特别是 4－甲基甲藻甾醇（dinosterol）及其烃（dinosterane）的发现代表地层中存在甲藻类生物；地层中藿烷类化合物的存在（hopanoids）主要是细菌原核生物的贡献；一定特征的类异戊二烯链烷烃（isoprenoids），例如，头对头结构的 iC40，尾对尾结构的 iC25 是地层中存在古细菌（archaebacteria）的可靠证据。Mahler 等（1998）介绍用 DNA 标记粘土作为示踪颗粒运移的灵敏新方法。

上面简单介绍近年来古环境研究中使用的各种替代性指标。除此之外，还建立了多种物理性质的高分辨率测定方法，例如，适用于沉积岩心的伽玛射线衰减孔隙率（GRAPE）、密度、磁化率、颜色反射率（color reflectance）的数字化测定等（金性春等，1995），或用于冰心的导电率测定法（ECM）。对海洋沉积、土壤或冰芯研究中，CT 技术在不破坏沉积样品而清晰测得微细沉积构造（Holler 和 Kogler，1990），和测定沉积物的体密度（bulk density）（Amos 等，1996）。Rack 等（1998）创立的磁共振成像方法 SPRITE（single-point ramped imaging with Tl enhancement），用于多孔多水的湖相沉积柱状样品，取得了厘米级的高分辨率。Weeks 等（1993）设计的共焦扫描激光显微镜（confrontal scanning laser macroscope / microscope，即 CSLM），采用磁性测量使用的长条岩心，即 U 形槽取样（U-channel sampling），可以将大洋钻探或湖泊岩心中的地层分辨率提高到毫米量级。高野雅夫（1998）用扫描 X 射线分析显微镜对 8m 厚的大古代层状铁矿作 0.8mm 密度的高分辨率化学分析等。

3　过去全球变化的研究成果

近十年来，第四纪古气候研究无论在方法、机制和模拟方面都取得非常大的进步。经典的四次冰期理论被新的认识所打破，从海洋、陆地黄土中揭示的数十次冰期一间冰期旋回及其包含的轨道

周期的模式，使得第四纪古气候变化及其机制的研究有了一个比较清晰的框架。伴随着认识的进步，有关古气候机制方面的问题显得愈加突出，这些问题包括冰期一间冰期旋回的机制；南北半球在冰期一间冰期循环过程中耦合的机制；气候不稳定性机制等。都是面临的新课题。

多方面的证据表明，自距今 6000 万年以来，地表经历着一个逐渐变冷的过程，即“新生代衰退”（Cenozoic Climatic Decline）。大约在 250 万年前，出现急剧的大幅度变冷，从而转入第四纪（图 6.17）。按照第四章的看法，本书把第三纪与第四纪的界限暂定在大约 240～250 万年前。第四纪最主要的特征将是冰期和间冰期的交替。可以把第四纪分为三个阶段。

图 6.17　第三纪深海底栖有孔虫的$\delta^{18}O$ 变化（刘东生等，1998）

第一阶段始于距今 240～250 万年前，处于古地磁高斯期与松山期的分界，有重大的环境变化。位于北大西洋 Rockall 滩西翼的深海钻探 81 航次 525A 站采集的岩心证实这一事件。岩心最上部 40 米为黑白相间的沉积物互层，黑层含棱角状的冰筏碎屑沉积物（IRD），白层为富含有孔虫的软泥，分别代表冰期与间冰期的沉积物。从岩心的 $\delta^{18}O$ 曲线与 $CaCO_3$ 含量曲线（图 6.17）来看，白层 $\delta^{18}O$ 值低，$CaCO_3$ 含量一般高达 80～90％，而黑层 $\delta^{18}O$ 值高，$CaCO_3$ 含量仅 10～40％。图 6.17 显示出 $\delta^{18}O$ 值最大正值和 $CaCO_3$ 含量最低值均始于 240 万年左右。之后，海洋沉积物研究也都证实 240～250 万年前温度突然下降。显然，距今 240 万年左右温度陡降，也应是北半球冰盖的主要形成时期。这与北美中部的冰川出现时期（早于 220 万年前）大致吻合。我国黄土的出现时期也与之相应。下伏于午城黄土之下的晚上新世红土，含有丰富的象、犀牛等动物化石，显然是湿热气候的产物；至大约 240 万年前气候骤转为干冷，形成黄土。

图 6.18　552A 号深海岩心 140～360 万年前的氧同位素记录和碳酸盐含量（Shackleton 等，1984）
垂线为古地磁极性期界线：166 万年前为奥杜威正向亚期的顶界；247 万年前为松山反向期的底界；
292 万年前为凯纳反向亚期的顶界；340 万年前为高斯正向期的底界

第二阶段始于 70～90 万年前，处于古地磁松山期与布容期之交。根据南半球深海岩心的微体化石研究，发现松山期气候较暖，70 万年以来的布容期则具有寒冷的气候旋回。在北太平洋和北冰洋，距今 70 万年前冰载碎屑（IRD）显著增多。在南大洋放射虫 *Pterocanium prismaticum* 在 X 与ψ带的界线处（70 万年前）绝灭。第四纪期间的氧同位素变动有两种主要型式，第四纪早期（早于 91 万年前），$\delta^{18}O$ 值偏低．变化幅度较小；第四纪晚期（73 万年以来）$\delta^{18}O$ 值较高，变化幅度也大（图 6.19）。这表明，在第四纪早、晚期之间，全球冰量有一显著变化。在 200～70 万年期间，北冰洋仅有薄冰或周期性覆冰，生物生产率尚高，70 万年以来，冰封北冰洋，有如今日（Gilbert 和 Clark，1983）。同时，大陆中纬度地区可能进入真正的冰川时代。在这期间，尽管严寒的冰期之间还隔有相对温暖的间冰期，但在 90％以上的时间内，气温和水温较低，冰川覆盖了大片陆地。

图 6.19　GRIP $\delta^{18}O$ 剖面（Johnsen 等，1995）

第三阶段始于距今 14 万年前，其中包括末次间冰期极盛期和末次冰期极盛期。Emiliani（1955）曾尝试将浮游有孔虫$\delta^{18}O$ 曲线与欧洲和北美经典的冰期一间冰期划分相联系，也就是将氧同位素 2～4 期与 Eemian（玉木期）或 Wisconsin（威斯康星）冰期对比，6 期与 Riss（里斯）对比，10 期与 Mindel（明德尔）对比，14 期与 Gunz（贡兹）对比。但由于陆地冰期缺乏准确的年代资料，实际上除了末次冰期（Wisconsin）可与 2～4 期对比外，更老冰期的对比仍有待进一步工作。Emiliani 还将 5 期对比为末次间冰期（Nilson，1983）。这样，5 期约为 11.6－14 万年；最后冰期相应于 2～4 期。约在距今 1.3 万年出现冰后期“终端”，进入全新世，即氧同位素 1 期。

Shackleton（1969）把 5 期细分为 5 个亚期，5a、5c、5e、三个暖峰，被 5b、5d 两个冷谷分开（图 6.20）。这三个暖峰中以最早的 5e 亚期最为突出，其氧同位素值最低。5e 亚期是迄今以来氧同位素值小到与现代相近的最后一个暖期，当时的冰量也必然至少要缩减到与现代相近的数值。所以 Shackleton 强调 5e 亚期最合适反映末次间冰。

图 6.20　西北大西洋 V23－82 孔岩心有孔虫组合估算的北大西洋海水表面温度（SST）
（Williams 等，1997）

Broecker 等（1969）根据 $^{231}Pa/^{230}Th$ 测年资料，并将 5a、5c、5e 亚期与巴巴多斯高海面阶地Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ对比，修正了 Emiliani 等的早期的年代表。他们提出的近 13 万年来氧同位素记录的年代框架，经十多年应用已被广泛接受。Fuller 等（1998）通过西班牙 Guadalope 盆地研究给出 20 万年 $\delta^{18}O$ 曲线（图 6.21）。这些研究结果表明，末次间冰期的气候与现代极相似，其海水表层温度与现代相近。

6.21 图 2　西班牙 Guadalope 盆地 $\delta^{18}O$ 曲线（Fuller 等，1998）
1 至 17 标记亚间冰期数，H0 至 H6 为 Heinrich 事件

Emiliani 和 Shackletongn（1974）对比太平洋、大西洋及加勒比海的氧同位素资料，综合成一条全球性的布容期古温度曲线（图 6.22）。在 70 万年期间，$\delta^{18}O$ 值清晰地显示出近十万年的周期变化，其振幅有相近的极大值与极小值。

图 6.22　经过修改综合的布容期古温度曲线（Emiliani 与 Shackletongn，1974）

Imbrie 等（1984）进一步把海洋$\delta^{18}O$ 值的 11 和 9 期分为三个亚期，把 7 期分为五个亚期。按照标识方法，Winograd 等（1992）把间冰期记为 11c、9c 和 7e（图 6.23）。Winograd 等（1997）根据 Devils Hole 资料，讨论最后四个间冰期的持续和结构，特别是 5e。过去认为 5e、7e、9c 和 11c 间冰期的持续时间约为 11000～13000 年。Winograd 等（1997）提出约为 20000～26000 年。而每个冰期－间冰期幕约十万年。每次冰期内部曾出现多次短促的相对温暖时期，即间冰阶（Interglacial）。

图 6.23　Devils 岩心 DH－11 $\delta^{18}O$ 时间系列（Winograd 等，1997）
最后四个间冰期，即同位素亚阶段 5e、7e、9c 和 11c 是处于垂直点线范围内。
顶部为具有 2σ误差铀系年龄数据控制区域

Shackletongn 与 Opdyke（1976）发表 V28－239 岩心同位素与古气候研究成果，并将古气候记录追溯到距 2.1Ma，并据氧同位素曲线特征划分为三个时段，大体在距今 80 万年内有 10 个冰期间冰期的旋回：0.8－1.4Ma 间为幅度较小，周期较短（40000 年）的变动旋回；1.4－2.1Ma 间则显示持续时间较长，变化较大的气候波动。海洋同位素记录表明在 0.9MaB.P.之前，第四纪冰盖的主要周期是 41ka；而之后则具有约 100ka 的周期。

Briffa 等（1998）给出过去 600 年北半球夏季温度变化曲线。Mann 等（1998）提供过去 600 年全球温度变化图式。Huang 和 Pollack（1997）根据六千多个大陆热流测量数据，给出过去二万年的全球平均地表温度历史。Santer 等（1996）从 CO_2、硫酸盐气溶胶和臭氧，考虑人类对大气热结构的影响。

Willis 等（1999）用植物讨论晚上新世（3～2.6Ma）以来大陆植物变化，提出除 Milankovitch 周期之外，存在有 124,000 年的周期。

3.1　冰期和间冰期

第四纪的主要特征是冰期和间冰期的交迭。尤以北半球更加明显。地球的地表平均温度约为 15℃，水能以液态存在。但是地球表面平均温度也只是刚好使液态水存在，只要稍微凉一点，就会使地表的冰量增。

第四纪时期的特点是气候的巨大变化，其全球温度波动速度之快，幅度之大是没有先例的。在温带许多地方，末次冰期最盛期（18±3kaB.P.）全新世适宜期（9±3kaB.P.）的年平均温度差可达10℃左右，这个数值大致相当于这些地区从始新世早期到上新世早期的温度长期下降值。从末次间冰期最盛期（125±5kaB.P.）到末次冰期最盛期，澳大利亚东部温度下降 10～15℃。

在陆地上，各地的冰期和间冰期名称各不相同。陆地主要冰期见表 6.9。

表 6.9　　第四纪主要冰期（上新下老）（Robinson，1982）

北美	北欧	欧洲阿尔卑斯山
Wisconsin（威斯康星）冰期	Weichsel（魏克塞尔）冰期	Wurm（武木）冰期
Sangamon（桑加蒙）间冰期	Eem（伊姆）间冰期	Riss-Wusm（里斯－武木）间冰期
Illinoian（伊利诺）冰期	Saalae（莎勒）冰期	Riss（里斯）冰期
Yarmouth（雅莫斯）间冰期	Hoistein（霍斯廷）间冰期	Mindel -Riss（明德尔－里斯）间冰期
Kansan（堪桑）冰期	Elster（埃尔斯特）冰期	Mindel（明德尔）冰期
Aftonian（阿夫唐）间冰期	Cromer（克罗默尔）间冰期	Gunz-Mindel（贡兹－明德尔）间冰期
Nabraskan（内布拉斯加）冰期	Elbe（易北）冰期	Gunz（贡兹）冰期

最后一次冰期或称 Wisconsin－Weichsel 冰期，可以分为三个亚期：晚 Wisconsin－Weichsel 亚冰期为 24～10ka B.P.（包括 21ka BP 的冰期最盛期）；中 Wisconsin－Weichsel 亚冰期为 74～24ka B.P.；早 Wisconsin－Weichsel 亚冰期为 117～74ka B.P.。

表 6.10　　晚更新世中亚平宁的冰期事件（Giraudi 和 Frezzotti，1997）

冰期－间冰期	事件	时间(BP)	事件对比	温度(℃)*	到达高度(m)
全新世					
Aquila 亚冰期	A2	11,000	YD	5.6～6.7	2,300
Venacquaro 亚间冰期				<4.8	
后退相	A1	12,850±200		>5.4	
Fontari 亚冰期	F3	14,180±260 开始	H1	～6.0	2,000～2,150
	F2	15,000			
	F1	16,000 开始			
Fornaca 亚间冰期				<5.7	
后退相	LP	21,000 与			≥1,950
	PP	17,840±200 之间		5.7～6.7	
	LC				
Campo Imperatore 亚冰期	CIS	21,000 终止	H2	7.3～8.3	1,750
	—		H3		

* 与现代对比，负温度值

Giraudi 和 Frezzotti（1997）研究晚更新世中亚平宁的冰期事件（表 6.10），认为最大扩展可能是 Campo Imperators Stade（CIS）。

Savoskul（1999）研究堪察加半岛，把全新世冰期分为三个组：6000 BP（pre-Hypsitermal）、4300 至 1100 BP 之间有多期（Neoglaciation）、和 800 至 40 B.P. 之间有多期（Little Ice Age）。并与北美西部进行对比。Wenzens（1999）通过对南美阿根廷的安第斯南部研究，给出近 13,000 年来冰期特征，在新仙女木事件之后，南 Patagonian 冰原有多次前进，分别为 8,500、8,000－7,500、5,800－5,500、4,500－4,200 和 3,600－3,300 BP。

冰期一间冰期旋回伴随着海退与海侵。间冰期为海侵期，$\delta^{18}O$ 值下降，海面可上升至与现代海面高度或稍高；冰期为海退期，$\delta^{18}O$ 值上升，海面可退落至现代海面之下 100 米左右或更大。利用

铀一钍法测定巴巴多斯等阶地古珊瑚礁的年龄。巴巴多斯Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ四级阶地标志着间冰期的高海面，年龄分别为 82000 年、105000 年、125000 和 200000 年前。前三者可以与氧同位素 5a、5c、5e 亚期对比。巴巴多斯Ⅲ位于现今海面以上，巴巴多斯Ⅰ、Ⅱ虽代表间冰期高海面，但位于现代海面以下 15～20 米（图 7－30）。75000 年以来的低海面，相当于末次冰期（氧同位素 2－4 期）。氧同位素变化曲线显示，海平面升降的最大幅度见于晚更新世。

较大的第四纪冰盖厚达 4km。在冰期最盛期冰盖总面积达到约 $4.0\times10^7km^2$，贮水量约 $9.0\times10^7km^3$，约占地球总水量的 5.5%；而现在冰盖总面积约 $1.5\times10^7km^2$，贮水量约 $3.0\times10^7km^3$，仅为总水量的 1.7%。冰的重量使其下的基岩逐渐下沉。这种“均衡调整”导致海平面的相对变化。全球出现最大冰盖时，估算海平面下降可达 120m。

在冰期开始时随着冰盖边缘和极锋向赤道推进，处于 0℃或温度更低的覆冰区与达 25℃的热带之间的距离缩短，温度梯度增大，从而使大气环流和海洋环流比间冰期更强。强大的深洋循环使洋底遭受广泛的侵蚀。由于洋流的增强，南大洋以及其他一些海域生物生产率增加。晚上新世至第四纪期间，硅质生物生产率与硅质生物沉积速率持续增加；至第四纪晚期，生物生产率达到新生代的最高值,相应地出现体型庞大的滤食鲸类。虽然冰期的生物生产率一般高于间冰期，但高纬度覆冰所及的海域，冰期生物生产率低于间冰期。气候变迁还引起海洋浮游生物省的大幅度迁移，但未造成浮游生物的大批绝灭。这是因为气候变冷、冰川形成和海洋环境的建立，是一个始于早第三纪的漫长演变过程；在第四纪期间并没有突然出现全新的海洋型式。相比之下，始新世末期和中新世中、晚期的事件，对于生物的影响更为强烈。

随着冰进、冰退，各气候带向南、北迁移，极峰发生周期性移动，冰筏碎屑沉积物分布区也随之反复前进和退缩。今日北半球极峰位于格陵兰南缘，在冰期可移至纽约至伊比利亚半岛一线。在气候带迁移的过程中，亚热带或温带的边缘海域变化特别显著，而在热带或亚热带的中心区域所经历的变化较小。

在冰期内冰川侵蚀作用特别强烈，给海洋带来更多的冰蚀物质；海平面（侵蚀基准面）的降低导致侵蚀作用显著增强，大陆架露出水面遭受侵蚀；大气圈温度低，所含水分少；大片陆地变成沙漠，大量风沙被卷入海洋。因此，冰期输入海洋的陆源产物数量惊人，沉积速率极大，强劲的风将大量泥沙从干旱、半干旱区搬运至深海远洋（Kennett，1982）。南、北极和青藏高原末次冰期冰心中微粒含量分析结果表明，整个末次冰期冰心中微粒含量是现代冰心的 8 倍以上，可达 20～30 倍。

冰期一间冰期旋回突出地反映在沉积碳酸盐丰度的周期变化上，构成碳酸盐旋回或溶解作用旋回；也反映在沉积岩中喜寒、喜暖生物属种相对丰度的周期变化，使沉积物中碳酸盐、生物和$\delta^{18}O$的三种旋回曲线可以相互对比。海洋 $\delta^{13}C$ 值的变化也反映冰期一间冰期旋回。冰期时，原间冰期的北方森林被冰雪覆盖或成为冰原；而热带十分干旱，森林面积大为减少，因此森林总面积急剧下降。大量的 ^{12}C 转移到大气中，通过海水与大气的交换，直接影响到海水的碳同位素。根据大西洋。太平洋、南大洋 7 个钻孔底栖有孔虫$\delta^{13}C$ 的系统研究，确定末次冰期的$\delta^{13}C$ 要比全新世的$\delta^{13}C$ 平均低 0.7‰（。在间冰期，森林大规模复苏，海水$\delta^{13}C$ 回升至约＋0.5‰。

距今 18000 年前是末次冰期最盛期，即$\delta^{18}O$ 值的 2 期。末次冰期最盛期留下大量地质记录，可以反映冰期的基本状况。CLIMAP 研究组就浮游微体化石组合，采用转换函数方法重建 18000 年前北半球夏季大洋海水表层温度图，即 18k 图（图 6.24）。18k 图再现距今 17000～18000 年前末次冰期古温度、古地理的基本轮廓。北美大陆的浮冰面积高达 60%，冰盖厚达 3km，某些地区冰盖扩展至 40°N 以南；欧州和西伯利亚也有巨大的冰盖；北冰洋完全被冰雪覆盖；南极洲周围海冰分布甚广，喜马拉雅、西藏、科迪勒拉，安第斯、澳大利亚东南部、塔斯马尼亚和新西兰等地发育山岳冰川。大陆上广阔的森林覆盖区为草原、荒原和沙漠所代替。而海冰、冰盖、草原和沙漠的扩展，又导致地球表面反射率显著增加，气温更趋寒冷。当时海平面至少下降 85 米，今日的陆缘浅海大片出露成陆。亚洲大陆与库页岛、日本之间，亚洲大陆与美洲大陆之间（沿白令海峡），英国与欧洲大陆之间，澳大利亚与新几内亚之间彼此连通。印度尼西亚诸岛相互连接，并与中印半岛连成一片，它们与澳

大利亚一新几内亚之间仅留有狭窄的海峡，太平洋与印度洋之间沿低纬度的交流已基本中止。根据 CLIMAP 的 18k 图；与现今相比，模拟计算表明当时热带海洋的降水显著增加，中纬度海域略有减少，高纬度地区则无变化。热带海水的淡化也得到某些浮游有孔虫$\delta^{18}O$ 值的支持。计算还发现大洋输往大陆的水汽明显减少。

图 6.24　末次冰期最盛期 8 月海面温度重建（Williams 等，1997）

18k 图有助于人们深入认识第四纪冰期的性质。与现代相比，当时古海洋的特点是：1 沿极锋线温度梯度明显增加，尤其是在北大西洋和南大洋；2　极锋线向赤道大幅度推进，导致强温度梯度带的形成，该带跨度可达 10°～20°纬度，因此可以引起行星风系活动的急剧增强，使当时表层洋流的活动比现代洋流强得多；3 大多数海域表层水温降低，全球平均约下降 2～3℃；4 赤道太平洋和赤道大西洋上升流活跃，沿岸上升流也甚活跃；5 东部边界流，即沿非洲、澳大利亚和南美的西岸的边界流有所增强，伴随着冷水向赤道扩展；6 大洋盆地热带中央环流的位置和温度几乎不变；7 由于极锋迁移，某些深部洋流的发源地（如挪威海、格陵兰海区）被冰盖覆罩，因而停止活动。而与此同时若干地区（如白令海）却有可能开辟新的底层水来源，从而构成与现今明显不同的深部洋流系统。

冰川鼎盛期以后紧接着出现快速的变暖．相应的$\delta^{18}O$ 曲线变化最陡处，称为终止期。这期间北大西洋极峰的位置从大致平行 49°纬线迅速退却至纽芬兰以南至冰岛一线。后退着的极峰在大约 10300 年前曾再度前进。冰岛西侧大西洋岩心中的有孔虫研究也表明，约 10000 年前有一短暂的冷期，它相当于北欧的晚 Younger Drays 冰阶，即晚仙女木期。在此之前有一暖期，则可与北欧的 Alleroed 间冰阶相对比。

鉴于冰期后冰盖迅速融化，进入大洋的淡水不可能很快地与整个海水层充分混合，而表层水盐度的降低会导致海水的成层性强化。冰融水$\delta^{18}O$ 值为－30～－40‰。它的加入将使大洋表层水（一般$\delta^{18}O$ 值为 0‰）的$\delta^{18}O$ 值明显降低。深海岩心中的浮游有孔虫测出相应时期异常低$\delta^{18}O$ 值。Kennett 和 Shackleton（1976）根据墨西哥湾地区 15000～11000 年前$\delta^{18}O$ 值的明显异常，描绘出当劳伦冰盖迅速解体，大量冰融水沿密西西比河汹涌而下，伴随着海平面的急速上升的景象。长期以来，尼罗河地区以及其他一些国家都有史前大洪水的种种传说，包括圣经中的记载，很可能都起因于末次冰期后冰盖的突然融化和海面的急剧上升。

距今 1 万年至 0.5 万年可以认为是脱离冰期后最适宜环境建立的过程。全球冰川量从 1.8 万年前的最大值变到 8000～4000 年最小值。全球平均温度改变 6±1℃。现在比 4000～8000 年前低 1±1℃。1.8 万年至今区域气候变化：最小是亚热带海洋回旋中心（＜2℃），最大的北大西洋北部和近冰盾区（10～12℃）。湿度也有变化。美国西部盆地二万年前有 30 多个淡水湖。8000 年缩小为今日的大盐湖。相反，东非、北非、印度的湖 1.8 万年变干和收缩，1.2～0.5 万年达高水位，降雨量比现在多 200～300 mm。这些差别与季风有关，季风气候在 1.2，0.5 万年周期上有季节性的加强。

格陵兰世纪营（Camp Century）冰心$\delta^{18}O$ 同位素浓度从距今 1.063 万年开始增加，在距今 0.98 万年之前迅速增高，其后比较稳定。但南极冰盖冰心分析表明增暖趋势出现在 1.16 万～1.02 万年，似乎早于北极约 1000 年。南、北半球在全球变化中是否同步，是“过去的全球变化”项目希望准确解决的重要问题之一。根据季候泥估计，斯堪的那维亚冰帽的最终后退始于距今 0.85 万年，全球气温逐渐升高，许多植物都从各自的冰期“庇护地”向外扩展、迁移，使南、北半球都建立了新的植被类型，此一时期的生态资料表明，热带雨林树种的多样化可能并不是长期“稳定”的结果，而应是“不稳定”发展所导致的。北半球在距今 0.5～0.7 万年进入到最暖时期，世界许多地区的山地树线上升到最大高度，人类早期文化的发展与此过程相对应。

全新世时期气候也经历着多次变化。总体来看，0.5 万年以来，似乎是全新世气候从最适宜时期趋向于衰退的过程。多方面的证据表明北半球在最近 0.2 万年可以划分为三个阶段，8 世纪至 10 世

纪为冷期，12 世纪前后为“中世纪暖期”，15 世纪至 19 世纪为“小冰期”。

冰心中气泡成分分析表明，大气层 CO_2 含量与温度升降存在对应关系。Fischer 等（1999）从南极冰心测定表明，最后三个冰期终止时（19～20kaB.P.，128～135kaB.P.和 238～244kaB.P.），在 600±400 年时间内大气 CO_2 浓度上升 80～100×10^{-6}。最后再一次冰期约从 180～200×10^{-6} 上升到 270～300×10^{-6}。

Dahl-Jensen 等（1998）用 Monte Carlo 反转法处理 GRIP 和 Dye 3 冰心温度剖面，分别给出 5 万年和七千年和温度史。Lee 和 Slowey（1999）用浮游有孔虫$\delta^{18}O$ 测定 2 万年以来北太平洋亚热带海洋表面海水温度（SST），得出冰期平均温度比之后平均温度低 2℃。

Vimeux 等（1999）介绍用δD 测定四万年来南半球海平面上冰期－间冰期的温度变化。Blunler 等（1998）讨论了格陵兰与南极之间的两极不同步特征。Broecker 等（1998）发现 B¢lling－Aller¢d 暖期开始时在格陵兰与非洲裂谷盆地之间的反相降水。这里格陵兰冰心中$\delta^{18}O$ 突然上升，尘量突然下降，大气 CH_4 突然增加；而非洲裂谷 Victoria 湖是干旱的。

冰期研究中常见的术语还有小冰期（little ice age）和纽冰期（Neoglaciation）。小冰期从 19 世纪以来长期使用，主要描述 1450～1850 年的冷期，比目前冷 0.5～1K；最冷期在 1570～1730 年；其中 1645～1715 年是太阳活动的低周期，称为 Maunder 最小期。Neoglaciation 描述在全新世温暖期末尾的最大温暖期之后冰川再次扩展，一直到 2600 BP。而“中世纪温暖期”，其起迄年代约为公元 900～1300 年，也可能是一种全球现象。张德二（1998）根据我国历史记载证实 13 世纪中叶是典型的气候温暖期。

3.2 特殊事件

近年第四纪古气候研究的最大进展在于五万年来短暂气候突变事件的发现。特别是千年、百年，甚至十年等级的气候变化周期或者准周期古气候事件，在不同时间尺度上发生。例如，大约 1 万年前“新仙女木事件”结束时，格陵兰的气温在近 50 年内上升 7℃，降尘在不足 20 年内下降 3 倍，冰雪堆积速率在 3 年内增加一倍（。而且这类快速变化还反复发生。因此，科学家不仅要揭示万年甚至百万年以上尺度变化的背景，而且要认识叠加其上的快速突变事件和短周期现象之变化规律。

3.2.1 新仙女木事件

20 世纪 90 年代以来第四纪气候研究中最引人注意的突变是“新仙女木期”事件（Younger Dryas，YD）。新仙女木事件得名于发生在 11～10ka BP 西北欧地区，用以表述全球冰川消退、气候转暖过程中的冰期气候急剧回返，陆地自然环境严重恶化，并且造成更新世末期的生物界大绝灭。这是一个严重的环境灾变事件。另外，新仙女木事件难以用轨道驱动气候变化的理论来解释。

新仙女木事件的研究从陆地开始，表现为花粉数量变化、冰川形成、湖泊中冰碛沉积发育等。花粉分析是在晚冰期沉积物剖面界定 YD 层位和气候变化的经典依据。对欧洲数百个晚冰期地点的研究表明，在 13ka BP 之前，60°N 以南的欧洲大陆，大冰盖正在撤退，新出露的陆地上，仍以基岩和冰碛物裸露的极地型荒漠为主，某些地带则为不连续的冻土苔原或干草原，沉积物中花粉浓度极低，该时期被称为最老仙女木期。到 13ka BP 时气候转暖，出现跳跃式突变，在不到 40 年的时间里，年平均气温上升 10℃（英国 18℃），矮灌丛草原取代冻土苔原和干草原，沉积物花粉浓度剧增到 10×10^4～40×10^4 粒 / cm^3，植被完全覆盖地表，成壤过程开始。中南欧和加拿大某些地区甚至出现松、桦、杨树林。在 13～11ka BP 之间，气候也有一定波动。有人将 12～11.8ka BP 时短暂的气候恶化，命名为较老仙女木期（Older Dryas Perial）。在约 11ka BP 时，新仙女木事件突然到来，气候急剧恶化和各种冰缘地貌作用，使陆地上再度出现裸地荒漠。沉积物花粉浓度大幅度下降到 5～10×10^4 粒 / cm^3，后半期气候更为干旱。由于 YD 时期冰期环境急速回返，植被突然退化，致使以大型食草类动物为主的披毛犀一猛犸象动物群大绝灭。YD 时湖泊沉积物含有大量仙女木枝叶残体，故将其称为新仙女木期。当 YD 结束时气温骤升，植被迅速恢复，在裸地、苔原、石南荒原的基础上，10～9ka BP 期间，出现了灌丛一松栎混交林连续的演替系列。

YD 时最显著的地貌过程是雪线下降，出现山岳冰川，低地形成冻土，冰缘作用盛行，河流水

系萎缩，湖泊接受泥沙堆积。英伦三岛和加拿大东部冰川广泛发育。欧美大陆在冰盖退缩过程中曾是湖泊的世界，一度主要接受冰融水携带来的泥沙沉积，有的具有纹泥结构。几乎所有的晚冰期至早全新世沉积物剖面上，新仙女木事件沉积物呈现为比重大、烧失量小、磁化率极高、Ca 含量很低，Fe、A1、Mg、Na、K 等元素含量高，与冰碛物相近。在上述各项指标曲线上，YD 的上下界限都有急剧的转折，即使没有 ^{14}C 年龄和花粉谱，也能够准确地划定 YD 的层位界限。瑞士、波兰、德国和爱尔兰等地许多晚冰期湖泊沉积物剖面中，YD 层位内$\delta^{18}O$ 值比其前 Al1er¢d 和其后的 Prebeleal 事件要低 0.2～0.3‰。在层位上下界限 $\delta^{18}O$ 曲线急剧转折（图 6.25），而且最小值多出现在 YD 后半期，表明 YD 后半期气候更为恶劣。根据$\delta^{18}O$ 浓度变化推算 YD 时期德国南部 Ammersee 湖盆气温降低大约 6℃。根据$\delta^{18}O$ 曲线配合 ^{14}C 和纹泥计年，确定 YD 的始冰期气候的回返、和末间冰期的出现，各自仅用了大约 50 年时间。

通过对英格兰 30 多个地点湖泊沉积剖面化石小甲虫种群的研究最早获得气候变化数值。根据对比，采用 MCR 方法获得了晚冰期和早全新世各阶段的气温值。它揭示 YD 前半期年平均气温为 0～－3℃，后半期为－3～－7℃，与前后的 Aaller¢d 和 Preboreal 事件相比，最大降温幅度达 12℃之多。在加拿大东部海岸带 Killarney 湖，利用沉积物剖面化石摇蚊（*Chironomid*）种群演变，推算出 YD 时期湖面年平均水温为 11～12℃，比其前后的时期要低 6℃。

1985 年的“突然气候变化”国际会议探讨近 2 万年来的突变事件，重点讨论新仙女木期。黄春长（1998）综述了用湖泊沉积物、花粉组合、^{14}C、火山灰、深海有孔虫种群、以及极地冰心、湖泊纹泥、树木年轮对新仙女木事件的高分辨率测年结果。这是在末次冰期后的转暖过程中，从约 10300 BP 到约 11640 BP，持续大约 1300±70 年的一次气候回返事件。1981 年格陵兰 Dye 3 站的冰芯分析发现在新仙女木期结束时，不到 1m 长的冰芯内冰的$\delta^{18}O$ 值从新仙女木期的－35.2‰突变到前北方期（Preboreal）的－30.5‰，说明在不到 50 年的时间里格陵兰的气温上升 7℃，这种突然变化在西欧其它地区，例如瑞士 Derzen 湖中也有发现。在海洋沉积中，YD 时期极地有孔虫占优势的分布表明此时接近于盛冰期环境。底栖有孔虫 Cd / Ca 和$\delta^{13}C$ 记录显示，YD 事件时期深层水几乎停止生成，而中层水却得到加强（Boyle 和 Keigwin，1987）；GISP 2 站冰心进一步揭示，不仅新仙女木期的始、终均是突变的，其前的最老仙女木期（Oldest Dryas）到 B¢lling－Aller¢d 期的过渡也是突然的，其中新仙女木期末冰雪的堆积速率只用三年时间便增加一倍，而且大部分增值发生在一年之内。

在新仙女木事件中，几乎所有的环境替代性参数都表明，存在着从降温到突然回返的事件。采用指标包括有湖泊沉积物的岩性特征、地层结构、化学成分、磁化率、花粉组合、动植物化石等；珊瑚礁生长及其反映的海平面上升速率等；深海沉积物 $\delta^{18}O$、有孔虫种群、火山灰层和陆源尘沙含量等；冰心中 CO_2、CH_4、Ca^{2+}、$\delta^{18}O$、δD、$\delta^{15}N$、$\delta^{40}Ar$ 导电率和陆源尘沙含量等。

近年，深海钻探和冰心研究提供 YD 的高分辨率数据。在爱尔兰以西的 V23 一 81、挪威海沟的 Troll 3.1、DSDP 609 和 HM79 一 6/4 深海沉积物岩心中，YD 层位是以突然出现大量极地、亚极地水域有孔虫组合为特征。Troll 3.1 岩心 YD 的来临表现为这类有孔虫从 18％猛增到 90～100%，而 YD 的结束它们又剧减到 10％。由此推论 YD 的来临与结束的转折各用了不到 40 年，浅层海水年平均温度突减或突增大约 5～6℃。北大西洋岩心在 YD 层位陆源岩屑含量增加。DSDP 609 岩心中岩屑由＜5%猛增到 2040%，可知冰筏作用十分活跃。西太平洋的日本海、东海、南海和苏禄海域，共有 15 个岩心记录了 YD 事件。根据有孔虫种群变化和$\delta^{18}O$ 分析，YD 时期冬季表层水温下降 1.5～3.5℃，海平面上升速率下降，海水盐度增大。通过对巴巴多斯和巴布亚新几内亚的晚冰期珊瑚研究，发现 YD 时期海平面上升速率减小。

格陵兰西北部 Camp Century、中部 Summit、东部 Reoland 和南部 Dye 3 等地点冰心剖面$\delta^{18}O$ 准确地界定了 YD 的层位。冰层 $\delta^{18}O$ 值在各地有一定差异，变化在－4.0～－3.0‰之间，但是 YD 层位的 $\delta^{18}O$ 值均比其底顶板层位低 0.5‰左右，表明当时冰盖上空年平均气温比其前后期低 5～7℃。而 YD 的开始与结束时，这样大幅度的温度变化仅用了 50 年时间。利用 δD 曲线和陆源尘粒浓度曲线，则更进一步发现 YD 的结束表现为在 20 年内升温 7℃。最近 GISP 1 和 GISP 2 冰心 Ca^{2+}、和导

电率（ECM）测定，则发现 YD 始未大幅度的降温 / 升温仅仅用了 5～20 年时间。冰心所包含的气泡成分分析发现，YD 时大气 CO 含量从 300×10^{-6} 骤减到 250×10^{-6}，其后又恢复到原来的水平。

图 6.25　British Isles 的晚 Weichselian 和全新世平均 7 月温度（Isarin 和 Bohncke，1999）
实线为 $\delta^{18}O$，虚线为甲虫数据

另外，Levesque 等（1993；1994）报导新发现加拿大大西洋海域内，早于新仙女木冷期约 1,100 年的 Killarney Oscillation。

关于新仙女木期的讨论（Kennett，1990），曾经是个学术热点。争论的焦点涉及事件的时空分布范围：新仙女木期是北大西洋区的特殊现象， 还是全球性事件？是末次冰消期所独有，还是冰期旋回中的“多发性事件？大量证据表明，远在北大西洋以外的我国黄土区、西太平洋边缘海，甚至新西兰、阿拉斯加、北美、苏禄海，都有新仙女木期的证据，只有南极可能处于增暖期。而且，新仙女木期事件的出现，看来是一种规律而不是例外。近年来，学术界的注意力集中到新仙女木期的成因和机理。对于 YD 事件的起因，Broecker 等（1988a）认为是由于冰盖融化，淡水注入导致大西洋温盐环流的中断，从而给北大西洋地区带来寒冷气候。这一假说也得到正反两方面证据的支持。Fairbanks（1989）认为 YD 事件与 CO_2 浓度降低有关。Lowell 等（1995）提出这是大气圈变化的后果。从格陵兰冰心粉尘记录看，YD 时期粉尘大量增加，暗示粉尘也可能在这次气候转变过程中起着重要的反馈作用。最近根据当时 ^{14}C 钟“停摆”和南极增温的现象，学术界提出可能是北大西洋深层水的生成突然受阻，诱发全球深层洋流改组，从而使大气中 ^{14}C 含量剧增的新解释。无论将来的结论如何，新仙女木之类的短期突变事件有着重大的理论和实际意义。它揭示全球气候系统内部的复杂关系；同时，人类不仅要考虑全球变暖，而且要考虑可能的突然变冷事件。

3.2.2　Heinrich 事件与 D / O 事件

Heinrich（1988）发现大西洋东北部水深 4000 m 左右的 13 万年沉积中，有多次冰筏（ice-rafted）带来粗岩屑沉积物（IRD），与冷水浮游有孔虫相对含量的高峰同时出现，一共发现 11 层，其中尤以冰期（$\delta^{18}O$ 曲线第 2～4 期）的 6 层最为显著，这就是后人所说的 Heinrich 事件。但当时 Heinrich 对自己发现的重要性并未充分认识，以为是 11000±1000a 的周期，算是半个米兰科维奇周期。直到相同的沉积层在北大西洋多处发现，Broecker（1994）从冰期气候不稳定的思路出发，认识到这是北半球冰盖输出大块冰山引起的气候事件，属于“亚轨道事件”。之后，在北大西洋寻找冰筏沉积的高潮迭起，学术界对千年尺度事件的兴趣激增。很快查明，“Heinrich”层的主要特点还不在于冰筏沉积之多，而是有孔虫壳体之稀少，反映出大批冰山散出，融冰淡水覆盖海面导致海洋生产力下降。Heinrich 事件在 70000～10000 BP 之间总共 6 次，分布呈准周期性，间隔 7000～10000a 不等。它们在北大西洋 40～55°N 间呈“融冰事件”广泛出现，使表层水温下降 2～6℃，表层盐度减低 1～3‰，导致北大西洋深层水的受阻，海水垂向交换减弱。Lackschewitz 等（1998）报导格陵兰南东的 Reykjanes 海脊岩心中的 Heinrich 事件（图 6.25）。Reykjanes 海脊岩心中的 Heinrich 事件与挪威海（Baumann 等，1995）进行对比反映北大西洋冰期的波动。Dansgaard 等（1993）末次冰期中 $\delta^{18}O$ 快速变化，百年之内变化幅度平均约 4‰，出现多个旋回。Giraudi 和 Frezzotti（1997）介绍意大利中亚平宁的晚更新世冰川事件与 Heinrich 事件的联系。

图 6.26　Reykjanes 海脊和东北大西洋 VM23－081 岩心冰筏岩屑记录（Lackschewitz 等，1998）

冰期内部的千年、百年事件，在格陵兰冰心中早已发现。Dansgaard 等（1984）和 Oeschger 等（1984）指出了冰心中 $\delta^{18}O$ 与降尘含量的变化及其与欧洲湖泊记录的对应性。这类快速气候变化被 Broecker（1989）称做 Dansgaard / Oeschger 事件（D / O 事件）。格陵兰 GRIP 和 GISP 2 冰心表明，110000～15000 BP 之间有 23 次 D / O 事件。冰心中 $\delta^{18}O$ 曲线的这些峰值，指示温度的突然增暖，

相当于 6～7℃的升温，同时降尘可以减少 4 倍之多。这类延续上千年或较长的事件，在冰期中以二、三千年的准周期或假周期（pseudo-periodicity）出现，与大洋深部环流的突变相关，是由于北大西洋深层水的间歇性活动形成，海水释出的热量导致大气升温，称为冰期内的间冰段（glasial interstadia1，IS）。

在海洋记录里，D／O 事件与 Heinrich 事件的关系十分明显：每隔几次 D／O 事件出现一次 Heinrich 事件，逐次的 D／O 事件温度趋于下降，到最冷时便发生一次 Heinrich 事件，然后又有较暖的 D／O 事件，如此周而复始，每一组逐渐变冷的 D／O 事件被称为 Bond 周期。这说明 Heinrich 事件正是 D／O 事件中最突出的部分，从而将冰盖行为与海洋一大气圈变化联系起来。对北大西洋两个深海柱状样（DSDP609 与 VM23 一 81）高分辨率分析表明：D／O 第 1，2，4，8，12 和 17 间冰段分别发现在 6 个 Heinrich 事件，即 Hl～H6 之后。各个事件与格陵兰冰心（GISP）结果可以对比（汪品先和蔚知湣，1999）。

冰期内的这类“间冰段”是全球性气候现象。冰心中甲烷含量的 D／O 周期性说明这种短期气候波动已涉及低纬度区。Heinrich 事件在美国南方、北太平洋深海沉积（McManus 等，1999）、南美山地冰川和北巴西洋流等多种记录中都有反应。近年我国学者从黄土序列中，和南海深海沉积中的氧同位素与花粉记录，都揭示出千年等级的周期性。

格陵兰冰心提供的过去十万年来气候的突变，其中大多数在大西洋沉积物岩心的沉积学和地球化学特征都有出现，证实两者在千年尺度的气候变化和海洋温盐环流之间的衔接。Stauffer 等（1998）对格陵兰和南极冰心研究表明两者都存在千年尺度的气候变化，虽有差别，但大致可以对比，说明全球气候的遥相关。Steig 等（1998）对南极东部岸边，靠近 Ross 海西侧的 Taylor Dome 冰心研究表明，北大西洋的事件，包括末次冰期终结的快速变暖和 B¢lling－Aller¢d 期－新仙女木期振荡都大致同步。这与其它南极冰心不同，它们显示南，北两半球之间的不同步。

关于 Heinrich 事件的起因，尚无合适的解释。MacAyeal（1993）通过模拟认为，Heinrich 事件可以用冰盖不稳定性进行解释，但是这一模式无法解释北大西洋沿岸不同冰盖出现的 Heinrich 事件同时性变化现象。有人认为 Heinrich 事件是对全球性气候变化的一种响应。也有研究认为与北大西洋深水减少有关。Broecker（1994）认为 Heinrich 事件是通过大洋传送带开一合机制，激发全球气候变化。而某些记录，例如南半球山地冰川研究表明是全球气候变化导致 Heinrich 事件，Heinrich 事件通过大洋传送带，作为一个反馈放大了这种全球性气候变化的影响。更重要的是，末次冰期中快速和反复的 Heinrich 和 D／O 事件，特别是发生在 22000～37000B.P.的十次 D／O 事件，好像有个气候“开关”在调节着全球气候的变化，而这种调节作用在冰后期却似乎消逝不见。

3.2.3　间冰期的不稳定性

从新仙女木期到 Heinrich 和 D／O 事件的发现，证明冰期气候的不稳定性。这类所谓“亚轨道（sub-orbital）或者“亚米兰科维奇”事件，对于人类生存环境的预测具有重大意义。然而，人类现在生活的全新世不属冰期，这种千年和百年尺度的突变，是否也在间冰期里发生？

根据 GRIP 冰心的氧同位素与元素分析结果，末次间冰期（Eemian）5e 期气候同样不稳定，可以分出 1，3，5 暖期和 2，4 降温期，降温幅度与 5a，5c 期相当。5e 期内部出现 5～10℃的大幅度温度起伏。然而，GISP 2 冰心却表明 5e 间冰期内不存在这些变化。两孔只相距 28km。然而，随后北大西洋$\delta^{18}O$、北欧湖沼沉积物中的孢粉记录、法国湖沼沉积物中的磁化率、有机碳和孢粉挪威洞穴堆积物$\delta^{18}O$、苏禄海高分辨$\delta^{18}O$（、Nordic 海$\delta^{18}O$ 和青藏高原若尔盖盆地 RM 孔$\delta^{18}O$，以及有机质的总有机碳和$\delta^{13}C$ 分析，都支持 GRIP 冰心的结果。而北大西洋和中西欧孢粉数据却与 GISP 2 冰心的结论相同。查文献是否正确关于 5e 期间千年等级的气候不稳定性，有待进一步加以澄清。

对于全新世气候不稳定性的认识，却经历一种相反的过程。格陵兰冰心上部 1500 m，即全新世一万年来的$\delta^{18}O$ 值十分稳定，与以前冰期中的大起大落判然不同。然而，数十年前就发现欧美的山谷冰川同时进退，反映全新世也有明显的气候波动。最近，Bond 等（1997）对北大西洋 VM28-14 与 VM29-191 两个深海沉积柱状样的高分辨率研究，发现全新世地层中冰筏沉积也呈明显的准周期

性。在全新世内这种气候突变事件发生 7～8 次，又都与底栖有孔虫$\delta^{13}C$ 值变高的峰值相对应。如果与格陵兰冰芯 GISP 2 中反映风尘通量的非海生盐 K 曲线对比，这些变冷事件又与风尘强化期相当。格陵兰冰心化学分析结果显示在全新世以来存在明显的千年尺度的波动，海盐和陆地粉尘在 0～610、2400～3100、5000～6100、7800～8000 以及＞11300 BP 期间都有显著增加，反映气候变干变冷，表明全新世以来出现 2600a 准周期事件。Indermuhle 等（1999）根据南极 Taylor Dome 冰心，精确给出近 11000 年以来 CO_2 浓度和碳同位素记录，认为存在有千年尺度的变化。千年尺度的波动事件在黄土记录中也有显著表现（。因此，全新世虽然不见 D / O 事件，但千年级的气候波动依然存在，而且这种 1470±500a 的周期在末次冰期时已经出现，只是冰期时信号加强、全新世信号减弱。还有人认为“小冰期”是这种准周期性事件的最新一次，距上个变冷事件 1100 年

全新世气候内短期气候事件的研究，方兴未艾。例如，格陵兰冰心中有约 8000～8400 BP 的变冷事件记录，降温幅度大体相当仙女木期的一半。这次短暂事件见于非洲热带的维多利亚湖到南极冰盖东部的冰心，看来具有全球性。但这究竟是末次冰消期中的突变，还是千余年准周期事件，尚无定论。

全新世和更新世最晚期的高分辨率古环境历史，在深海纹层沉积中研究最为详细。美国加利福尼亚外的 Santa Barbara 盆地，委内瑞拉以北加勒比海的 Cariaco 盆地，以及日本海的深海盆，都提供 2 万年来或更长时期海流和风场的高分辨率记录。其中不少资料都涉及百年尺度的周期性问题，例如 Cariaco 盆地上升流的 200 a 和 140 a 周期，我国东沙以南深海柱状样中发现全新世 775 年和 102 / 84 年的夏季风周期等等。

Francey 等（1999）通过冰心等高精度测定，给出 1000 年来的 $\delta^{13}C$ 和 CO_2 的结果。在小冰期 CO_2 减少，$\delta^{13}C$ 增加。Trudinger 等（1999）介绍高精度 Law Dome 冰心，注意到小冰期时的变化（图 1），即约 1550－1800 年时 CO_2 减少，$\delta^{13}C$ 增加。

有关短周期气候变化的原因与机制，了解程度很低。初步研究表明，太阳活动、火山活动和北大西洋底层流变化可能是重要的驱动力，但都需进一步研究。太阳的黑子活动周期对气候变化有一定影响。太阳活动峰谷年的变化仅 0.1%，相当于大气圈顶部太阳辐射量约 $1W / m^2$ 的变化，这样小的变化难以导致非常显著的气候波动。太阳辐射变化幅度的周期模拟也表明，其能量远不足以解释地质记录中的变化幅度，加以其作用十分复杂，不能简单地用来解释冷暖变化。从一些高分辨率记录中检出火山活动的证据，且火山活动与气候转变时期往往对应，表明火山活动对气候变化的影响不可忽视，但火山爆发影响持续时间一般仅为一至二年，并且究竟是火山作用引发气候变化，还是气候变化导致冰盖张缩和海面升降，从而诱发火山活动，尚未确定。北大西洋底层流通过“开一合”机制影响大洋热量输送，对北大西洋地区气候影响显著，但其对于更大范围，尤其是全球性气候变化的影响则需进一步分析。此外，研究还表明 ENSO 发生频率和振幅也可能与全新世变化有影响。总之，全新世内部气候波动的存在应当已有定论，而其幅度与冰期不同似乎亦无异议，对其频率、机制、原因的研究，是学术界面临的任务。

3.2.4　十年、年际和年内尺度的高分辨率古环境事件

十年与年际等级的气候变化，对于人类社会具有更加直接的意义，因此成为古气候研究的新目标。由于仪器测量的气候记录为时过短，对于短期内气候变化的幅度往往估计偏低，而对于气候事件的全球性、同时性又常常估计偏高。通过各种替代性标志取得的记录表明，近 500 年来从未有过为时超过 10 年、20 年的全球同时性的冷期；相反，0.5℃等级的某区域、某大陆延续数十年的气候异常，近千年间却屡见不鲜。就年际到十年尺度的气候变化而言，其中有一部分与气候的混沌状态有关。

十年和年际尺度的古气候研究，大多集中在近几百年内，其中深海沉积中厄尔尼诺的记录和海相化石中的季节性变化信息更有意义。

厄尔尼诺作为 2～7 a 的准周期性现象，只有分辨率不低于年的时间序列中才能识别。加利福尼亚岸外的 Santa Barbara 盆地，既有年纹层的深海沉积，又处在东太平洋厄尔尼诺现象发生区附近，

是提取古厄尔尼诺记录的理想海区。该盆地中年纹层的逐层分析，发现在 1957～1958 和 1982～1983 年的两次厄尔尼诺期，硅藻暖水种的通量增高，反映水温升高；而硅藻总数通量下降，和放射虫的总通量趋于上升。该区 1750 年以来纹层记录，$\delta^{18}O$ 值的变化表明厄尔尼诺的出现频度有 50a 左右的周期性。但由于沉积速率较低，而且纹层有时与生物扰动层交替出现，其实际有效分辨率通常还只能达到十年等级。浅水的群体珊瑚可以给出真正高分辨率的厄尔尼诺海洋记录。热带海区滨珊瑚（Porites）年纹层的同位素与元素分析，揭示了表层水温、降雨量、风和上升流的年际变化，为厄尔尼诺历史提供了有力的证据。珊瑚的分辨率提可达月际，甚至周际的精度。Jones 和 Kennett（1999）对美国中加里福尼亚海岸贝壳的壳层研究，得出海水表面温度，并与 El Nino 有正相关。

一年内古季节温差的研究，在季风气候区具有特殊意义。多年生的贝壳、大有孔虫可以在个体内部记录季节变化，生命短暂的如浮游有孔虫可以用种群内部不同个体间的差值反映这种变化。软体动物贝壳在不同季节时形成的微生长层具有不同的$\delta^{18}O$ 和$\delta^{13}C$ 值，它们随表层海水温度和盐度的季节变化而变化。在地中海、加利福尼亚和渤海湾具有详尽测年资料的海相贝壳化石中已揭示出重要的季节性变化。例如，加利福尼亚全新世中期约 5900～4500 BP 的表层水温较今低约 2.5℃，而季节温差却明显增大。巴拿马海盆采取水层中不同季节的浮游有孔虫进行$\delta^{18}O$ 分析，发现某些种类不同季节的$\delta^{18}O$ 值呈现出明显的差别，分别反映 50 m 以上“浅层水”和 100 m 以下“深层水” 温度的季节变化。又如，将现代热带大有孔虫 *Marginopora vertebralis* 壳的环型房室分开，每 9～10 个房室分别进行氧、碳同位素分析，发现其 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 在壳体生存的 2 年中随季节水温而变化，而且$\delta^{18}O$ 值变化曲线与海水温度季节变化相一致。

Mysak 和 Venegas（1998）根据 40 年来北极年际海冰汇集（SIC）和冬季海平面压力（SLP）数据的复杂经验正交函数分析得出北极及其邻区存在近于 10 年气候周期。

总的说来，存在着不同尺度的变化（图 6.27）。目前在第四纪气候变化机制研究方面，以轨道尺度气候变化的研究比较深入，对于千年和万年尺度的气候变化研究也有明显的进展，而对于十至百年的短时间尺度气候变化的研究则刚刚开始，对其机制的了解极其有限。

图 6.27　　近 0.9Ma 以来不同时间尺度的气候波动（Williams 等，1997）

从空间和过程上看，目前的气候变化机制研究多集中于北大西洋地区及北美冰盖，对南极边缘海和大气 CO_2 也给予较大的关注；而对东亚一西太平洋季风区在全球气候变化中的确切作用认识不足，对东亚季风区的粉尘和水汽的全球气候意义也有待深入探讨。

3.3　地质时代的 CO_2 含量变化

CO_2 是重要的温室气体。20 世纪 80 年代初期，法国与瑞士的科学家在研究地质时期大气中 CO_2 含量变化方面获得重大成果。他们利用新的干燥萃取技术从采自格陵兰、南极等地冰芯所包裹的气泡中提取空气，用红外激光光谱仪（IRLS）测定其中的大气组份；为大气痕量气体含量提供重要的证据，通过对比，发现在末次冰期最冷时期（20000～15000 年前）大气中 CO_2 含量（0.016％）是今天含量（0.033％）的一半（图 3 一 44）（Delmas 等，1980）。其后进行了大量研究，例如，Barnola 等（1987）对 Vostok 冰心的 16 万年 CO_2 记录，以及 Barnola 等（1995）对于千年来 CO_2 从 270～280 $\times10^{-6}$ 演变到目前水平。

在地质时期中有众多的原因引起海洋一大气系统中 CO_2 含量的变化：例如 CLIMAP （1976）再造末次冰期表层水温度时。计算出当时平均水温比现在低 25℃左右。已知每冷却 1℃将使表层海水的 CO_2 分压下降 13×10^{-6} 大气压，因冰期时 CO_2 分压下降约 33×10^{-6} 大气压，表明 CO_2 含量显著减少。但与此同时，由于冰盖的形成使海水盐度上升约 0.9‰，造成海水 CO_2 分压相对升高，补偿由温度引起的下降值约 2 / 3。此外，由于冰期与间冰期对碳酸钙溶解作用的影响不同，也会引起海水中 CO_2 总含量的变化。经计算，末次冰期极盛期的含量稍高于间冰期，两者的比值为 1.15±0.5。这样，由海水表温、盐度、冰川体积等因素变化引起的大气 CO_2 浓度变化，仅占实际变化的 5％。因

此，如果当时不存在其它变化，大气 CO_2 含量将保持近于恒定，但事实上 CO_2 含量却有大幅度的变化，可见大洋表层水体必然发生显著的化学变化。

Broecker（1982a）认为海水化学性质变化主要是由海洋中 PO_4 含量变动所引起。估算末次冰期 PO_4 平均含量为 3.1μmL / kg，而全新世时期降为 2.2 μmL / kg。众所周知，海水中磷、氮等元素是生物赖以生存的营养物质。它们的含量多寡直接影响到生物繁殖量增减，也决定表层海水 CO_2 被提取的程度。如果大洋中无任何生物存在，海洋一大气系统中的 CO_2 将比现在的浓度增加 2 倍（Keer，1984）。冰期由于洋流循环加快，上升流加强，水体富含营养，P / C 值相对增加，生物量随之猛增. 使水体中 CO_2 大幅度减少，大气 CO_2 含量降低；相反，当间冰期开始时海平面上升，侵进广大的陆架与海湾地区，大量富含有机质的沉积物沉积在这些地区，使大洋中 PO_4 含量大幅度降低，生物量骤减，这样，大气 CO_2 含量复又回升。生物量的这种巨大变动也可以通过深海区生物成因沉积物的沉积速率差异证实，冰期时平均沉积速率约 2cm / 千年，间冰期为 1.5cm / 千年，因此，大气 CO_2 含量变化不仅反映气候的波动，还间接地标志大洋生物量的变异。 ，

但是、除了从极地冰芯的气泡包裹体中直接测出地史时期大气的 CO_2 含量外，目前还找不到直接量度古代 CO_2 含量的手段。Broecker（1982）发现现代各大洋中，无沦是表层水或是深层水，它们的 $\delta^{13}C$ 都与 PO_4 值的变化呈线性的对应关系，而表层水与深层水的 $\delta^{13}C$ 差值则可以反映海水平均含磷量的变化（也即 CO_2 含量变化）。他认为可以利用不同时期浮游有孔虫与底栖有孔虫，$\delta^{13}C$ 值之间的差值（$\Delta\delta^{13}C$）间接地表征大气 CO_2 含量的变化，很明显，这是由于碳同位素组份在大洋、大气交换反应中的行为与 CO_2 相同，即表层水中由于 CO_2 的减少，$\delta^{13}C$ 值相应增大，但是深水储库中的 $\delta^{13}C$ 值由于不受表层生物量变异的影响，因此一般都保持稳定不变，这表层与深水间碳同位素组份的差值 $\Delta\delta^{13}C$ 可以作为大气 CO_2 含量变化的监测器。例如，经计算，末次冰期时表层水与深层水间的 $\Delta\delta^{13}C$ 为 2.47‰、而今日大洋中的 $\Delta\delta^{13}C$ 为 2.05‰：这表明，$\Delta\delta^{13}C$ 的变化与有机碳及磷元素的转化过程是协调一致的。

Shackleton 等（1983）分析了东太平洋 V19－30 柱状样，证实 Broecker 上述的基本设想。通过测定浮游有孔虫和底栖有孔虫 $\delta^{13}C$ 值，发现两者的差值 $\Delta\delta^{13}C$ 曲线显示出冰期时升高，间冰期时下降的趋势。

Shackleton（1985）进一步利用大洋中 $\delta^{13}C$ 值的变化推断有机碳堆积速率。根据 DSDP 南大西洋 525，528 站岩心全样分析所得的新生代 $\delta^{13}C$ 值变化曲线。实际反映有机碳堆积速率的变化，据此可以推算出 600 多万年来埋藏有机碳总量的变化曲线。

生物量的变化不仅可用来恢复冰期- 间冰期的更替；而且对于地史上若干重大事件的研究也具有较大意义。在灾变事件发生时，除了造成许多种属的生物灭绝，分异度骤然下降外，还直接引起生物量大幅度减少。这样，水体中 CO_2 的消耗量明显降低，导致水体 pH 值下降，水质偏酸。因此生物的海洋生态环境发生极大的变化，形成一种称为“死劫难海洋”（strangelove ocean）。在几千年至几万年的短暂时间内，浮游生物的生产率受到极大的抑制，甚至难以生存；因此，由浮游生物引起的碳同位素分馏作用近于停顿，表层水中 ^{12}C 大量增多，$\delta^{13}C$ 值急剧偏负。再通过表层水与底层水的混合作用，可使整个大洋水柱从顶到底 $\delta^{13}C$ 值几近一致。例如，在白垩系与第三系界线层处，在大约 3～5 万年或更多一些时间内，有 3 / 4 的生物灭种，表层水的$\delta^{13}C$ 值可偏移到－2‰至－3‰，与底层水十分相近，显示出生物繁殖量极大地减少。

3.4 东亚古季风

在不同尺度的气候变化中，除了上一章叙述的太阳辐射外，北大西洋地区的高纬度冰盖，以及与其联系着的北大西洋底层流在千年以上尺度颇受重视。另一个重要目标就是东亚古季风。它在年际尺度上有着重要的意义。

3.4.1 新生代气候环境与东亚古季风

新生代以来全球环境最显著的变化是两极冰盖和起源和发展，从而导致全球大气－海洋系统从根本上的重新组合。然而，东和西两半球的热传导机制有着极大的区别。西半球由于大西洋的南北

贯通，热带所接受的太阳辐射能量通过大气和洋流共同向两极传输，其中北大西洋的表面暖流和自北向南，导致通向南极的大西洋底层流，后者在全球大尺度气候变化上发挥重要的作用，也是西方学者主要的研究目标。相对而言，东半球的太平洋虽然比大西洋更为辽阔。但因通往北极的通道为白令海峡所阻，过于狭窄，未能形成通往北极的洋流；只有南极向赤道太平洋东岸的底层流。显然，东半球热带的热传导只能主要靠大气来进行。这造就了西部和中部太平洋的热池和 ENSO 现象；同时亚洲广阔陆地的存在也推动东亚季风的形成。显然，ENSO 现象和东亚季风并非亚洲局部的气候特征，而是全球气候中的重要调控因子，必须从全球角度来认识和理解。

季风的起因是海洋与陆地对太阳辐射的热响应差异。所以，季风出现于许多海－陆交界地域。例如，非洲季风等。然而，由于东亚季风联系着地球上最大的大洋与最大的陆地，最大的热池和西伯利亚冷高压，使其作用更为突出，冬夏季风反差之强居全球第一。简单的说，东亚季风表现为夏季印度－孟加拉湾的低压中心和冬季蒙古－西伯利亚的高压中心。更具体的说，东亚季风包括东南季风（热带－亚热带太平洋夏季风），西南季风（穿越赤道的印度洋季风）和来自西伯利亚的冬季风。在季风影响区，降水集中在夏季，温度远高于同纬度其它地区；冬季温度又显著低于同纬度其它地区。

丁仲礼和刘东生（1998）讨论东亚古季风基本特征。认为东亚古季风变化的主导周期为 0.1Ma；印度季风以 41 和 23ka 为主，不具有 0.1Ma 的特征周期。同时东亚古季风相对于太阳辐射滞后约 5 ka。

3.4.2　　东亚古季风与黄土，青藏高原隆升和冰盖

对于季风的形成和演化，我国新生界沉积物，特别是黄土提供了大量的重要证据。同时，青藏高原隆升和两极冰盖一系列事实表明，它们与东亚古季风的演化有着内在的联系。新生代深海底栖有孔虫的$\delta^{18}O$ 综合曲线（图 4）显示新生代全球变冷的过程，世界大洋底层水温从古新世至今下降十多度。地球也从无冰盖的暖室期，演变到先是南极，后是两极有冰盖的冰室期，大气 CO_2 浓度下降 3～4 倍。与$\delta^{18}O$ 曲线对比，反映大陆风化速度的新生代海水 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比出现同步变化。这为高原隆升与全球变冷提供了有力的支持。随着冰盖的扩大，全球干旱气候逐步加剧，而我国的干旱带却出现退缩到西北一隅的逆反趋势。

中国古新世的气候带大致呈东西走向，在 18～35°N 之间有一条宽广的干旱带，分布大量盐类和石膏沉积。这反映出行星风系的气候控制格局，行星风中的副热带高压位于该区。始新世气候格局与古新世相似，只是最南部某些地区出现含煤盆地，表明气候带整体北移。

渐新世初期气候格局仍为带状分布，但盐类和石膏沉积带北移，仅武汉附近仍有少量石膏沉积，说明东南部降水增加，标志东南季风初步形成，但并不强盛。而南极冰盖虽然在晚始新世已开始出现（Zachos 等，1993），冰盖显著扩大却在早渐新世，南极 Ross 海出现较大规模的冰川。

中新世约 15MaB.P.后冰量急剧增大；但当时冰盖只限于南极，北极无冰覆盖。这时出现新的全球大气－海洋系统，气候格局有明显变化：1 中国东西走向的气候格局消失，代之以中国东部和南部的湿润区和西北的干旱区，接近目前的气候轮廓；2 中新世中后期中国西南部出现许多含煤盆地，标志西南季风形成。这与印度洋季风起源的海洋证据一致；3 现代受东南季风控制的地区出现丰富煤层和森林，表明东南季风显著加强。17MaB.P.印度洋大型深海扇，即孟加拉扇和印度河扇形成，和全球海洋 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值显著增大，说明青藏高原隆升已达到一定高度，并出现大规模的剥蚀作用。

中新世末期约 7MaB.P.时，我国黄河中游地区开始发育第三纪“红粘土”，其下界年龄为 5.3～7.5MaB.P.。“红粘土”含有明显来源于风尘的物质，标志着中亚干旱化和冬季风已经出现，说明青藏高原已达到一定高度。同时，ODP 钻孔（Klootwijk 等，1992）研究表明，5～6MaB.P.时喜马拉雅山和青藏高原有一次加速抬升，并发现高山植被。与此同时，格陵兰在约 7MaB.P.出现冰盖。

在 2.5 MaB.P.左右 Matuyama／Gauss 地磁性倒转是第三纪“红粘土”与上覆第四纪黄土－古土壤序列的界线。这次气候转型的特点是更大面积的典型黄土堆积的出现，标志着更为强大的冬季风系统的形成和中亚及中国西北地区的大规模干旱化。而黄土－古土壤相间序列表明气候波动幅度的增大，典型冰期－间冰期的出现。与此相应，深海$\delta^{18}O$ 表明 3～2.5 MaB.P.前后全球冰量急剧增长，

北极形成巴仑支海冰盖，出现有现代意义的北极冰盖。北极冰筏沉积历史也基本显示冰盖起源于 6～2.5 MaB.P.前后有一个显著增大。而这时是青藏高原大幅度抬升时间。

黄土地层可以与深海氧同位素记录良好对比。黄土记录在 0.85 MaB.P.前后的中国北部有一个气候改变。此前，气候波动呈现相对较弱的冰期与间冰期的气候反差，表现为黄土层的显著风化和古土壤较弱的发育程度。这种较弱的反差反映当时的冬、夏季风都不如现在强盛。在 0.85 MaB.P.以后，冰期与间冰期的气候反差显著增大。表现为黄土层风化程度的降低，古土壤发育程度显著增强。同时，0.85 MaB.P.以后气候波动周期从过去的四万年为主导，转变为以十万年为主导。深海$\delta^{18}O$ 记录表明 0.9～0.8MaB.P.有过全球的重大气候转变，表现为冰期与间冰期气候反差的增强，和主导周期的改变。而孟加拉扇和印度河扇研究揭示，从 0.9MaB.P.起，喜马拉雅山剧烈抬升。

图 6.28　500 ka 以来冬季和夏季季风与 SPECMAP 记录（Imbrie 等，1984）对比（Liu 和 Ding，1998）
冬季季风以西凰磁导率表示，夏季季风以宝鸡粒级表示

对于东亚古季风与青藏高原隆升和冰盖三者耦合的解释，各有千秋。例如，环南极流的“绝热效应”使南极出现冰盖；中美洲地峡的关闭促进墨西哥湾流的形成和北大西洋底层流（NADW）的加强，可能是北极冰盖形成和发展的原因，NADW 也明显影响亚洲冬、夏季风；青藏高原隆升可能是全球变冷的重要原因；特提斯海的收缩使中亚由温暖气候向大陆性气候转变；1899 年 T.C.Chamberlin 提出大陆侵蚀增强时将减少大气 CO_2 含量，直到出现冰期。Raymo 等（1988）等证实 Chamberlin 的基本观点。青藏高原隆升促进硅酸盐的化学风化，消耗 CO_2，导致大气 CO_2 浓度的降低，使全球变冷。风尘中的铁落入大洋，提高生物产率，增加海洋对大气 CO_2 的吸收，促使全球变冷。多种机制的共同作用，尤其是青藏高原隆升对水汽的阻挡，导致我国西北干旱化；同时，青藏高原可能对季风环流有放大效应，使西风偏斜和增强，高原的冬季冷高压和夏季热高压使季风放大，高原屏障减弱暖平流对中亚的影响，有利于西伯利亚高压中心的加强。

3.3.3　新生代构造运动与东亚古季风

一般认为，喜马拉雅造山运动在很大程度上控制着东亚古季风的演变。实际上，新生代构造运动决定新生代气候环境的基本格局。重要的构造运动控制着主要气候环境变化的总的长期的不可逆转的进程，而造成气候环境突变的却往往是某些小的偶然的临界性的地质构造突发事件。

在新生代晚期亚洲经历巨大的地形变化。在始新世早期（约 50 Ma）亚洲南部有特提斯海与印度相隔，或者与印度的碰撞刚刚开始，西部有图尔盖海峡与欧洲分开。晚白垩纪至早第三纪粤东北和闽浙有个 NE 向的中、高山组成的高地（王鸿祯，1985）。该高地宽达 500km，海拔高度可能达 3500～4000m。秦蕴珊等（1987）认为该高地是南岭－福建隆起带的西南段，其东北段从舟山群岛入东海，一直向 NE 方向延伸到朝鲜半岛南部。该隆起带总长达 2100km，宽达 200～350km，主要由中生代火山岩和岩浆岩组成。在东海该带上只有 300～400m 厚的上新世和第四纪沉积层，不整合覆盖于中生代火山岩之上。显然，新生代早期亚洲东南侧存在一条近 NE－SW 走向，长 2000km 以上，宽 200～500km，由中、高山组成的弧形古海岸山脉。汪品先（1998）提出在古新世时中国不存在现今西高东低的悬殊地形，可能具有东高西低的地形。青藏高原隆升造成的地形反转形成今日的长江和黄河。长江和黄河在规模上名列世界前茅，但其年龄却远逊于国外的大河。亚马逊河、恒河、尼日尔河等都有一二千万的历史，密西西比河可以上溯到古生代，长江和黄河的达到今日的规模仅一二百万年。

构造运动从根本上控制海洋的演变，进而改变气候的总格局。除了喜马拉雅山和青藏高原的隆升被认为是晚新生代全球变冷的重要因素外，中生代以来的一系列构造运动改变全球的海洋分布和气候变迁。印度板块与欧亚板块的碰撞，导致新特提斯海自西向东的关闭，结束太平洋到大西洋的赤道环流。而印度板块并入亚洲大陆，和印度洋的形成，推动东亚古季风的形成和加强。随着澳大利亚脱离南极洲向北漂移和新特提斯海的关闭，渐新世南塔斯曼隆起与南极洲分离，以及南美洲与南极洲之间的德雷克海峡深层流通道打通，南大洋最终连通，环南极洋流形成。南极大陆与热源相

对隔绝，与赤道之间的温度梯度增大，促进全球变冷。中新世冰岛－法罗海脊沉没，以及中美洲地峡的关闭对北大西洋底层流有重要作用。强大的北冰洋和北大西洋深层水经挪威一格陵兰海和拉布拉多水道长驱南下，纵贯整个大西洋，然后上升，加入环南极洋流中，提供大量水气，导致盖的大规模冰盖生成。

新生代海洋变迁直接控制气候的转变。新特提斯海的消失对亚洲季风的影响不亚于青藏高原的隆升（Ramstein 等，1997）。伴随印度与亚洲板块的碰撞，西太平洋出现一系列边缘海。南海和渤海、黄海在第三纪和第四纪的分别沉降。另外，渐新世晚期至中新世中、晚期形成日本－琉球－台湾－菲律宾弧沟体系，同时日本海出现弧后扩张，形成日本海盆等，造成太平洋西部弧沟体系的演化。这些边缘海出现的气候后果尚待揭示，但至少造成太平洋与印度洋的半隔绝状态，促使西部太平洋暖池的出现，和西行的赤道暖流分为两支，强大的北上黑潮和南下的棉兰老暖流，后者是西部太平洋暖池暖水的主要来源。

第三节　　大气化学

大气圈对生物圈有重要意义。它调解全球表面的温度，防止其太高或过低，防止紫外线以至高能辐射，为水循环提供合理机制，并控制着生物演化和灭绝。同时，生物圈对大气圈也有重大贡献。生物为地球提供了太阳系行星中唯一的大量氧气，改变地球的演化进程；生物的呼吸和光合作用造成大气 CO_2 和 O_2 的源和汇。

大气污染对人类的威胁是多方面的：温室效应、臭氧洞、酸雨和光化学烟雾等。对公众健康则直接表现为：过量的死亡率，尤其是老年病、慢性病、眼睛和呼吸道感染的等。其起因是 SO_2、硫酸、硫酸盐和硝酸盐气溶胶、NO_x 和臭氧。而另一些大气污染物可能与肺癌等癌症有关，诸如，砷的气溶胶、烟煤微粒、气态的颗粒状的多核芳香碳氢化物等。

IGBP 组织了国际全球大气化学计划（IGAC）。IGAC 致力于大气组成、物理和生物圈过程，及其与气候的相互关系。着重考虑对全球气候控制有主要作用的大气组成：温室气体（诸如，CO_2、CH_4 和氮氧化物）、气溶胶和云凝聚核；臭氧和其它微量反应气体和基团。IGAC 并与 WCRP 的气候的平流层过程及其作用计划（SPARC）紧密联系。

1　温室效应和温室气体

地球干空气的主要成分是氮（N_2）、氧（O_2）和氖（Ar），其体积比分别为 78.08％，20.95％和 0.93％，其他气体的总含量不足 0.05％。值得注意的是，这些微量气体，主要是 CO_2、CH_4、N_2O 等气体，以及对流层中含量高度变化的 H_2O，在维持大气系统的辐射平衡，并进而决定地球气候环境中却起着极其重要的作用。一般说来，在太阳辐射的波长范围，这些气体没有重要的吸收带，它们能无阻挡地让太阳的短波辐射进入地球，故其大气含量的扰动对太阳辐射的影响较小。但是，在地球大气长波辐射区，它们却具有重要的吸收带，阻挡地面红外辐射向外空散逸；同时，上述气体吸收地面红外辐射后，又从大气中向下发射红外辐射，从而使地表和低层大气变暖，宛如玻璃温室一般。人们形象地把 CO_2 等微量气体的这种功能叫做“温室效应”（greenhouse effect）。把具有“温室效应”的气体叫做温室气体（greenhouse gas）。理论计算表明，地球如果没有大气包围，其辐射平衡温度应为－18.5℃，而实际观测到的年平均地面温度却是 15℃。

地球在形成初期大气为以氢气为主。尔后随着氢气的迅速逃逸，大气变成以 N_2 和 CO_2 为主，类似于今天的金星和火星大气。大约在 38 亿年前出现的藻类及各种生物体，通过其光合作用改变大气的成分，使大气中 CO_2 的含量逐渐减少到目前约占大气总含量的 0.03％左右（图 6.29 和图 6.30），而 O_2 增加到大气含量的 20％左右。地球环境变得更适合于生命的生存。

不幸的是，近 200 年来由于人类生产和社会活动的急剧发展，特别是由于化石燃料的过量消费，向大气中排放出大量温室气体和尘粒，地球大气的组成已经并正在继续发生值得注意的变化（图 6.29 和图 6.30；表 6－8），从而导致全球变暖。表 6.11 给出几种主要温室气体的浓度、年增长率、在大气中的寿命及在温室效应中的相对贡献。

图 6.29　Law Dome 冰心 CO_2 和$\delta^{13}C$ 记录（Trudinger 等，1999）

图 6.30　6－14　60 km 以下大气中微量气体、温度和结构（Fabian 和 Karcher，1997）

CN：平均 0.15μm 的凝聚核

根据 IPCC 1995 年度的报告，人类活动正在继续造成大气中长寿命的主要温室气体（CO_2，CH_4，N_2O，CFC_S，和 CCl_4）浓度的增加。CO_2 每年约增加 1×10^{-6} mole / mole，CH_4 每年约增加 7×10^{-9} mole / mole，N_2O 每年约增加 0.7×10^{-9} mole / mole。这些温室气体，尽管含量很低，但年增长率高，温室效应强，GWP 值大（表 6－8），也受到人们的注意。目前，它们对温室效应的贡献分别是：$CO_2$56％、$CH_4$15％、CFC14％、$O_3$12％和 N_2O7％（CFC、O_3 为 1990 年报告）。估计在 21 世纪中期，CO_2 以外气体的温室效应将与 CO_2 相当。

表 6.11　几种主要温室气体的浓度（陈泮勤，1998b）

温室气体	CO_2	CH_4	N_2O	CFC_S	O_3	CO	H_2O
工业革命前浓度($\times10^{-9}$)	280000	790	288	0	10	40-80	
目前浓度($\times10^{-9}$)	353000	1720	310	CFC-11: 0.28	20-40	100	3000-6000
当前年增长率(%)	0.5	0.9	0.3	4	0.5-0.2	0.7-1.0	未知
大气中的寿命（年）	50-200	10	150	60-100	数周到数月	数月	数天
对人为温室效应的相对贡献(%)	60	15	5	12	8	无	未知
增温潜能（GWP）：20 年	1	84	210				

图 6.31　夏威夷大气中 CO_2 浓度（μmol / mol）的变化（Dettinger 和 Ghil，1998）

a 未经滤波平均月 CO_2 浓度（细綫）和减去月平均季节循环的浓度；b 全部年记录的月平均浓度（实线）和部分年记录的月平均浓度（虚线和点线）；c 月平均浓度变化

CO_2 是目前最受注目的温室气体。在 19 世纪后期 CO_2 浓度仅为 $260\sim280\times10^{-6}$，年增加约 15×10^{-6}（图 6.31）。目前 CO_2 浓度大于 355×10^{-6}，过去 20 万年来的最高浓度，同时南，北半球 CO_2 浓度稍有不同（图 6.32）。造成这种增加的主要原因是化石燃料的消费，估计每年向大气中释放 60±5 亿吨碳的 CO_2；另一个重要原因是土地利用状况的变化，主要是森林采伐。20 世纪 80 年代的十年间，估计每年有 16 士 1 亿吨碳的 CO_2 释放到大气中（表 6.12）。

图 6.32　北半球（实心）和南半球（空心）上 CO_2 年平均混合比（园圈）和氧年平均混合比（方块）（Fabian 和 Karcher，1997）

氧混合比表示为与近似 209500（$\times10^{-6}$ 体积）参照值的偏差

表 6.12　1980－1989 年大气 CO_2 估算（IPCC　1994）

	数量（$GtCa^{-1}$）
1　化石燃料燃烧和水泥生产	5.5±0.5
2　大气增量（观测）	3.2±0.2
3　海洋呼吸（模型计算）	2.0±0.8

基于观测 O_2 / N_2 值趋势（1989－1994）	1.9±0.8
基于观测 ^{13}C / ^{12}C 值	2.1±1.5
4 陆地生物圈净平衡＝1－2－3	0.3±1.0
5 土地利用改变散发（热带）	1.6±1.0
6 温带森林再生（基于森林统计）	0.5±0.5
7 其它陆地过程中 CO_2 呼吸＝4＋5－6	1.4±1.5
（包括 CO_2 增殖效应、N 增殖、气候效应等）	

冰芯记录表明，1.8 万年 B.P.前大气中 CH_4 为 0.35μmol / mol 空气；19 世纪中期大气浓度为 0.75μmol / mol 空气；到 1995 年增长到 1.73μmol / mol 空气。Lelieveld 等（1998）用三维模式估算 CH_4 的源和汇。CH_4 发射源约 600Tg / a，主要是化石燃料燃烧（120±40 Tg / a）、自然（190±70 Tg / a）、农业（230±115 Tg / a）等。其中人工 CH_4 发射约 410 Tg / a，占 CH_4 发射源 70%。近年年平均增长约 20 Tg / a。CH_4 的汇主要是在对流层与羟基的反应消耗（510±50 Tg / a）。其寿命也由 150 年前的 20～30%年增加到 7.9 年。全球大于 80%的甲烷来自生物源。Leliveld 和 Crutzen（1992）指出化石源放出的甲烷不同于生物甲烷中的碳，这可以用来修正甲烷全球增温潜力（GWP）的估算。

水汽是极其重要的温室气体。有证据表明人类活动，例如，超音速飞机的飞行可能已造成平流层 H_2O 的增加。但是很难估计人类活动对大气水汽的直接影响。在对流层上部湿度（UTH）强烈地影响太阳辐射力。除了 UTH 的影响之外，由于对流层中的水汽含量有几个数量级的变化，水汽数值上的不确定性造成其从对流层红外流输出在数量级上的不确定性。精确测定上对流层水汽对了解对流层与平流层之间的交换同样是重要的。Tregoning 等（1998）从 GPS 观测中用微波辐射仪估算水汽的绝对值。Tobin 等（1999）用大气辐射强度干涉仪（AERI）测定北极海冰的水汽 17～26 μm 连续谱。

大气 O_3 是一种重要的而又相当特殊的温室气体，其温室效应不但取决于大气 O_3 总量（柱含量），而且依赖于其浓度的垂直分布。研究表明，对流层中 O_3 与 CO_2 等其他均匀混合的温室气体类似，其含量加倍所产生的辐射强度和地面温室效应变化约为 CO_2 含量加倍的 1 / 3；但中部和上部平流层 O_3 的增加却对地面具有冷却作用。地面温度对 O_3 含量增加的最敏感区域在上部对流层和下部平流层。造成大气 O_3 温室效应的特殊性的主要原因在于：O_3 含量的变化不仅对长波辐射，而且对太阳辐射都具有重要的影响；以及 O_3 浓度的峰值出现在平流层中部。据 TOMS 等的测量，除赤道地区以外，全球 O_3 总量有明显的减少。这种减少主要出现在高、中纬度的平流层。另外，世界许多地区的对流层 O_3 浓度正以每年 1%～2%的速度在增加。

大气温室气体的温室效应强度决定于多种因子，首先是其吸收带所处的位置和强度。一般而言，吸收带愈强，其位置愈靠近地球表面辐射的峰值波长（10μm 附近），其温室效应愈强。其次，大气气体（特别是 O_3）的实际温室效应强度还取决于该种气体在大气中的浓度及其分布。大气中这些温室气体的增多，促使全球变暖。观测表明，1880 年以来，北半球地面平均温度升高约 0.3～0.6℃。

存在几种不同的方法来评价温室气体含量增加所产生的温室效应强度，最常用的有：辐射强迫、地面温度变化和全球增温潜能（GWP）。由某一温室气体浓度变化所产生的辐射强迫，定义为由该浓度变化所引起的对流层顶净辐射通量的变化，可将其理解成整个地面－－对流层系统的能量得（正）失（负），辐射强迫可用一维辐射－一对流模式在保持对流层和平流层的所有参数（包括温度和水汽）不变的情况下求得。辐射强迫的另一种定义可容许平流层温度在固定动力加热的条件下调整到一个新的平衡态。使用辐射强迫来衡量大气温室气体温室效应相对重要性的好处是：人们可以比确定气候变化本身（例如，地面温度变化）高得多的精度来确定它。但是，这两种度量都建立在大气中温室气体浓度变化的基础之上，而不直接涉及某种气体向大气中的释放量。从制定方针、政策的观点来说，估价某种气体的进一步释放所可能产生的影响显得更为重要。因此，应当寻求一种度量方法，使其可以把对单个分子的温度的计算与对分子的大气寿命的估计结合起来，同时它又能将该种气体在大气中引起的化学变化所带来的间接温室效应包括进去。目前，这样一种度量指数的

寻求仍处于发展阶段。为此，IPCC 1990 提出全球增温潜能（GWP）的概念。均匀混合气体的 GWP，形式上定义为瞬时释放 1 千克微量气体所产生的时间积分的辐射强迫与释放 1 千克 CO_2 的时间积分辐射强迫之比。从大气主要温室气体（包括可能的 CFC_S 代用品）相对于 CO_2 的辐射强迫及其直接 GWP 值，可以看出，CH_4，N_2O，CFC_S 等温室气体，无论是其单个分子的辐射强迫，还是其直接 GWP 值均大于 CO_2。所幸的是，目前它们在大气中的浓度远低于 CO_2，所以其总的温室效应仍低于 CO_2，但是，照目前的增长趋势，预计 21 世纪 50 年代它们对全球变暖的贡献将接近甚至超过 CO_2。GWP 概念的最重要的意义在于：它为评价均匀混合的温室气体浓度变化所产生的相对全球平均辐射效应提供了一种简单而又合理的表征。但是，这一概念也有严重的局限性，另外，在间接 GWP 的定量化方面尚有困难。

为了估计由于 CO_2 等温室气体诱发的全球增暖，可以采用大气环流模式进行模拟研究。1997 年京都气候会议认为，人类活动每年排入大气层的 CO_2 量将于 2050 年前后翻一番。气候变化委员会（IPCC）1990 年的报告表明，若按正常的排放方案，即温室气体按以前的排放速度继续增长，则未来的气候可能出现下列情景：1 全球增暖。从 1765 年至 2030 年将增温 1.3～2.8℃，最佳值为 2.0℃；相应地从 1990 年到 2030 年将增温 0.7～1.5℃，最佳值为 1.1℃。全球各处增温幅度不同，热带地区增温小，约为全球平均增温的一半，两极地区增温大，约为全球平均值的一倍；2 全球平均降水约增加 3～15％，高纬度和非洲季风区年降水量增加，冬季中纬度地区降水也是增加的；3 高纬度冬季土壤湿度增加，北半球中纬度大陆变干；4 海冰和季节性雪盖面积减小；5 全球海平面将上升。1990～2030 年海平面上升约 8～29 厘米，最佳值为 18 厘米。

另一方面，许多证据表明过去一个世纪存在着不规则的全球变暖现象：① 20 世纪平均地面温度上升 0.3～0.6℃，全球平均最暖的 5 个年度都在 80 年代，90 年代中全球平均温度比过去 100～140 年间任何一个十年的平均温度都高；② 从 19 世纪后半期起几乎世界各地的冰川都发生大规模，但不连续的后退，1920～1960 年之间冰川的后退率最大，之后某些冰川后退减慢；③ 20 世纪年全球平均海平面升高了 10～20cm；④ 20 世纪中国从比较湿润向较干燥过渡，前苏联降水的不断增加；1950 年后非洲次撒哈拉地区夏季降水有很大的减少，美国观测到云量有百分之几的稳定增加等。

从温室气体浓度的增加，数值模拟结果和全球变暖的观测事实，使人们不得不高度重视全球变暖这样一个重大的战略问题。然而必须指出的是，在上述估计中存在着诸多的不确定性：

1 温室气体的源、汇和浓度的估计：地球系统控制着温室气体的源、汇及排放通量，制约大气温室气体的浓度及其温室效应。目前的知识尚不能定量地说明温室气体在大气、海洋与植被之间的交换。此外，人类活动造成的几种主要温室气体的排放率只占大气、海洋与陆地生态系统之间巨大通量中很小的百分数。因此，后者相对小的变化就可能引起大气中 CO_2 等温室气体浓度的显著变化。

2 云对辐射的制约：地气系统的辐射通量及变化在很大程度上受到云的制约，当前温室效应的模拟研究中最大的不确定性主要来自云的参数化问题。云反射太阳短波辐射，又吸收长波辐射，在气候系统中可能产生正反馈或负反馈，其净效果难以简单确定。科学家们估计，如果全球的低云量增加 2％，二氧化碳倍增的温室效应将被抵消。

3 大气中的气溶胶的增温作用：它们通过辐射相互作用，影响大气稳定性和云的形成。亚微米级粒子散射可见光。烟灰中的碳吸收光辐射。气溶胶直接辐射取决于它的密度、散射和吸收组份的相对比，以及其下地表的反射系数。在陆地上空的气溶胶反射率相对较高。增加对太阳辐射的吸收，使之升温。在污染严重的地区更为突出。海洋上空则起轻微的冷却作用。

4 海洋的热量输送与循环：海洋通过其对热量的储存与输送对决定气候的变化具有至关重要的作用。现在认为气候系统的年际变率主要与热带海洋相关联的，百年尺度以上的变率则与深海环流有关。对温室效应的研究中，海洋除了对大气中温室气体浓度有重要调控作用外，海洋还由于自身巨大的热容量和热惯性，以及将部分热量向深层海水中输送和海洋环流的作用，可能减慢全球增暖的幅度，并改变全球增暖的区域分布形式。而目前对海洋过程，特别是对深海环流的认识很不够。

5 全球水分循环：全球水分循环涉及到每个气候子系统，并参与其中的重要过程。大气中的水

汽是一种重要的温室气体，而水汽的凝结是大气热能的主要能源。因此水汽输送是太阳能在大气系统内重新分布的关键过程。高纬度淡水入海会影响海洋环流。南极、格陵兰和山地冰川的融化是海平面升高的重要因素。雪盖范围的变化通过改变反射率影响地表温度，是气候系统中一种重要的正反馈，这对高纬度的气候变化具有重要意义。降水和蒸发影响土壤湿度和淡水资源，进而影响植物生长和人类活动，更是气候变化最严重的潜在后果。但现在还不可能从现有的观测资料中准确确定全球的降水量或全球蒸发量，特别是洋面上的值只能根据卫星观测粗略推断。

即使存在这些不确定因素，广泛研究和观察偶然证实地球的不断变暖。与历史记载比较，证明20 世纪后期气候是异常的。自 1900 年以来，地球表面温度平均约上升 0.6℃, 其中北半球高纬度地区的地表夜间升温最大。过去的 35 年间阿拉斯加、加拿大和欧亚大陆地区的温度上升 5.5℃。在过去几个世纪的大部分温度变化可以归咎于自然原因——太阳的变化或火山喷发；但现在的地球变暖没有任何自然解释。1998 年是美国东北部有文字记载历史以来最温暖的年份。世界各地也类似报道，树轮冰心也予以证实。全球升温导致某些显著变化：海平面上升、高山冰川后退和雪盖衰退。南极约 l100 平方英里的 Wilkes 和 Larsen 冰架于 1995 年破裂，南极洲其余的巨大大陆冰架则处于退却中。欧洲的春季已开始较早到来，而秋季则到得较晚。在近代历史上创记录的太平洋高温引起大量热带珊瑚相继死亡，使某些地区的礁珊瑚死亡 70％。

古气候研究表明，第三纪温暖气候时可能有比现在高数倍的 CO_2。从格陵兰和南极洲冰盖获得 2.0～2.5 万年的大气信息，在 1.5～2.0 万年前最后一次冰期中，当时地球表面平均温度比现在低 4～5℃，大气中 CO_2 含量仅 $180～200\times10^{-6}$。海洋沉积物中 ^{13}C 含量提供大气中 CO_2 数据。Shackleton（1983）证实最后一次冰期大气 CO_2 的低含量；而在其前的 125×10^3 的冰期，当时平均温度比现在高 1.5K，CO_2 含量为 352×10^{-6}。冰芯记录推测，大气中甲烷含量增长已持续数百年，约 300 年前大气浓度为 0.7×10^{-6}，这相当于地面变暖 0.3℃；到 1994 年增长到 1.721×10^{-6}。全球大于 80％的甲烷来自生物源。Leliveld 和 Crutzen（1992）指出化石源放出的甲烷不同于生物甲烷中的碳，这可以用来修正甲烷全球变暖潜力（GWP）的估算。

Kennett 和 Stott（1991）等发现，约 55Ma 时在高纬度深海温度突然升高 5～7℃。这事件称为晚古新世最高温度事件（LPTM），并为地表$\delta^{13}C$ 下降－2.5～3‰的异常减少所支持（。$\delta^{13}C$ 突然下降和逐渐恢复分别小于一万年和约十四万年。研究表明，其增加的碳量超过今天人为输入大气的碳量。Norris 和 Rohl（1999）等对西大西洋 1051 孔连续剖面进一步证实。这些富 ^{12}C 的大量碳的加入被认为是气体水合物爆炸的结果，它们造成至少 1000GT 的富 ^{12}C 碳进入海洋和大气。

地质研究表明，碰撞造山带中的变质作用会释放大量 CO_2。例如，喜马拉雅造山带变质释放 CO_2 造成新生代全球古大气 CO_2 水平增长。进一步研究表明喜马拉雅造山带变质释放 CO_2 不足以解释早始新世的变暖，应考虑加入普遍存在的同变质期深成岩导致的水热流中的 CO_2。

Timmermann 等（1999）根据气候模式研究认为，随着全球变暖 El Nino 的出现频率将增加。

一般来说，CO_2 增加使全球变暖。但是，全球变暖是否都是由 CO_2 增加所造成？对此，Flower（1999）提出中新世气候最适宜期（1450 万年至 1700 万年前）气温较高，但碳同位素研究表明，其 CO_2 浓度较低，仅为 $180～290\times10^{-6}$，而现在达 360×10^{-6}。目前已经在考虑各种在地下和海洋中贮存 CO_2 的方案。

2　臭氧层

大气臭氧研究已成当代大气科学的前沿课题，也是当代三大环境科学问题之一（温室效应、酸雨及臭氧）。它所面临的科学任务是：臭氧洞及全球臭氧变化的机理是什么？其未来变化趋势如何？这种变化对地球气候、环境及生态的影响有多大？

2.1　臭氧形成和消耗的化学反应

臭氧（Ozone）化学式是 O_3。在平流层（同温层）约 50km 高度太阳辐射的紫外线打断 O_2 分子的键合。这一光化学反应，形成原子氧，原子氧再与分子氧结合，形成臭氧（图 6.33）。

$$O_2+\hbar\nu\rightarrow 2O（\lambda\leqslant 240\ nm）\qquad（6.26）$$

$$O+O_2+M\rightarrow O_3+M（M：O_2、N_2等分子）\qquad（6.27）$$

这导致近 50 km 处大气温度的最大值。

图 6.33　北纬 50°不同 NO_x 背景条件下净 O_3 产率（Fabian 和 Karcher，1997）

a 6 月 12.00；b 11 月 12.00；园圈：内部；十字：外部

大气臭氧是大气中的痕量气体，它的浓度在对流层大气中由地面随高度而增加。由于大气流的影响，在平流层下部 20～30 公里处达到极大值，此时与空气的体积混合比也不过百万分之几。尔后，臭氧含量随高度而递减。如果折算到标准状态（气压 101.325 kPa，温度 273 K），整个大气臭氧的总厚度只有 0.15～0.45cm，平均为 0.3cm，其中对流层大气臭氧只占 10％左右。两极浓度大，北半球多于南半球，高纬度晚冬早春达最小值。但是，如此稀薄的大气臭氧层对于气候、环境与生态变化却具有极为重要的影响，主要表现在以下三个方面：

1 平流层臭氧完全吸收波长＜320 nm 的太阳紫外辐射，成为决定平流层辐射收支与热力学动力过程的主要因子，同时，对地球生物圈免受短紫外辐射损伤起主要屏障作用。臭氧浓度减少 10％，紫外辐射强度增加 20％。臭氧减少使皮癌发生率增加，免疫系统受抵制，加速聚合物降解。穿透大气层到达地面的紫外线辐射量的增长同样会对动植物造成危害。对于鱼类所依赖的水生食物链的基础——海洋浮游生物——的危害尤其突出。世界人口消费的食物蛋白的 18％是鱼，在亚洲这个数字是 40％。因此，臭氧的减少可能会对这种重要的食物资源产生深刻影响。

$$O_3+\hbar\nu\rightarrow O(^1D)+O_2（\lambda\leqslant 320\ nm，^1D 为激发态原子氧）\qquad（6.28）$$

$$O(^1D)+O_3\rightarrow 2\,O_2\qquad（6.29）$$

$$O(^1D)+O(^1D)+M\rightarrow O_2+M（M：H、OH 和 HO_2 基）\qquad（6.30）$$

H、OH 和 HO_2 基对 O_3 反应有催化作用。它们是太阳辐射中质子的 Lyman 辐射（121.6nm）照射水汽的分解产物。

$$O(^1D)+H_2O\rightarrow 2OH\qquad（6.31）$$

这是 65 km 以下羟基的主要来源。大多数羟基形成于温湿和高强度紫外辐射的条件下。由于羟基是高度活性的，它对大气圈微量气体进行氧化清除，被称为大气圈“净化”。大量羟基与 CO、CH_4 或甲烷的氧化产物进行反应。羟基可以与 CO、CH_4 反应形成 CO_2，

$$CO+OH\xrightarrow{+O_2}CO_2+HO_2\qquad（6.32）$$

2 大气臭氧在 9.6 μm 波长大气红外辐射区有一强吸收带，因此它具有明显的温室效应。

3 低层和地面大气臭氧是对流层大气中最活跃的氧化剂，是对流层大气化学过程的主要因子（图 6－21）。同时，它与地球生物圈密切相关，当地面大气臭氧浓度超过安全值（一般为 30×10^{-9} 左右）时，对地球生物即有破坏作用。

臭氧是大气中次生的痕量气体，到目前为止，还没有发现来自地球生物圈、宇宙或人为的臭氧直接排放源。它主要是由大气氧气在太阳紫外辐射下光解而形成的。

有如上述，与 H、OH 的反应可以导致臭氧破坏，

$$H+O_3\rightarrow O_2+OH\qquad（6.33）$$

$$H+O_3\rightarrow HO_2+O\qquad（6.34）$$

$$OH+O_3\rightarrow HO_2+O_2\qquad（6.35）$$

$$HO_2+O_3\rightarrow OH+2O_2\qquad（6.36）$$

自 70 年代以来，不断发现人类活动所排放的氯化物、溴化物以及氮化物等痕量气体，通过光化学反应，可以破坏大气臭氧，使其含量明显减少。最早认为平流层内超音速飞机产生的 NO，会加速臭氧层的破坏。经研究后，忧虑转向氯氟碳化物。之后，又发现在 10^{-9} 水平上 NO 和 NO_2 的催化作用。

Crutzen（1971）提出拟建的超音速运输机可能会把氧化氮带入同温层而危及臭氧层。为此他获得 1995 年度诺贝尔化学奖。随后研究发现人类活动使大气中 N_2O 增加，例如，工业、汽车和飞行器废气等向平流层排放 NO_2 和 NO，可以破坏大气臭氧

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2 \quad (6.37)$$

$$NO_2 + O \rightarrow NO + O_2 \quad (6.38)$$

或者

$$NO_2 + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2 \quad (6.39)$$

$$NO_3 + \hbar\nu \rightarrow NO + O_2 \quad (6.40)$$

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2 \quad (6.41)$$

其总结果都使 O_3 减少，相反

$$NO_2 + \hbar\nu \rightarrow NO + O \quad (6.42)$$

$$O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M \quad (6.43)$$

又使 O_3 增加。计算表明，平流层上部以减少反应为主，使 O_3 浓度下降；平流层下部以增加反应为主，使 O_3 浓度上升。另外，有人提出下列反应应使 N_2O 氧化，构成平流层中 NO 的重要来源；

$$O_3 + \hbar\nu \rightarrow O(^1D) + O_2 \quad (\lambda \leqslant 310\ nm) \quad (6.44)$$

$$O(^1D) + N_2O \rightarrow 2NO \quad (6.45)$$

光致离解臭氧的主要成分是氮氧化物，在大气中最重要的是 N_2O。存在羟基时，在富 NO_x 环境中，

$$NO + HO_2 \rightarrow NO_2 + OH \quad (6.46)$$

$$NO_2 \xrightarrow{\hbar\nu, O_2} NO + O_3 \quad (\lambda \leqslant 420\ nm) \quad (6.47)$$

这造成臭氧的净增长。然而，在低 NO_x 浓度的条件下，

$$O_3 + HO_2 \rightarrow OH + 2O_2$$

首先，这导致臭氧净破坏。显然，对 O_3 而言，NO_x 与 OH_X 比是关键的。

近年，对于对流层和下部平流层内 HNO_3 / NO_x 比测定远低于简单模式预测结果。这建议可能存在着把 HNO_3 转化 NO_x 的还原过程。由于 NO_x 对 O_3 高度灵敏，对 O_3 的全球平衡有重要意义。Lary 等（1997）等提出燃烧产生的元素碳或碳黑可能是对流层中该还原过程的关键组分，Aumont 等（1999）基于实验和通过模拟研究表明，碳黑的作用没有想象的那么大，在较低的大陆对流层，特别是城市的夜间碳黑对 $O_x-NO_x-HO_x$ 化学没有显著的影响。HNO_3 与 NO_x 互相转化的反应有

$$NO_2 + OH \xrightarrow{M} HNO_3 \quad (6.48)$$

随后 HNO_3 能以干或湿沉降的方式移出大气圈，或以次要部分与羟基反应，

$$HNO_3 + OH \rightarrow H_2O + NO_3 \quad (6.49)$$

$$\xrightarrow{\hbar\nu, O_2} H_2O + NO_2 + O_3 \quad (6.50)$$

或者光分解，

$$HNO_3 \xrightarrow{\hbar\nu} NO_2 + OH \quad (\lambda \leqslant 320\ nm) \quad (6.51)$$

给出反转的 NO_x。在夜间 NO_3 和 N_2O_5 的形成同样对 NO_x 的减少有明显作用。NO_3 以下式生成

$$NO_2 + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2 \quad (6.52)$$

在白天它快速光分解，没有净效应，而在夜间 N_2O_5 分子以下列方式形成

$$NO_3 + NO_2 \rightarrow N_2O_5 \quad (6.53)$$

在稀薄的范围内，大多数 N_2O_5 分子（在模式中约为 70％）将衰减反转为 NO_3 和 NO_2。

$$N_2O_5 \rightarrow NO_3 + NO_2 \quad (6.54)$$

也没有净效应。然而，在较多的污染区内 N_2O_5 分子在湿气溶胶表面以非均相过程产生 HNO_3，

$$N_2O_5 + H_2O \rightarrow 2HNO_3 \quad (6.55)$$

这样导致 NO_x 破坏。

氯化物与臭氧消耗有关，主要反应有

$$ClO + ClO + M \rightarrow Cl_2O_2 + M \quad (6.56)$$

$$Cl_2O_2 + \hbar\nu \rightarrow 2\,ClO_2 + Cl \quad (6.57)$$

$$ClO_2 + M \rightarrow Cl + O_2 + M \quad (6.58)$$

$$2(Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2) \quad (6.59)$$

或者

$$ClO + HO_2 \rightarrow HOCl + O_2 \quad (6.60)$$

$$HOCl + \hbar\nu \rightarrow OH + Cl \quad (6.61)$$

$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2 \quad (6.62)$$

$$OH + O_3 \rightarrow HO_2 + O_2 \quad (6.63)$$

或者

$$ClO + O \rightarrow Cl + O_2 \quad (6.64)$$

$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2 \quad (6.65)$$

它们的净效应都是

$$2O_3 \rightarrow 3O_2 \quad (6.66)$$

近年，溴的研究也有很大的进展。Schauffler 等（1993）测定平流层中的溴。溴化物在平流层的分解联系着释放化学活性的溴，特别是 BrO，它催化臭氧的破坏。最近，Schauffler 等（1993）等确认平流层中溴化物是 CH_3Br（10×10^{-12}）、CF_2ClBr（halon－1211，3.4×10^{-12}）、CF_3Br（halon－1301，0.7×10^{-12}）。Prather（1997）对 CH_3Br 作了进一步研究。溴化物与臭氧消耗的主要反应有

$$ClO + BrO \rightarrow Cl + Br + O_2 \quad (6.67)$$

或者

$$ClO + BrO \rightarrow BrCl + O_2 \quad (6.68)$$

$$BrCl + \hbar\nu \rightarrow Br + Cl \quad (6.69)$$

$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2 \quad (6.70)$$

$$Br + O_3 \rightarrow BrO + O_2 \quad (6.71)$$

或者

$$BrO + HO_2 \rightarrow HOBr + O_2 \quad (6.72)$$

$$HOBr + \hbar\nu \rightarrow OH + Br \quad (6.73)$$

$$Br + O_3 \rightarrow BrO + O_2 \quad (6.74)$$

$$OH + O_3 \rightarrow HO_2 + O_2 \quad (6.75)$$

总的是

$$2O_3 \rightarrow 3O_2 \quad (6.76)$$

它们的净效应都是 O_3 消耗。

20 世纪 70 年代氯氟碳化物对臭氧层的冲击引起公众的关注。工业生产的氯氟碳化物从 50 年代末直线上升，到 1972 年 F－11 和 F－12 产量分别达到 0.3×10^6 和 0.4×10^6，使对流层大气中它们的浓度从零达到 0.2 和 0.4×10^{-9}。对流层中它们是稳定的，在平流层中它们则参与化学反应。

$$CCl_2F_2\text{（F-11）}+\hbar\nu\rightarrow CF_2Cl+Cl\text{（<0.215 nm）} \quad (6.77)$$

$$CFCl_3+\hbar\nu\rightarrow CF_2Cl_2+Cl\text{（<0.226 nm）} \quad (6.78)$$

$$CCl_4+\hbar\nu\rightarrow CCl_2+Cl_2 \quad (6.79)$$

$$CCl_4+\hbar\nu\rightarrow CCl_3+Cl \quad (6.80)$$

另外，

$$O(^1D)+CF_nCl_{4-n}\rightarrow CF_nCL_{3-n}+ClO \quad (6.81)$$

上述两反应中 ClO 和 Cl 均未消耗，其净效果为

$$O_3+O\rightarrow 2O_2 \quad (6.82)$$

如果这一机制无其它过程干扰，这将会大量破坏臭氧层。

Wofsy 等考虑在不同的全球氯氟碳化物年生产量的情况下对臭氧层破坏的变化曲线。① 世界氟利昂生产维持在 1972 年的水平上，平流层臭氧在百年内下降 10%，地表辐射增加 20%；② 1978 年氟利昂完全停产，臭氧层在 70～80 年后恢复现状；③ 1995 年停止生产氟利昂，到 2000 年臭氧层下降 15%，以后逐渐上升，一百年后恢复原状；④ 氟利昂每年递增 10%，到 2014 年臭氧层减少 35%；⑤和⑥是氟利昂产量递增 22%，⑤是 1995 年氟利昂仃止生产，⑥是不加限制。这一模式的

发表引起全球轰动，使臭氧层问题成为人们关注的课题。对此，世界气象组织加强仪器标定和测试，认为北半球臭氧总量，从 1957 年到 1988 年只下降 3%，世界氟利昂生产在 1972～1975 每年递增 10%以上，1975～1980 年略有下降，1980 年后又逐步增加。这与 Wofsy 的模式不符。

实际情况表明，平流层的光化学反应是复杂的，它们往往相互制约。首先，氮氧化物可以影响 ClO 和 Cl 的作用，

$$ClO + NO \rightarrow Cl + NO_2 \qquad (6.83)$$

$$Cl + NO_2 + M \rightarrow Cl\,NO_2 + M \qquad (6.84)$$

$$ClO + NO_2 + M \rightarrow ClO\,NO_2 + M \qquad (6.85)$$

这些反应消耗 Cl 和 ClO。

另外，甲烷也抵制氟利昂的作用

$$Cl + CH_4 \rightarrow CH_3 + HCl \qquad (6.86)$$

CH_3 的氧化过程，可产生 H_2、H、HO_2 和 H_2O_2 等基团，它们进一步参加与 Cl 的反应。

$$H_2 + Cl \rightarrow H + HCl \qquad (6.87)$$

$$H + Cl \rightarrow HCl \qquad (6.88)$$

$$HO_2 + Cl \rightarrow HCl + O_2 \qquad (6.89)$$

$$H_2O_2 + Cl \rightarrow HCl + HO_2 \qquad (6.90)$$

氟氯烷，即氟利昂（CFC）是平流层中氯离子的原始来源，是造成平流层臭氧损耗的元凶。然而，溴原子破坏臭氧的效率为氯原子的 50 倍。CH_3Br 是一种广泛用于农业消毒剂。CH_3Br 全球大气混合体积比约为 9×10^{-12}。CH_3Br 具有天然和人为的来源和数个未知的汇；在海洋有净减少，与 OH 反应和被光分解，为土壤中细菌降解。King 和 Saltzman（1997）提出海水中细菌活化 CH_3Br，并可以解释北太平洋和南大洋中观察到的 CH_3Br 未饱和。CH_3Br 在大气中的寿命曾估计为 1.3 年，1997 年估算为 0.7 年。Gan 等（1998）提出陆地较高等植物的土壤中散发 CH_3Br。Jeffers 等（1998）实验表明绿色植物是大气中 CH_3Br 的汇。

此外，甲烷也参与氧化图式，类似 CO 但更复杂。它同样可以以与羟基反应开始，

$$CH_4 + OH \rightarrow CH_3 + H_2O \xrightarrow{+O_2} CH_3O_2 + H_2O \qquad (6.91)$$

如果存在足够的 NO_x，随后有下列反应，

$$CH_3O_2 + NO \xrightarrow{+O_2} CH_2O + NO_2 + HO_2 \qquad (6.92)$$

或者 NO_2 光分解，导致净臭氧产生。在 NO_x 较低的大气圈区域，

$$CH_3O_2 + HO_2 \rightarrow CH_3O_2H + O_2 \qquad (6.93)$$

随后，

$$CH_3O_2H + OH \rightarrow CH_2OH + H_2O \qquad (6.94)$$

或

$$CH_3O_2H \xrightarrow{h\nu} CH_3O + OH \qquad (6.95)$$

$$\xrightarrow{+O_2} CH_2O + HO2 + OH\ (\lambda \leqslant 370\ nm) \qquad (6.96)$$

这使 CH_2O 生成，而不产生臭氧。这反应

$$CH_3O_2H + OH \rightarrow CH_3O_2 + H_2O \qquad (6.97)$$

和

$$CH_3O_2 + HO_2 \rightarrow CH_3O_2H + O_2 \qquad (6.98)$$

形成一个破坏 OH 和 HO_2 的催化循环。CH_2O 进一步与 OH 反应

$$CH_2O + OH \xrightarrow{+O_2} CO + HO_2 + H_2O, \qquad (6.99)$$

或者光分解，

$$CH_2O \xrightarrow{h\nu} CO + H_2 \quad (\lambda \leqslant 365\ nm) \qquad (6.100)$$

或

$$CH_2O \xrightarrow{h\nu} CHO + H \qquad (6.101)$$

$$\xrightarrow{+O_2} CO + 2HO_2 \quad (\lambda \leqslant 330\ nm) \qquad (6.102)$$

所有这些反应都是形成 CO。CO 将进一步氧化为 CO_2，正如前述。某些附加的影响 OH 和 HO_2 估算的反应还有

$$HO_2 + HO_2 \rightarrow H_2O_2 + O_2 \qquad (6.103)$$

$$H_2O_2 \xrightarrow{h\nu} 2OH \quad (\lambda \leqslant 355\ nm) \qquad (6.104)$$

$$H_2O_2 + OH \rightarrow HO_2 + H_2O \qquad (6.105)$$

$$O_3 + OH \rightarrow HO_2 + O_2 \qquad (6.106)$$

$$HO_2 + OH \rightarrow H_2O + O_2 \qquad (6.107)$$

2.2　大气臭氧层的破坏

20 世纪 70 年代初期首次提出人类活动造成全球臭氧被消耗的观点。之后，许多微量气体在平流层被测出，并确定与臭氧消耗有关。例如，氮，氯，甲烷）和溴等。Farman（1985）首次发表南极哈利湾站（76°S，64°W）大气臭氧总量观测资料的分析结果，发现自 70 年代中期以来，每年春季（主要是 10 月）大气臭氧总量比往年同期显著减少，其减少量逐年增大，1984 年比 60 年代平均将近减少 40%。气象卫星探测结果表明（图 6.34），臭氧减少波及 70°S 以南整个南极大陆上空，被称为南极臭氧洞。臭氧洞现象震动科学界。它说明大气臭氧层可以在短期内被严重破坏，对气候、环境与生态产生极大的影响。图 6.35 给出更近的卫星观测结果。

2000 年 10 月美国宇航局公布，9 月上旬南极上空臭氧空洞扩大到智利南部城市蓬塔阿雷纳斯及其周围，是迄今为止观测到的最大空洞。为此，蓬塔阿雷纳斯市宣布进入紧急状态，一度启动一级警报，告诫市民午间不要外出。随南极臭氧洞的缩小，10 月下旬蓬塔阿雷纳斯市上空的臭氧洞消失。

图 6.34　南极上空的臭氧洞（叶笃正，1992）

臭氧洞发现后重新分析世界臭氧监测网的观测资料发现，近 20 年来，中高纬地区大气臭氧总量在逐年减少，平均每十年减少 8%左右，同时，北半球中高纬度地区对流层与近地面大气臭氧量却在逐年增长，平均每年递增 10%左右。

图 6.35　1994、1995 和 1996 年南极上空 20 km 处昼夜平均臭氧浓度（Bevilacqua 等，1997）

随后，Barrie 等（1988）等发现北极地区也存在大气臭氧异常损耗现象。Barrie 等（1994b），等观测北极不同地区近十年结果，连同 Wessel 等（1998）的研究表明，臭氧损耗延伸到北极广大地区，并有近地表几百米范围的稳定反转层。当臭氧损耗气团对流到测量位置时，臭氧混合比从约 40×10^{-9} 的下沉背景值在数小时内突然下降到近于零。实际臭氧损耗过程明显较长，但 Kieser 等（1993）等认为它的时间尺度是 1～3 天。

最近又发现青藏高原，美国落基山和安第斯山夏季也存在大气臭氧含量异常减少的现象。Zhou 和 Chao（1994）利用美国气象卫星观测资料分析表明，1979 年以来每年从 6 月开始，青藏高原上空有一个大气臭氧异常低温中心。中心位置在拉萨偏北，大气臭氧质量比正常值低 11%，该中心持续稳定到 9 月底。低值中心的大气臭氧总量逐年下降，中心逐年加深，年递增量高于正常值。其结果

也被青海瓦里关山大气本底基准观测台的紫外辐射观测所证实。高原上升气流，把周边低空的硫酸根气溶胶粒子送入平流层。这一结果被美国科学家所证实。

Oltmans（1981）首先观察春季南极边界层（BL）的臭氧损耗事件的现象。随后研究表明，损耗以边界上的臭氧突然降低为其特征。在春季南极对流层臭氧混合比一般为（30～40）$\times10^{-9}$，然而，损耗事件时臭氧在数小时内降到非常低，甚至低于约 1×10^{-9} 的探测极限。这种事件至少持续数小时到数天，直到臭氧混合比又快速增加，正像它快速减少一样。时常，臭氧损耗在与北极冰雪复盖区对流的气团内被观测到、。臭氧损耗的气团高度变化于 500～2000 m 之间、。高度变化依赖于逆转（inversion）层高度。臭氧减少事件总是联系着逆转层的存在。臭氧降低的观测表明，在损耗气团中有显著卤族原子存在，它们可能是臭氧损耗的起因、。

臭氧洞的发现促进了平流层光化学反应的进行。在臭氧损耗中一个重要组分是氯。相对于北半球背景值，在臭氧损耗过程中许多非甲烷碳氢化物显现出明显减少的混合比、。溴与这些碳氢化物反应较慢。而氯与大多数碳氢化物迅速反应，并且由于相对较高的速率常数（与 OH 使碳氢化物氧化相比），当有相当数量的氯存在时会明显影响非甲烷碳氢化物混合比。Rockmann 等（1998）通过测定 CO 中 ^{13}C / ^{12}C 比的短期变化，揭示在臭氧损耗时 ^{13}C 的明显减少，证实存在氯的反应机制。

目前广泛认为快速臭氧损耗主要是臭氧与溴基的反应，涉及不同的催化循环、。确实，北极春季在低臭氧情况下有高水平的溴和较高的 BrO。后者是臭氧与溴反应产物、。然而，由于与碳氢化物的反应，溴原子可以形成不太反应的化合物，例如，HBr。这就要求另外的机制、。

至今，卤族原子导致臭氧损耗的化学机制尚未完全清楚。Mozurkewich（1995）的理论研究，以及 Sander 等（1997）的模拟研究，设想卤族原子是在气溶胶表面，这为 Kirchner 等（1997）的实验所支持。当然，这些还需要进一步工作。Ramachert 等（1999）测定臭氧损耗时的碳氢化物，也证实卤族元素原子对臭氧减少的控制作用。

平流层臭氧年度损耗的重要阶段是在极区平流层云颗粒（PSCs）上的氯活化（WMO，1994）。PSCs 形成于 H_2O 和 HNO_3 吸附到 H_2SO_4 气溶胶液相本底中。PSCs 分为两个类型。Ⅰ型形成于冰冻点以上（T_{fr}）；Ⅱ型为水－冰晶体。Ⅰ型 PSCs 是由硝酸和硫酸水化物组成的固相颗粒或超冷液相二元溶体，即硫酸四水合物（STS）。近年实验室注意 STS 凝冻机制。低于 T_{fr} 时冰从 STS 成核，随后 NAT 和 SAT 快速形成。当转暖时，冰和 NAT 将蒸发，留下小的 SAT 颗粒。然而，NAT 不是必须形成，在第二个冷循环中。：实验室研究表明，SAT 不使 NAT 成核。这样，冷到低于 T_{fr} 时的空气和随后的变暖使 SAT 作为气溶胶的主体成分。Koop 和 Carslaw（1996）提出从 SAT 形成 STS 的新机制。通过大气正常条件下热力学模式计算，认为 SAT 在冷却时潮解形成 STS。Martin 等（1998）提出火山喷发或脱硝作用后 STS 潮解。

然而，大气臭氧均相化学模式的数值试验结果尚无法完全解释南极臭氧洞的形成。因此，美国、加拿大以及西欧一些国家先后多次组织了大气动力、物理与化学的综合观测试验。看来，形成南极臭氧洞的主要机制为：

1 南极大陆上空每年春季都维持一个很强的极地涡旋，此时，经圈环流输送很弱。

2 极地涡旋中的温度低于一 78℃，生成平流层冰晶云。

3 卤族原子的化合物与冰晶云及其他痕量气体之间的多相光化学过程，使臭氧受到显著的破坏。

平流层大气臭氧吸收太阳紫外辐射是平流层大气动力与热力结构的决定性因子。平流层臭氧减少将引起平流层大气降温。大气臭氧辐射强迫的数值模拟结果指出，对流层大气臭氧对于近地层大气是重要的温室气体，其含量增加将引起地表与低层大气增温。因此，整层大气臭氧现有变化状态将促使大气层结构更不稳定，充分表明大气臭氧在气候变化中的重要作用。研究这种作用比研究 CO_2 的温室效应更困难，因为臭氧是大气光化学过程形成的次生痕量气体，在气候动力学模式中必须仔细考虑大气化学（均相与多相）模式及其与大气动力和热力过程的相互反馈，这面个非常复杂的非线性物理化学问题，计算量庞大，至今尚未取得满意结果。

大气臭氧浓度变化及地面太阳紫外辐射强度变化无疑将对地球环境及生物圈产生严重影响，这

是国际地圈一生物圈计划（IGBP）中一个重要课题。目前，已开展野外观测试验以及实验室模拟，结果初步表明，超过标准的大气臭氧对森林的破坏作用超过酸雨。在大气环境臭氧高浓度条件下，小麦、大豆等可减产 30％左右，作物品质也受到严重影响。地面太阳紫外辐射的增强对于人体细胞、生态以及海洋浮游生物等的损伤也十分严重。但是到目前为止，大气臭氧及太阳紫外辐射与地球生物圈之间相互作用的生物物理化学机制还很不清楚，是当前极受关注的课题。

2.3　对流层大气臭氧研究

与此同时，对流层大气臭氧研究也取得了明显进展。初步表明，人类活动与地球生物圈所排放的痕量气体 CO、CH_4、NO_S 和非甲烷碳氢化物（NMHC）。通过与 OH 的光化学反应，都可以使对流层大气臭氧增加，但它们之间是非常复杂的非线性关系。在对流层 O_3 由光化学作用产生于富 NO_x 的空气中，而在平流层中少 NO_x 的环境内 O_3 由光化学作用所分解。

研究表明，火山喷发的烟灰与二氧化硫、地表排放二氧化硫及硫酸盐粒子、海洋排放的 OCS 硫化羰，与 DMS（二甲硫醚）等都可能对大气臭氧变化发生严重的影响。Berntsen 和 Isaksen（1999）测定目前超音速飞机散发 NO_X 导致对流层大气产生 0.52Tg / a。大气臭氧变化的机理涉及到大气动力、热力、大气辐射、气溶胶与云物理化学以及多相光化学等过程非常复杂的非线性相互作用，可用图 6.36 来表示大气臭氧变化的机理。

图 6.36　大气臭氧变化机理（周秀骥，1998）

夏季的高臭氧值仍然是人口密度大的工业区的主要污染问题。在对流层中臭氧形成非线性依赖于先置物 NO_x 和挥发性有机化物（VOCs）的存在。在实际大气中，物理过程诸如，对流、湍流扩散和干沉降造成复杂状态。温度、湿度、和辐照，不太确定的光分解速率系数都直接影响臭氧化学。臭氧的先置物的人为和生物散发随时间和空间变化。据此，简单地利用 NO_x 和 VOCs 散发比的非线性关系不能有效地研究臭氧形成。对此，Milford 等（1994）提出 NO_y（$NO+NO_2+HNO_3+PAN+\cdots$）作为一个指标，它用来确定 NO_x 和 VOCs 被还原，从而导致臭氧减少的范围。NO_y 的过渡值可以隔开低 NO_x 和高 NO_x 状态，改变散发和环境条件。显然，对各种模拟计算是重要的。Milford 等（1994）提出 NO_y 的过渡值为 $10\sim25\times10^{-9}$。Sillman 和 Samson（1995）建议再加上 H_2O_2 和 HNO_3 作为指标，用于不同的数值模拟。Vogel 等（1999）利用数值模拟和观测研究被污染行星边界层的 O_3-NO_y 的关系。研究表明，NO_y 的过渡值依赖于碳氢化物和 NO_x、水汽、辐照和温度。随碳氢化物散发、水汽增加、辐照增大和温度升高，NO_y 的过渡值趋向高值。

对流层臭氧主要是从平流层转运来的，另外在污染大陆人工臭氧源也是重要的，某些污染物，例如，NO_x 和碳氢化物可以就地反应形成臭氧。海洋上空一般臭氧浓度较低。赤道太平洋观察到 $1\sim5\times10^{-9}$ 和近日期线约 15km 高度近于零的值。Davies 等（1998）在英国 Aberystwyth 上空 12 km 高度近于零的约 0.5km 层。Wessel 等（1998）比较两极对流层臭氧的变化。Yienger 等（1999）研究北半球中纬度对流层冬季－春季臭氧层的季节变化（图 6.37）。

图 6.37　北纬 60°－70°之间 685×10^2Pa 水平月区域平均 NOx（细线，ppt）、水汽（细虚线，×20 gm / kg）、日照（黑虚线，MJ m^{-2} / d）和臭氧趋势（黑线，ppb / 月）(Yienger 等，1999)

过氧基在大气快速光化学作用有重要意义。它们以与 NO、CO、CH_4 和 O_3 反应的方式紧密联系着 OH。在对流层下部 NO 与过氧基反应使 O_3 形成；而在对流层上部和平流层 HO_2 与 O_3 反应成为 O_3 的汇。以过氧基与 NO_2 反应来形成的有机硝酸盐或过氧基硝酸在反应氮物质划分中占有重要位置（Singh 等，1996）。更何况 OH 与 CO 和碳氢化物过氧基反应也能以乙醛光分解方式形成。最近，对流层上部丙酮测量表明，丙酮光分解同样是对流层上部过氧基的重要源。Reiner 等（1998）测定对流层中部飞机燃烧的过氧基，其浓度为 $2\times10^8\sim7\times10^8$ cm^{-3}。

臭氧通过长波或短波吸收影响大气的热结构，这意味着需要掌握臭氧的逼真分布才能满足气候模式的要求。然而，臭氧表现为高度的时空变化。为此，使用卫星进行测定，给出臭氧的时空分布图。而 Fioletov 等（1999）进行世界地面臭氧网与卫星数据之间的对比。Randel 等（1999）报导利用上部大气圈卫星（UARS）的卤素掩星试验（HALOE）测定的 CH_3、N_2O、NF、HCl、O_3、和 NO_2，以及微波探测器（MLS）测定的 O_3、ClO 和 HNO_3 的时空变化。

为了定量地解释全球大气臭氧时空变化的规律并观测其今后变化趋势，建立具有坚实物理、化学与动力学基础的大气臭氧数值模式并进行数值模拟，是最重要的科学途径。根据以上分析，这是一个十分艰巨的任务。因为它要把大气动力与热力学方程、大气辐射传输方程、云降水物理方程、气溶胶物理化学方程与大气臭氧光化学反应方程辐合在一起，进行数值模拟。同时，要引入太阳紫外辐射变化以及地表人为和自然大气臭氧前体物排放等外界因子条件，并且对大气臭氧与有关前体物（有关痕量气体、气溶胶粒子、云滴与冰晶粒子等）的均相与多相光化学反应系数要进行准确的实验测定，才能取得比较可靠的结论。

目前，一维和二维大气臭氧模式比较成熟。一维模式中相当完善地考虑了大气物理化学过程，能够模拟出大气臭氧随高度分布的平均廓线，同时便于研究大气臭氧变化对各种物理化学因子的敏感性，但它难以模拟出大气臭氧的时空变化。二维大气臭氧模式能够给出大气臭氧随纬度变化的分布及其季节变化，但这只能是沿邻圈的平均状态，由于重要的大气动力过程用参数化来简化，大气臭氧时空变化被平滑了。Jeuken 等（1999）讨论三维大气臭氧模式。Wang 和 Jacob（1998）以三维模式研究自前工业时期以来对流层臭氧和 OH 的人为驱动力状况。Brasseur 等（1998）给出 1900～2050 年全球对流层臭氧的变化。

2.4　科学和国际协定的干预

臭氧洞是在南极特定的大气动力、热力与物理背景条件下，由大气多相光化学过程作用所产生的。目前认为，当平流层氯气浓度超过平流层奇数氮（NO、NO_2 和 HNO_3）总量时，臭氧破坏速度加快。据此，1987 年 Montreal（蒙特利尔）协定规定，使氯氟碳化物浓度的年增长速度开始减慢。80 年代每年氯氟碳化物浓度以每年 4%的速度递增，在 90 年代初已降到年增加 2%。随后，132 个国家签署的 1992 年哥本哈根协议已于 1994 年 6 月 14 日开始生效。协议提出需要控制的其它物质。例如，含氢的氯氟碳化物在 2030 年前逐步停产，溴甲烷限制在目前水平。

Montreal 协定和它的修订控制 CFC 的发放，消减 2000 年后 CFC 的产量，期望避免全球臭氧层的进一步损耗。然而，最近卫星和地表探测表明，1995／1996 年和 1996／1997 年冬春之交南极臭氧损耗处于警戒水平，在 20 km 比它的气候值约低 30～40%，在大气柱中低于 250D.U.。由于 Pinatubo 火山气溶胶大量迁移，以及氯和溴维持现状，这样大的臭氧损耗值是令人注目的。气象学分析揭示在 1996／1997 年冬天平流层的低温和稳定的较长收尾极区涡流。Danilin 等（1998）计算认为平流层冷却会通过增加极区平流层云（PSC）形成进一步损耗臭氧和延缓它的预期恢复。

在全球变化研究中，科学研究结果可以相当快地被决策者所采用。Oden（1968）提出酸雨问题，提示 SO_2 等化合物的危害，随后许多国家都制订了减少 SO_2 排放的 2000 年，2005 年和 2010 年目标。臭氧问题的情况与之类似。Crutzen（1970）指出 NO 和 NO_2 与臭氧反应，会加快臭氧的减少速度。Molina 和 Rowland（1974）指出“CHF 可能起某种作用”。1977 年华盛顿会议的臭氧层世界行动。Farman（1985）的文章第一次证明南极臭氧严重减少。这些事例说明，科学在国际环境协定中发挥了重要作用。德国 Mainz 马克斯－普朗克化学研究所 Crutzcn 教授，麻省理工地球，大气和行星科学系和化学系 Molina 教授和 Irvineek 加州大学化学系 Rowland 教授对大气化学特别是臭氧研究获得 1995 年度诺贝尔化学奖。含氯氟烃的化合物——曾广泛用作致冷剂——是使臭氧层不断变薄的原因。

Montzka 等（1999）报道几年来大气中导致臭氧亏损的卤化物含量变化，看来企图恢复臭氧层的前景不容乐观。

3　大气酸沉降

大气中各种来源的酸性物质迁移到地球表面的过程，称为酸沉降（acid deposition），包括湿沉降

和干沉降。它影响到大气圈、水圈、土圈和生物圈，用“环境酸化”能更完整地表达其结果。

pH 值小于 5.6 的各种形式的降水称为酸雨，它是酸沉降的同义词。1892 年英国化学家史密斯首先提到酸雨，但在以后的年代里没有受到应有的重视。瑞典土壤学家 Oden（1968）综合研究，发现酸性降水在欧洲是一种大范围的现象，并且酸度在增加，它与化石燃料燃烧量增加和与大气中 SO_2 排放量增大有关。随后酸雨问题为国际学术界关注，发现酸雨对生态环境的严重危害，了解酸雨的形成和输送过程。当前酸沉降已被认为是一个重大的环境问题。

目前世界上有三个主要的酸雨区，即西欧、北美和东亚。欧、美两个地区的酸雨仍然严重，但已得到控制，趋于稳定，要消除酸雨的危害仍需相当长的时间。东亚地区酸雨有进一步发展的趋势。在第三世界和不发达地区，随着工业的发展，原来没有酸雨的地区可能出现酸化问题。因此，从世界来说，今后相当长的年代里，酸雨或环境酸化始终是一个不容忽视的环境问题。世界各地酸雨特性多种多样，从降水的酸度、降水中的主要酸性和碱性离子成分、比例和降水的污染程度等都有差异。以往对本国、本地区的酸雨特性研究较多，应从世界的角度综合分析。除西欧和北美地区外，建立世界性长期的系统的监测网。

酸雨影响到森林的衰亡、湖泊酸化和鱼类及水生生物的生存，对金属和建筑材料及文物产生腐蚀，对农作物以及人体健康造成损害。国际上对酸雨给生态环境造成的这些危害的认识是一致的。但对危害程度的估计、危害的机理等仍有不同看法。酸雨对生态环境的影响有直接的，其后果在短时期内会反映出来，但更多的是长期的、累积的影响。大家很重视酸沉降对土壤、水体、森林和全球气候等的长期影响，及由此引起的生态平衡的改变。大气中硫酸盐粒子的增加，将对全球气候产生影响，其作用可以在一定程度上抵消温室气体的增暖后果。另外酸沉降对生态环境的影响，常常与其他大污染物如高浓度的 SO_2 和 O_3 等复合在一起，往往难于确定单一因子的作用。这样，研究这种复合作用就显得很重要。

关于酸雨产生的根本原因及在理想条件下酸雨形成的化学和物理过程基本上已清楚。例如，出现酸雨的根本原因是由于工业和交通排放出的 SO_2 和 NO_X 这些污染物排放到大气中后，经过气相和液相化学反应，并与大气输送中的物理过程相结合，最终形成主要包含有硫酸和硝酸成分的酸雨。例如，在污染区硫的初始相主要是 SO_2，或还原为硫蒸气。它们在大气中主要氧化成硫酸二甲酯（DMS）。SO_2 可以直接沉淀于植物或土壤，或溶解进入大气水凝结物。最重要的反应是被羟基氧化成 $HOSO_2$，进而变成硫酸。理论计算表明，在夏日 24 小时反应产物可达 16%。

但是在实际大气中情况相当复杂。酸雨中不只存在硫酸和硝酸，还有盐酸和有机酸等。影响到雨水酸度的不仅有酸性物质，还有氧化剂和碱性物质。输送、干湿清除及云和降水过程也起重要作用。因此从 80 年代以来，很重视研究各地现实大气中酸雨的形成过程；测定和研究污染气体的浓度及其变化规律，测定和研究 OH，H_2O，O_3，Fe^{+}，Mn^{+1} 等氧化剂的作用和来源，测定和研究氨和钙等碱性物质的浓度和作用，发展多种云内和云下雨水酸化的数值模式，深入研究云和降水酸化的物理和化学过程。各地酸雨及其形成过程不尽相同；有的地区的酸雨是硫酸和硝酸混合型，有的地区缺乏碱性物质的中和，雨水酸度较大，但在另一些地区碱性物质浓度很高，因而雨水并未酸化。在许多地方酸雨的形成主要是发生在云内，但在重污染地区雨在云下的酸化过程起主要作用。还发现在有些地区，对雨水酸度起控制作用的不是污染物（如 SO_2）的浓度，而是氧化剂浓度。

气溶胶对雨水化学组成有影响，云滴是在凝结核上凝结形成的，因此凝结核的化学成分直接进入到云水。在成云致雨过程中，云雨粒子将捕俘、碰并气溶胶粒子。气溶胶中有酸性和碱性物质，也有一些能起催化氧化作用的催化剂，如 Fe^{+1} 和 Mn^{+1} 等，这些化学物质进入到雨水中后会引起一系列化学反应。因此研究气溶胶的物理和化学特性，以及其在雨水酸化过程中的作用成为一个很重要的方面。

酸雨是一种区域性的污染。酸污染在大气中随气流可以输送到数千公里以外。这种跨国界的输送往往会带来政治和外交纠纷。例如，斯堪地纳维亚和加拿大都曾出现死生物湖的事件。前者测定湖水和雨水酸度有明显增加，鱼群明显衰退。这是由于整个欧洲发电厂燃煤放出 SO_2 的后果。1968

年 Oden 称之为欧洲国家间的“化学战”。1972 年在斯德哥尔摩第一次联合国人类环境会议上进一步证实，空气污染不是局部的，是影响数百，以至于数千公里。后者则导致美国和加拿大之间的争议。美国 Likens 等首先提出，酸化不仅是硫酸盐，而且有人类活动产生的硝酸盐。

研究酸雨的形成和输送过程，不仅有重要的科学价值，而且面制订正确的酸雨控制策略所不可缺少的理论基础。因此酸污染的长距离输送已成为一个受到高度重视的环境问题。酸性物质的大气输送面是个包括多种物理和化学过程的复杂问题，它涉及到污染物排放源及其强度和分布，大气中风、温度、湿度、云和降水等的分布和演变，大气中气相和液相化学过程，污染物及其生成物的干沉降，云和降水对污染物的清除等。大气输送一般采用数值模拟方法，算出酸沉降量的分布及其变化。目前有欧拉型、拉格朗日型和平衡统计型三类输送模式，分别回答几天到几年的污染物的分布和输送情况。利用输送模式也可以研究输送通道，预测未来变化，估计削减污染物排放量后可能的改善状况等。由于各国各地污染源、地形和气象条件的不同，以及致酸因素上的差异，许多有酸雨污染的分布和变化以及跨国界的输送，对酸沉降状况进行短期和长期的预测，从而估算由于酸沉降引起的生态环境（土壤、湖泊和森林等）的破坏和未来变化。这也是全球变化研究的一个方面。

为了消除酸沉降的危害，就要研究酸雨的预防和控制。要研究减少污染物（主要是 SO_2 和 NO_X 排放的技术装备和工艺，更要研究控制酸雨的策略。为此，要弄清楚源和受体之间的关系，即研究 SO_2 等污染物的排放量与雨水酸度或酸沉降量之间的关系。已有的研究指出，二者之间是复杂的非线性关系，减少 SO_2 的排放量并不一定使酸沉降量按比例减小。各地不同，要进行具体研究；要明确各地酸污染的来源和输送情况。有的地区以局地源为主，则削减本地的排污量会有良好效果。有的地区外来输送占相当大的比例，考虑治理的范围就不能局限于本地。另外污染物在大气中会逐渐扩散、转化和沉降而稀释，在一定条件下可以使污染物浓度降低到无害的程度。要充分利用大气的自净能力。要研究各地区对于酸污染的大气容量和稀释能力；确定各地区对生态环境产生危害的酸沉降量阈值，了解区域酸沉降临界负荷量的分布。各地的土壤、水体性质有异，森林和作物的品种不同，气象状况的差别，酸沉降的临界负荷量面不同的。这些是确定污染物的控制标准和消减量必须考虑的依据。综合以上几个方面的研究，结合国家的经济实力和社会承受程度，就可以制订区域性的控制酸雨的策略，进而建立最优化方案，发展合适的治理技术。（

4　气溶胶

气溶胶（aerosol）一词严格含义是指悬浮在气体中的固体或液体微粒与气体载体共同组成的多相体系。但在大气中，实际固体和液体微粒浓度很低，使这一多相体系的流体动力学特征基本由气相决定，同时，微粒常显示它们独立于气相的物理化学特征。所以人们常把“大气气溶胶”和“大气气溶胶粒子”这两个词混用。大气气溶胶是人们能感知的大气微量成分，它影响视线和生物的呼吸系统，又是大气形成云和降水的先决条件，在大气中可以迁移数千公里。

大气气溶胶粒子形状复杂多变。在研究其粒子群的统计特征时，可以采取简单的等效方法，以等效球体的直径来度量。例如，以波长 0.5μm 的绿光为标准定义光学等效直径、利用撞击式的惯性测量仪器和带电粒子迁移速度测定等方法，来确定粒子的空气动力学等效直径和体积等效直径。其中较常用的是空气动力学等效直径。大气气溶胶的粒子按其直径可分为几个级别，0.01～0.1μm 的粒子被称为超细粒子，它们能由布朗运动碰撞聚合；0.1～10μm 的粒子称稳定的大气气溶胶，其中 0.1～1μm 叫细粒子或小粒子，1～10μm 叫粗粒子或大粒子；大于 10μm 叫巨粒子，常因重力作用而沉降到地面上。大气气溶胶的粒子浓度变化很大，干净空气中仅数个 / cm^3，城市污染大气中达 10^5 个 / cm^3。直径为 1μm 左右的粒子寿命最长。在对流层下部 0.1～1μm 粒子寿命约一周；对流层上部为一月；平流层中可达数年。在对流层下部大于 10μm 和小于 0.01μm 的粒子寿命均小于一天。

大气气溶胶中固体和液体的粒子有多种成因：海洋中由海浪溅沫、海水中气泡破裂等形成的蒸发盐和有机物，它们分布于海洋、岸区和对流层下部；大陆以风尘为主；平流层气溶胶来自火山爆发，是含硫气体反应产物；生物碳氢化物氧化过程中形成有机物气溶胶；含硫气体形成 75％硫酸微滴的稠密层；城市中的工业活动和交通，如汽车废气等。

气粒转化过程是大气气溶胶的重要来源之一，也是重要的大气化学过程。例如，水汽的凝结和凝华。SO_2 经过化学和光化学反应生成硫酸气体，成核变成亚微米粒度的小粒子，在污染大气中它长大成 2～4μm 大粒子。氮氧化物则反应形成硝酸气体，成核长大。大气中气粒转化的化学反应很多。碳氢化物与臭氧和羟基反应生成醇类和醛类化合物。碳氢化物与氮氧化物反应生成有机硝酸盐。硫酸和硝酸与大气组成反应形成（NH_4）$_2SO_4$、Na_2SO_4、$CaSO_4$ 和 NH_4NO_3 等。气粒转化也可以是气体被固体和液相粒子吸附，然后在粒子内部反应。例如，SO_2 被不光滑固体表面吸附，当空气潮湿时转化为硫酸和硫酸盐，致使某些地区的大理石被腐蚀。另外，粒气转化也是存在的。例如，粒子中的氯化物反应成为 HCl 气体。

气溶胶自形成以后，将经历一系列的物理化学过程，物理过程有扩散、凝聚、沉降等；化学过程指气溶胶颗粒同周围介质，如大气中的活性气体：SO_2、NOx、O_3 等发生化学反应，或是这些气体在颗粒表面发生反应，这将使气溶胶的化学成分发生改变。另外大气中的 SO_2、NOx、O_3 和碳氢化合物等在一定辐射强度的作用下，可反应生成新颗粒物，这就是气一粒转化过程。它不仅是大气气溶胶的一个源，还是城市光化学烟雾形成的重要机制。气溶胶的这种形成转化过程，不仅在对流层大气化学中起着重要的作用，而且很可能是平流层中 O_3 浓度减少的重要机制。

从结构特性上来说，一个气溶胶颗粒往往可以分成三部分，即：表层、可溶部分和不可溶部分（核）。气溶胶的表层膜通常是由于它的吸附而形成的一层溶液水膜。这层膜很重要，是气溶胶颗粒同周围大气可进行物理化学相互作用的中介。它的性质在很多方面决定气溶胶的物理化学特性。通过这层溶液边界层，大气气体输送、扩散、吸收和吸附在颗粒表面，并发生一系列的反应。这主要是一种非均相的反应过程，包括气一液、气一固和液一固相过程。尤其重要的还在于气溶胶表面的催化特性，它使得许多反应得以快速进行。这种非均相的反应快慢还依赖于水汽压、颗粒表面面积、表面结构特性和溶解度等物理参数。

近十年来，发现在气溶胶表面和内部的多相反应对大气化学有重要影响，特别是在超冷的硫酸盐气溶胶粒子上。涉及的主要反应有：

$$N_2O_5+H_2O\text{（l）}\rightarrow 2HNO_3 \qquad (6.108)$$

$$ClONO_2+H_2O\text{（l）}\rightarrow HOCl+HNO_3 \qquad (6.109)$$

$$CLONO_2+HCl\text{（l）}\rightarrow Cl_2+HNO_3 \qquad (6.110)$$

$$HOCl+HCl\text{（l）}\rightarrow Cl_2+H_2O \qquad (6.111)$$

式中（l）表示液相。最近溴化物在硫酸盐气溶胶表面或内部的多相转化已被证实。Hanson 和 Ravishankara（1995）测定 $BrONO_2$ 的水解反应：

$$BrONO_2+HCl\text{（l）}\rightarrow HOBr+HNO_3 \qquad (6.112)$$

Abbatt（1995）研究下列方程：

$$HOBr+HCl\text{（l）}\rightarrow BrCl+H_2O \qquad (6.113)$$

$$HOBr+HBr\text{（l）}\rightarrow Br_2+H_2O \qquad (6.114)$$

Hendricks 等（1999）详细讨论和模拟在中纬度平流层下部和对流层顶部硫酸盐气溶胶表面和内部反应反应状况，以及 NO_x / NO_y 和 OH / HO_2 对多相反应的控制作用。式中 NO_x 近于 NO 和 NO_2，NO_y 为除 N_2O 和 NH_3 之外的全部反应氮。

上述方程是气溶胶大气化学反应中的主要方程。例如，在溴和氯原子破坏臭氧的过程中，气溶胶颗粒在这个过程中的几个阶段都发挥重要作用。海盐颗粒是一个反应卤素的潜在源（Mozurkewich 1995）。BrO 和 HOBr 可能能通过自催化循环氧化气溶胶溴化物成为反应溴。此外，氢的卤化物能转变为气溶胶和冰表面上的卤素分子。人为气溶胶的作用尚不清楚，但近年在南极春季对流层臭氧损耗的观察建议它们在这一过程中不是主要的。

解吸测量提供在细粒和气相之间溴和氮的半挥发性化合物的分离结果。这说明气溶胶对臭氧损耗的多相反应有重要意义。Staebler 等（1999）报导在 1996 年春季对挪威 Spitsbergen 群岛利用激光散射谱仪和解吸－过滤组合系统测定气溶胶的物理和化学特征。观察到 Br^- 化物粒子混合比与臭氧

反相关（图 6.38），当臭氧混合比为＜10 nmol／mol 时，Br^-化物粒子混合比明显增加。

图 6.38　作为粒子干尺寸函数（RH＝5％）的 6 小时观测粒子数浓度、Lehrer 等（1997）观测高体积气溶胶 SO_4^- 和 Na^+、以及 O_3 混合比之间的相关系数（Staebler 等，1999）

成分不同的气溶胶会有不同程度的辐射散射和吸收，从而会影响地球大气的辐射平衡。矿物气溶胶全球平均辐射的量级可以与人为气溶胶相比较。Carlson 和 Benjamin（1980）对气溶胶的早期研究在 80 年代被证实；并被联系到核冬天的情况。Tegen 和 Lacis（1996a，b）研究表明，在对流层顶部总辐射，即短波和长波辐射之和的符号可正（变暖）可负（变冷）。这依赖于气溶胶颗粒大小和尘层的垂直分布。Sokolik（1998）研究矿物气溶胶的红外辐射特征。Khvorostyanov and Curry（1999a，b）发展考虑吸湿生长气溶胶尺寸的微观物理新模式，可用于计算气溶胶的散射、吸收系数和长波辐射；以及云凝聚核的活化。

目前，气溶胶对大气的辐射效应已成为预测气候变化的重要不确定因子。气溶胶颗粒以两种方式改变地球辐射的净流量预算，或是直接改变散射和吸收，或是影响云的性质。从而驱动气候的变化。负驱动使气候变冷，正驱动使气候变暖。最近的全球年平均值估算表明，对流层气溶胶造成的直接辐射，包括硫酸盐气溶胶、化石燃料碳黑和生物体燃烧气溶胶，在－0.25 到－1.0 W/m^2 范围内，估算的不确定因子约为 2。与之相比，20 世纪温室气体的驱动力目估算为＋2.1～＋2.8 W/m^2。

由于气溶胶的寿命很短，使其浓度有很大的空间变化。这造成在许多区域，特别是重要源区的下风区气溶胶负驱动力的最大估算值会超过温室气体的正驱动力。研究表明，气溶胶效应显示于 20 世纪全球和区域的温度记录上，并且包括气溶胶效应的模式可以提供与观测到时间（十年和每天尺度的）和空间温度图式相符的结果。虽然这些研究认为，人为气溶胶在确定当前和未来气候中有重要作用，但未能作出结论。重要的问题是在这些模式中实际气溶胶的性质、过程和辐射效应还存在着相当大的变化。其中最大的是气溶胶驱动力的不确定性。它的不确定性甚至大于过去这个世纪以来温室气体对气候驱动力的不确定性。为了推动这一研究，对流层气溶胶辐射力观测试验（TARFOX）于 1996 年开始实施，它包括四个卫星（GOES-8，NOAA-14，ERS-2 和 Landsat）和四个飞行器（ER-2，C-130，C-131A 和改进的 Cessna）。Russell 等（1999）各小组报导有关美国各处的气溶胶测量结果。Hsu 等（1999）对全臭氧制图谱仪（TOMs）与气溶胶自动网（AERONET）获得的太阳光度计气溶胶光学厚度（SAOT）数据进行比较，认为两者线性相关。Harvey 等（1999）用平流层气溶胶测量仪（SAMⅡ）测定北半球高纬度平流层气溶胶剖面。

碳黑型气溶胶具有较大的辐射吸收系数。它的增多使地球大气增温；而硫酸盐气溶胶的吸收系数则很小，散射作用是主要的，引起地表降温。Myhre 等（1998）计算碳黑直接辐射力为 0.16W／m^2，Li 和 Kou（1998）测得为 0.26W／m^2。Myhre 等（1998）并得出硫酸盐气溶胶为－0.32W／m^2。

碳黑主要来源于工业生产和生物物质，包括森林、草原和废物等燃烧造成的微粒，它们可以改变大气的化学平衡，影响辐射平衡，而且还能作为水汽的成核剂。这些作用产生的净冷效应可能会抵消燃烧过程产生气体所导致的温室效应。Crutzen 和 Andreae（1990）估算每年形成碳黑 200～600Tg，Kuhlbusch 和 Crutzen（1996）估算每年形成碳黑 200～600Tg。Massiello 和 Druffel（1998）认为碳黑在中间介质中，无论土壤或海洋中具有长的存留时间，2400～13900 年。估算气溶胶碳黑每年从大气中沉降到海洋和沿岸有 7±3 Tg。

气溶胶对气候有双重作用。它可以散射太阳光，使行星反射率增加；它又能吸收太阳光和热辐射。总的效果取决于气溶胶含量、粒度和光学性质（折射率的实部和虚部）。计算表明，如果移去大气中全部微粒，将使空气温度增加 2K。如果气溶胶含量加倍，将使温度下降 2.7K。要掌握长期气候变化，必须知道气溶胶的背景值，这是气候变化的主要原因之一。水循环的加强可以减少气溶胶的寿命。

火山气溶胶对气候有重大影响。1815 年印尼 Tambora（坦伯拉）火山喷发，进入大气的灰尘达

数百 km^3。山脉和天空充满尘云，遮蔽太阳。在欧洲中部，1816 年是两个世纪中最冷的夏天，新英格兰被称为没有夏天， 6 月下了 3～6 英寸雪，7 月和 8 月下霜。1980 年美国 St. Helens 火山喷发，以及 1982 年墨西哥 El Chichon 火山爆发。El Chichon 火山第一年的火山灰，使太阳光减弱 25～30 %，二次散射降到 5%，引起全球温度降低 0.3～0.5℃。Mitchell（1970）对北半球一百年来火山和气温的比较表明，约有 30 次对气候有重大影响。

从平流层尘雾和气体的试验卫星（SAGE）获得 5 年多的气溶胶资料，显示大气层中的火山灰是平流层气溶胶的主要组成。Schneider 等（1999）用全臭氧制图谱仪（TOMs）和先进的极高分辨辐射仪（AVHRR）卫星探测器得到 1982 年墨西哥的 El Chichon 火山爆发遥感数据，分析了平流层中火山爆发云的早期演化特征（图 6.39）。Rogers 等（1999）研究 1991 年 10 月用 UARS 上的 ISAMS 仪器观测 1991 年 6 月爆发的 Pinatubo 火山的气溶胶状况，显示出一个高气溶胶的热带贮库。

气溶胶作为凝结核在云雾降水过程中起着关键的作用。不同化学成分的凝结核具有不同的成核效率。气溶胶可经过云中成核过程和云下冲刷过程进入降水，对降水的化学过程起到重要的影响。气溶胶对雨水 pH 值及成分的影响一般来自二个方面。① 气溶胶对雨水酸度的直接影响：碱性和中性成分的气溶胶进入雨水，会中和和缓冲雨水中的酸度，如果气溶胶粒子是酸性的，那它被捕获进入雨水后，就可能使雨水 pH 值进一步降低；② 气溶胶对降水酸度的间接影响，即金属离子的催化氧化作用；气溶胶除了由于本身的酸碱性而直接导致雨水 pH 值的变化外，还具有一种间接的促使酸化的作用，气溶胶含有的金属离子，例如 Fe^{3+}、Mn^{2+}和 V^{2+}在硫的氧化过程中的催化作用。

图 6.39　卫星测量的平流层光照深度变化曲线（Schneider 等，1999）

气溶胶的沉降会对地表生态和动植物的生长带来影响，其影响程度决定于气溶胶所含成分及沉降量的多少。可吸入气溶胶粒子会在人体呼吸道内沉积，更细的颗粒则会扩散进入人体血液。如可吸人气溶胶中微量元素 Pb、As 等会造成人体慢性中毒，而气溶胶中有机成分如有机硝酸盐、苯类等会增加呼吸道疾病和癌症的发病率。

5　光化学烟雾

光化学烟雾是大气中气粒转化的重要例证。这是城市污染大气在特定天气条件下发生的。主要是由氮氧化物和碳氢化物发生光化学反应所造成，在反应过程中羟基和臭氧起着关键的作用，先产生高浓度臭氧或羟基，进而形成硝酸铵、有机硝酸盐和复杂有机化合物组成的光化学烟雾。

由于汽车废气和其它大气污染，城市大气中聚集高浓度 NO。在太阳的辐射下

$$NO + O_2 \rightarrow 2NO_2 \qquad (6.115)$$

NO_2 在紫外辐射下产生臭氧，

$$NO_2 + \hbar\nu \rightarrow NO + O(^3P) \qquad (6.116)$$

$$O(^3P) + O_2 + M \rightarrow O_3 + M \qquad (6.117)$$

但是，臭氧迅速与 NO 反应形成 NO_2，

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2 \qquad (6.118)$$

这使臭氧浓度不能增加，不能形成光化学烟雾。如果大气中有碳氢化物存在，它们的氧化作用，形成 OH 自由基，导致 NO 大量转化为 NO_2。例如，烷烃 C_4H_{10}，先与羟基反应，形成 C_4H_9，去掉中间产物，反应最后归结为:

$$C_4H_{10} + 2NO + 2O_2 \rightarrow C_3H_7CHO + H_2O + 2NO_2 \qquad (6.119)$$

C_3H_7CHO 容易分解出羟基，使上述反应重新进行，NO 不断转化为 NO_2。烯烃氧化使 NO 转化为 NO_2，由于 NO 大量转化为 NO_2，所以，紫外辐射导致大量臭氧发生，引发生下列反应生成光化学烟雾，

$$H_2O + NO_2 \rightarrow HNO_3 + O_2 \qquad (6.120)$$

$$NO + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2 \qquad (6.121)$$

$$NO + HO_2\ (RO_2) \rightarrow NO_2 + OH\ (RO_2) \qquad (6.122)$$

$$NO_2 + OH \rightarrow HNO_3 \quad (6.123)$$

$$(CH_3CO)O_2 + NO_2 \rightarrow (CH_3CO)O_2\,NO_2 \ \ (PAN) \quad (6.124)$$

$$NO + OH + M \rightarrow HNO_2 + M \quad (6.125)$$

$$NO_2 + O_3 \rightarrow NO_3 + O_2 \quad (6.126)$$

$$NO_3 + NO_2 + M \rightarrow N_2O_5 + M \quad (6.127)$$

$$NH_3 + HNO_3 \rightarrow NH_4NO_3\text{（气）} \quad (6.128)$$

$$qNH_4NO_3\text{（气）} \rightarrow (NH_4NO_3)_q\text{（晶体）} \quad (6.129)$$

$$HNO_3 + C_n \rightarrow C_n\,HNO_3 \quad (6.130)$$

$$HNO_3 + C_n\,HNO_3 \rightarrow C_{n+1} \quad (6.131)$$

式中 R 是大分子碳氢自由基；PAN 为过氧酰基硝酸盐，是光化学烟雾的主要成分；q 为分子个数；C_n 为个硝酸铵分子组成的晶粒，是光化学烟雾的另一种主要成份。

光化学烟雾在许多大城市得到确认，包括 1998 年印度尼西亚的森林大火。在西欧、雅典、墨西哥、圣保罗许多地区都有出现。NO_x 基对光化学作用已被确认。随着城市化程度的增长，光化学烟雾将更趋严重。同时，对流层臭氧层浓度的提高还会影响农作物。

第四节　　生物地球化学循环

1　碳循环

1.1　CO_2 的循环

碳是生命组成的首要元素。自然界中的碳主要是以 CO_2、碳酸盐和有机碳等形式存在。它们可以通过大气、海洋、陆地、生物、土壤、淡水系统（包括雨水、冰、河流、湖泊和地下水）、沉积物和岩石圈进行物质交换，从而构成包括物理过程、化学过程、生物和地质过程在内的多种时间尺度的全球碳循环（Carbon Cycle）。自然界中碳的分布、碳的交换通量和碳的平均滞留时间分别列于表 6.13，表 6.14 和表 6.15。

表 6.13　　全球碳分布（方精云等，2001；王明星和浦一芬，1998）

碳汇	存在形式	含碳量 (10^{15}g)
大气	CO_2：353×10^{-6} CH_4：1.72×10^{-6} CO：0.11×10^{-6}	749 4
海洋	无机碳 溶解的有机碳 生物含碳	39120 700 3
陆地生物	有机物	550
土壤	腐植质	1500
地下水	碳酸根，碳酸氢铵	450
沉积物	无机碳 有机碳	60000000 12000000
化石燃料	煤，石油，天然气	5500

表 6.14　　全球碳交换通量（王明星和浦一芬，1998）

交换通量（包括排放率）	折合碳(10^{15}g / a)
大气－海洋，CO_2 交换	78
大地－陆地生物，光合－呼吸	65
海洋光合作用	45
河流入海洋	0.56
海洋沉积	0.2
火山活动	0.9
化石燃料燃烧	6.0±0.5

自然界碳循环中最活跃的环节是大气。大气中参与碳循环的含碳气体是 CO_2、CH_4 和 CO，其中以 CO_2 为主（图 6.40）。CO_2 在大气中近于完全混合。在大气中 CO_2 和其它惰性微量气体的混合时间在半球内约 3 月，在半球间约 1 年。所以，大气圈内 CO_2 的分布存在着时空变化（Ciais 等, 1995a，b）。超过 90％的化石燃料燃烧散发在北半球，土地利用变化大多来自赤道区域。因此形成北、南半球的 CO_2 梯度。由于化石燃料燃烧 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 为－24 到－28‰，相应的形成与 CO_2 梯度呈镜像对称的 $\delta^{13}C$ 梯度。Fung 等（1997）计算大气与生物圈之间的 $\delta^{13}C$ 交换（图 6.41）。

图 6.40　CO_2 的循环和平衡（Allaby，1992b）

图 6.41　大陆生态中含碳物质的同位素值和分馏（Koch，1998）

海洋在全球碳循环中扮演着重要的角色。大气中的 CO_2 与大洋中游离的 CO_2、HCO_3^-、CO_3^{-2} 进行不间断的反复交换，由大气进入海水的 CO_2 净通量由大气和海洋表层间的二氧化碳分压差来决定。CO_2 的海一气交换速率除与大气的 CO_2 浓度、海洋环流和垂直对流等物理量有关外，与温度、盐异常和海洋生物化学过程也有密切的联系。Murphy 等（1998）通过测定数年北太平洋某地表面海水和上复大气的 pCO_2，得到两者的差值ΔpCO_2，进而计算得到大气向海洋的 CO_2 流为－0.94～＋4.1mmol CO_2 ／m^2• d。

表 6.15　各贮库碳的平均滞留期（王明星和浦一芬，1998）

蓄碳池	作用方式	滞留期
大气	总的碳交换	4 年
陆地生物	光合－呼吸作用	11 年
海洋生物		0.07 年
海洋	光合作用	490 年
海洋沉积物	与大气总交换	180000 年
总沉积物		250000 年

海洋表层和深层间碳的输送由水流运动完成。海水中 97％的碳以溶解在海水中 CO_2、HCO^-_3 和 CO^{-2}_3 的形式存在，统称为碳酸盐系统。它们之间的化学反应和平衡，以及碳酸钙的沉淀和溶解是海洋中主要的碳化学过程。

自然界的碳循环受海洋生物过程的影响较大。研究表明，海洋生物过程的主要影响力是使海洋总溶解的无机碳含量比减少。如果突然关闭现有海洋中的生物过程，将使大气中的 CO_2 含量增加许多。海洋中的生物过程大致是：在海洋近表层的透光层中，海洋的浮游植物（海洋中占较大比例的生物）由于光合作用摄取海水中的养分使表层海水中一定数量的 CO_2 转变成有机碳，同时伴随有恒定数量的生物 $CaCO_3$ 生成。这些颗粒态的物质通过水体运动被送往海洋深层，而大多数的有机物质在海水中部被氧分解，重新释放出代谢的 CO_2 气体，并最终溶入海水中随水流向上运动；部分碳酸盐粒子在深层海水中溶解，另一部分沉降到海底，成为海洋沉积物。海洋总含碳量为大气中的 60 倍，大气的 CO_2 浓度依靠大洋巨大的碳库得以保持稳定，形成海洋一大气耦合体系。

某些元素的存在会影响碳循环。除了磷和氮之外，Martin（1990）提出铁假说，认为铁与浮游植物生长速度之间存在正相关。在赤道太平洋、近北极 NE 太平洋和近北极 NE 太平洋的高硝酸盐低叶绿素（HNLC）地区（都被证实。在南部海铁与浮游植物托柄（stock）之间也有正相关。

表 6.16　换算的碳通量：全球和农业净原始生产率
与非原始的人类新陈代谢碳和河流碳通量（Stallard，1998）

碳通量	10^{15}gC / a
全球陆地净原始生产率	48～65
全球耕种	4～12
全部河流输出到海洋	0.82
溶解有机碳	0.23
特殊有机碳	0.30
硅酸盐风化	0.15
碳酸盐风化	0.14
人类新陈代谢	0.26～0.42

陆地生物圈是全球碳循环中很活跃的一个环节。陆地上的绿色植物吸收大气中的 CO_2，经过光合作用转化为有机碳，通过食物链的传递，植物体中的碳化物又成为动物体内的碳化物；而植物和动物的呼吸作用又向大气中释放出 CO_2。在土壤中，死亡生物体在微生物的分解作用下也成为 CO_2 而最终排人大气。从总体效果上说，大气与陆地生物圈之间的 CO_2 交换是从大气输入陆地。陆地生物圈从大气中吸收的 CO_2，一部分作为长寿命的有机体而保存下来，另一部分在腐烂过程中成为可溶性的无机碳被输送到地表水体和地下水中，且有一部分最终流入海洋（表 6.16）。有一些死亡的生物体在被氧化分解之前即被沉积物所掩埋而成为有机沉积物。它们经过漫长的地质演化，在热能和压力作用下转变成煤、石油、天然气等（统称化石燃料）。当燃烧它们时，其中的碳氧化成为 CO_2，排入大气。碳质岩石的形成和分解在碳循环中也起着主要作用。

溶解在雨水中的大气 CO_2 以及溶解在地下水中的来自土壤中的 CO_2 可以变成为碳酸，碳酸腐蚀灰岩形成可溶性碳酸盐，并被河流输送到海洋。海水中的碳酸盐是饱和的，使碳酸盐沉积下来，再通过不同的成岩过程，形成为灰岩、白云岩和碳质页岩。在风化过程中，岩石中所含的碳又以 CO_2 的形式释放回大气，火山爆发也使一部分岩石圈中的有机碳和碳酸盐以比较剧烈的方式气化而加入碳循环，造山带变质作用和水热作用大量释放 CO_2。地球上以岩石状态沉积存在的总碳量是海洋和大气中总含碳量的 600 倍，但是，这一碳汇不参与时间尺度较短，1000 年以下的全球碳循环。

随着人类社会的进步，工业化的加速发展，人类活动已对全球碳循环构成明显的扰动。燃料的消耗和土地的开发使用让愈来愈多的 CO_2 进入大气。目前，人类开采利用化石燃料的速度及采伐利用陆地生态系统的速度已超过自然界的适应能力。因此，大气中 CO_2 含量自工业革命开始以来，以前所未有的速度增长着，到 1990 年大气中的 CO_2 含量已增加约 25%，即从工业化前的 280×10^{-6} 增加到了 353×10^{-6}，打破了自然界的碳平衡。

相比之下，火山散发的 CO_2 远低于人类活动的结果。Sano 和 Williams（1996）根据氦和碳同位素估算消减带火山碳流为 3.1×10^{12}mol / a，高于洋中脊的 1.5×10^{12}mol / a，而从消减带地幔贡献为 0.30×10^{12}mol / a。全球总地幔碳流为 1.8×10^{12}mol / a。45 亿年散发总量有 8.3×10^{24}mol / a。

1.2　碳循环的源和汇的平衡

20 世纪 80 年代以来全球碳循环集中于碳估算中不平衡问题，即所谓“遗失的碳汇”（missing sink）。80 年代 CO_2 年平均散发为 7.1PgC，其中化石煤燃烧 5.5±0.5Pg，土地利用变化为 1.6±0.7Pg；远大于 CO_2 在大气中的年积累 3.3±0.2Pg，和海洋年吸收 2.0±0.8Pg。多余的 1.8PgC / a 的汇要求在估算中平衡，并称为“遗失的碳汇”。而陆地植被每年固定大气 CO_2 约 100 PgC，其中 50 PgC 以植物呼吸形式释放回大气，另 50 PgC 以凋落物进入土壤，再以土壤呼吸方式回到大气，两者平衡。

基于大气和海洋数据的独立分析，和一系列根据森林总量资料的 CO_2 估算表明，碳被积累在陆地生态系统中。然而，陆地积累的数量级和地区是变化的（表 6.17）。某些研究提出有一个中纬度碳汇，高达 3.5 PgC / a。这是一个纯汇；它包括人类导致源和汇。另外的研究提出散布北半球中纬度或热带的纯陆地汇。后一研究发现热带的土地相对于碳近似平衡，并且这平衡要求一个热带汇来抵消砍伐森林造成的碳释放。来自地表森林总量广泛测定出碳吸收的直接证据较大地限定为北半球中纬度地区，并且类似的但未测定的吸收也可能同样出现在热带。对未扰动热带森林地区测定的碳吸收支持这个看法。

20 世纪 80 年代大多数政府间的气候变化委员会关于全球碳平衡的情况如下：大气增加＝化石煤＋从热带土地利用变化上来的纯散发－海洋呼吸

－北半球森林再增长导致吸收－剩余地球汇（PgC / a）

3.3（±0.2）＝5.5（±0.5）＋1.6（±1.0）－2.0（±0.8）

－0.5（±0.5）－1.3（±1.5）　　（6.132）

表 6.17　不同近似方法得到地球碳的全球、北半球中纬度和热带的源和汇(PgC / a)*

（Houghton 等，1998）

方法	土地利用变化	森林总量	海洋模式	CO_2 和 ^{13}C 大气混合和变化	O2 / N2 大气混合和变化
区域					
全球	1.6±0.7		－1.7±0.8	－1.8	－2
30°－60°N	0.0±0.5	－0.5～－0.8		－3.5±0.9	－2
30°S－30°N	1.6±0.5	无资料		1.7±1.6	0
应用年份	80 年代	80 年代	80 年代	1992～1993	1991～1994
参考文献	Houghton and Hacker，1995	Houghton 1996，1997**	Sarwiento 等，1992	Ciais 等，1995	Keeling 等，1996

* 由于近似中时常包括不同过程和用于不同的时间周期，通量的估算值不具可比性。例如，基于土地利用变化的估算包括仅从人类活动改变的生态系统。基于森林库存的估算仅适合北半球中纬度。另外三个近似估算包括土地利用和环境导致变化的总的纯陆地通量。负值表示碳在土地上的积累。

** 数据来自加拿大，美国，欧洲，和前苏联。

残余地球汇被认为是下列的联合效应：CO_2 增殖，氮沉降和矿化，和气候的年际变化，所有这些可能导致地球上增加碳贮存。然而，在上式中陆地通量的贡献内，来自土地利用变化的热带源，北半球森林再生造成的吸收，和残余通量有点不准确。

Houghton 等（1998）提出一个全球碳平衡的方程：

大气增加＝化石煤＋土地利用改变导致的纯散发－海洋吸收－残余地球汇（PgC / a）

3.3±0.2＝5.5±0.5＋1.6±1.0－2.0±0.8－1.8±1.5　　（6.133）

残余地球吸收的碳汇是在北半球中高纬度森林观测到。Fan 等（1998）提出 1988～1992 年大气 CO_2 以 2.8PgC / a 速度增加，估算全球陆地吸收 1.0～2.2PgC / a。北半球大气 CO_2 平均比南半球高 3×10^{-6}，自北向南大气 CO_2 浓度减少 $4\sim5\times10^{-6}$。Fan 等（1998）给出北半球陆地上的大气 CO_2 浓度分布。

基于大气、森林和全球碳估算证实北半球中高纬度森林的过量吸收，但对其机制尚不理解。包括 CO_2 增殖、氮沉降、升温导致氮矿化和以前损坏后森林再生长的四个机制能解释这个碳汇，但它们相互之间的重要性仍不清楚。可能的是，多个机制普遍运转。

修正的地球碳贮库内未来各种机制的重要性被定性地估算于表 1。在世界上具有较高 CO_2 和较高温度情况下联合的纯效应尚难确定。可能一个更大的不确定是在未来世界上原始森林的空间范围，它被任何机制用作碳汇。两个机制用来解释现代碳吸收和提供依赖于森林的负反馈。如果森林面积持续减少，这个效应将包括附加的碳释放到大气和增加贮存能力的减少。确实，土地利用变化的影响可能造成考虑关于正与负生物反馈比较讨论。

在地球碳贮库和全球变暖之间存在着反馈的证据。全球土地表面温度记录显示在 1880 与 1940 年之间有约 0.6℃的逐渐增加，平均 0.01℃，在 1940 与 70 年代中期之间有 0.1～0.2℃减少，平均 0.005℃，和在 20 世纪 70 年代中期与 1993 年之间有 0.6℃更陡峭增加，平均 0.03℃。在记录中最暖的十年在 80 年代和 90 年代。我们下面讨论这些温度上的变化是否联系这些因素，首先，是否联系着地球贮库的改变；其次，是否联系着大气中 CO_2 浓度增加速度的年变化。

图 6.42　土地上碳的年积累（实线表示方程中碳的残余通量，通量中不包括土地利用变化，PgC / a），CO_2 浓度（点线，×10－6 体积）和全球大气平均温度上的年偏差（方块，℃）（Houghton 等，1998）

Houghton（1995a）分析支持，自 1940 年由地球生态系统造成碳积累上的年变化与全球温度负相关；正的温度变化造成土地上年碳积累的减少，温度变化随着贮库滞后达 7 年（图 6.42）。地球碳贮库的趋势一般也与 CO_2 浓度上升一致。温度表现为比 CO_2 浓度更重要，在 1940 年与 70 年代中期的冷却看来与碳贮库滞后 7 年的增加相匹配。而 1940 年以前温度与地球碳贮库变化不相关。基于大气直接观测，1958 年以来的数据支持地球生态系统的碳平衡对温度变化速度是灵敏的，并支持升温有一个正反馈。

Kuo 等（1990）等的研究表明，随着 CO_2 浓度变化在温度与 CO_2 浓度之间存在一个正相关，一般温度滞后 6 月到 1 年（图 6.43）。Keeling 等（1989a）的资料表明，温度每升高 1℃，CO_2 浓度近似增加 3，相应于 6。这一图式与升温导致海洋表面水 CO_2 释放一致，也与升温使陆地通过呼吸速度增加释放一致（包括土壤中有机物分解速度）。Turmbore 等（1996）证实土壤可能造成明显的气候变化，并且它对温度是灵敏的。Keeling 等（1989b，1995）也支持大气 CO_2 变化与陆地纯生态系统产量的变化相吻合，由于湿度与温度有关。

图 6.43　残余 CO_2 浓度（虚线，包括化石煤、平均海洋吸收和季节变化移动）和在平均全球表面温度上的年偏差（实线）（Houghton 等，1998）

1991 年 Pinatubo 火山爆发，全球表面温度的改变同样联系着 CO_2 增加速度的异常。1970～1990 年间 20 年平均全球升温约 0.2℃ / 10 年，1991 年 6 月至 7 月 Pinatubo 火山爆发后火山灰和含硫气溶胶降低地球温度 0.5℃，大气中 CO_2 积累速度突然下降，从 80 年代年平均值的 32 变到 1992 年的 12。1992 年后大气逐渐清洁，变暖趋势重新开始，1998 年是记录中最热的一年。CO_2 增长速度也是增加的。

Braswell 等（1997）报导在全球月温度与大气 CO_2 增长速度之间的负相关，反相关表现为在温度与 CO_2 浓度之间。他们采用 1982－1991 年卫星微波探测的温度数据适用于较低的对流层，而不是地球表面，并可能包含虚假的趋势。分析表明温暖年度晚于大气增长速度减少的 2 年以后。这样，温暖年度表现为导致地球吸收的增加。有趣地是，分析也表明在异常温暖月份以后 1～6 月和 6～8 月显示增加的 CO_2 增长速度（减少的地球吸收）。这些正相关类似于上述的图 6－14 中 6 月滞后和图 6－13 的 7 年滞后。Braswell 等（1997）提出只有 2 年滞后的负相关。

CO_2 中的 ^{13}C 含量提供一个区别陆地和海洋贡献给大气 CO_2 的灵敏方法。可惜，得出两种状况下 CO_2 中 ^{13}C 含量年变化数据相互矛盾。Francey 等（1995）未显示 Kelling 等（1995）描述的厄尔尼诺效应。更重要的是，两者在陆地碳通量与全球温度漂移之间的相关上是抵触的。Francey 等（1995）作为温度年漂移的函数的陆地通量显示负相关；而 Kelling 等（1995）的数据上是正相关。

南方涛动（SO）期间 CO_2 一般处于增加状态，这为 CO_2 的连续测定所证实。研究表明，增加幅度与光合成或冬天呼吸增长相符，或者两者都有。Myneni 等（1997）研究表明，1981～1991 年卫星观测绿色，即光合成时间增加，这支持在此期间的增长至少部分由于北半球高纬度生长季节加长。Myneni 等（1995）早期研究表明，在年绿色范围与 CO_2 浓度的年增加速度之间的正相关。Katul 和 Albertson（1999）测定和模拟森林顶盖 CO_2 的源、汇和流。

目前看来，在月到一年的时间尺度上温度与释放到大气的 CO_2 数量之间表现为正反馈。在年际尺度上，^{13}C 的不同的分析支持在温度与地球碳贮库之间有或正或负的相关。与之类似，南方涛动时间段中 CO_2 增加，是否联系着地球碳的正或负的变化是不清楚的。基于跨越十年趋势温度和大气 CO_2 之间关系的解释，被在起因和效果之间的未知时间长度的可能滞后变得复杂。

Keeling（1988），Bender 等（1994）报导测量空气中 O_2 / N_2 比小量变化的新方法。Keeling（1988），，Bender 等（1994）提出 O_2 / N_2 比变化反映海洋和陆地的碳通量。它与 CO_2 浓度一样，随光合作用、呼吸和焚烧而改变。然而，O_2 在海水中的溶解远低于 CO_2，这造成 O_2 给出的碳通量信号比 CO_2 更清楚。海洋中 O_2 / N_2 比的季节变化反映生物净生产速率。Bender 等（1996）讨论 1991－1994 年南半球 O_2 / N_2 比和碳循环的变化。

1.3　其它形式的碳循环

参与全球碳循环的其它含碳气体有 CH_4 和 CO 等。CH_4 在大气中很少，仅 10^{12}～10^{14}gC / a，比 CO_2 低几个数量级。CH_4 循环对总碳循环的贡献约为 1%。Houghton 等（1996）测定，近数十年约以每年 0.5～0.9%的速度增加。在本世纪 CH_4 分子增加是 CO_2 分子升温潜力的 25 倍。近年，每年向大气散发 CH_4 约 535×10^{12}g / a，净增 30×10^{12}g / a。大气 CH_4 的 80%来自地表土壤中微生物的氧化。CH_4 在大气中的寿命为 10 年，大部分是在对流层中与羟基反应被破坏。在大气中它通过一系列化学反应转化成为 CO_2，也可以被地面土壤所吸收，后者估计有 15～45Tg / a。可以用同位素来研究 CH_4 在土壤中的氧化过程。

图 11.6　从格陵兰和南极冰心萃取空气和当今大气样品中 CH_4 浓度$\times10^{-9}$ 体积

（Cicerone 和 Oremland，1988）

表 11.2　大气中 CH_4 源和汇的估算$\times10^{12}$gCH_4 / a

源	范围	可能范围
	天然	
湿地		
热带	30～80	65
北纬	20～60	40
其他	5～15	10
白蚁	10～50	20
海洋	5～50	10
新鲜水	1～25	5
地质	5～15	10
小计		160
	人为	
关于化石燃料		
煤矿	15～45	30
天然气	25～50	40
石油工业	5～30	15
煤燃烧	5～30	15
废物管理系统		
垃圾处理厂	20～70	40
动物废物	20～30	25
家庭污物	15～80	25
肠道发酵	65～100	85
生物体燃烧	20～80	40
大米塾物	20～100	60
小计		375
总计		535
汇		
与 OH 反应	330～550	445
移入平流层	25～55	40
移进土壤	15～45	30
总计		515
大气总增加	30～35	30

在大气中 CO 是低浓度（45～250×10^{-9}）和短寿命（表 11.3）。CO 影响对流层光化学作用，特别是影响 O_3 和 OH 的浓度，它们是对流层主要氧化剂。土壤－农作物系统与大气之间的相互作用明显影响 CO 的大气平衡（Prather 等，1995）。一般认为，土壤每年吸收大气 CO 约 190～580 Tg。然而，在亚热带和热带干土壤中也观察到 CO 净生产。

表 11.3　　大气中 CO 的源和汇×10^{12}gCO / a

源	流
化石燃料	300～550
生物体燃烧	300～700
植物	60～160
海洋	20～200
甲烷氧化	400～1000
NMHC 氧化	200～600
总计	1800～2700
汇	
OH 反应	1400～2600
平流层破坏	约 100
土壤摄入	250～640
总计	2100～3000

CO 的主要源包括化石燃料燃烧、生物体燃烧中的不完全燃烧、以及 CH_4 和非 CH_4 碳氢化物氧化。对于 OH，它是主要的汇。对流层有足够 NO_x 时它涉及 O_3 的生成。可以用 ^{13}C 和 ^{18}O 研究 CO 源的状况。Huff 和 Thiemens（1998）测定 CO 及其源的 ^{17}O / ^{16}O 和 ^{18}O / ^{16}O 比。

CO 的源和汇很好地平衡，并用于预测 CO 混合比。土壤一般认为是纯 CO 汇，它通过微生物把 CO 氧化成 CO_2。Moxley 等（1998）提出不同的观点。中苏格兰林区、草地和耕地环境中空气干燥的矿物土壤是纯 CO 源。随着 104℃烘干生成速度增加。在用高压和 γ射线辐照杀菌时土壤也产生 CO。这表明 CO 生成过程涉及腐植质的非生物分解。一般潮湿土壤是纯 CO 汇。

研究表明，部分氧化的挥发性有机碳化物（partially oxidized volatile organic compounds，POVOCs）在对流层光化学有重要作用。特别是丙酮光解提供 HO_x（OH＋HO_2）根的重要来源，正如隔离 NO_x 的通道一样，以过乙酸硝酸盐（peroxyacetylnitrale）形式，提供相对惰性的在中、上对流层 NO_x 暂时储库（McKeen 等, 1997）。所以，POVOCs 在臭氧和羟基化学中有明显作用。

陆地植物散发出多种反应有机化合物，包括异戊二烯（isoprene）、萜烯（terpenes）、和氧化的化合物，它们对非 CH_4 碳氢化物的全球估算有重要贡献。Tarr 等（1995），Sanhueza 等（1998b）研究表明，每年地球生物体分解量约为 6～8×10^{16}g。其中从植物散发的异戊二烯占散发到大气中碳氢化物的全球散发量的 40％（Guenther 等，1995；Lerdau 和 Keller，1997）。在大气中异戊二烯以与羟基、臭氧和硝酸根反应而快速氧化。异戊二烯氧化导致 CO 和有机酸的形成。依赖 NO_x 浓度，异戊二烯氧化或产生，或消耗对流层臭氧 Keller 和 Lerdau（1999）测定中考虑光和温度对散发率的影响，异戊二烯散发率大于 0.8nmol$m^{-2}s^{-1}$。

食品工业中已经了解到由于非酶热化学反应，也称 Maillard 反应，导致生物体被加热时形成挥发性有机碳化物（VOCs）（Ikan 等，1996）。例如，焙烧咖啡时高温产生具有愉快芳香味道的挥发性有机碳化物（VOCs）组合。任何生物体分解时，诸如，叶、草、木形成多种 POVOCs，形成速度依赖于温度。然而，甚至在室温条件下以天或星期为周期的时段内也有明显数量的 POVOCs 产生，其中大量是丙酮、乙醛、甲醇、乙醇、醋酸和其它化合物。Evershed 等（1997）研究表明，有机物分解时 Maillard 反应造成大量 VOCs，其温度不高于周围温度。与热化学过程相比，细菌作用同样提供 POVOCs，但形成数量减少。Warneke（1999）提供死亡植物物质在非生物过程中 POVOCs 的形成。测定丙酮和甲醇的相对散发至少分别达 10^{-4} 和 3～5×10^{-4}g / g。利用这一结果外推甲醇年散发率 6～8Tg，甲醇年散发率 18～40Tg。

1.4　人类活动

根据 Sundquist（1986）等的数据，人类活动在过去千年内排放到大气的碳约 2000～4000GT。

人类活动对自然界碳平衡的破坏，不仅导致大气 CO_2 浓度的升高，还影响地球上其它的碳汇。其它碳汇几乎吸收人为排放 CO_2 的一半以上。从表 6－14 看出，只有海洋和陆地生物碳汇与大气碳汇能够进行快速的二氧化碳交换，因此，这两个碳汇首当其冲。大气中的 CO_2 主要靠植物和海洋来吸收。在一定的光和水的条件下，大气 CO_2 含量的增加，促使植物的光合作用加强，从而调节大气 CO_2 浓度。海水表层吸收 CO_2 的能力也因大气中 CO_2 分压值的提高而加强，海水中溶解 CO_2 的增加又会引起海水的碳酸盐系统发生改变；另外海洋内部的生物活动也是很重要的人为排放 CO_2 汇。海洋吸收人为排放 CO_2 的快慢在很大程度上决定了大气 CO_2 浓度的增长速度。土壤是陆地上最大的碳汇。土壤中的碳贮量大约两倍大气中的碳贮量和生长植物碳贮量三倍。显然，土壤碳汇大小的变化将改变大气 CO_2 浓度，并影响全球碳平衡。土地利用变化改变土壤环境进而影响微生物生长和分解过程，它们把植物碳转变为土壤有机物和 CO_2。由于缺乏土壤中的基本动力学知识，在土地利用变化中土壤碳汇的数量级和时间，尚不确定。Wang 和 Amundson（1999）对 1994 年 8 月到 1995 年 10 月美国加里福尼亚州中部的选定土壤测定 CO_2 通量，发现它与温度负相关，与湿度正相关

Nadelhoffer 等（1999）讨论人类活动造成的固氮作用，使植物生长茂盛，从而消耗北半球大气中的 CO_2。即氮循环对全球碳循环的影响。

目前人为活动还未影响到沉积岩中碳。但是研究表明，如果人为排放 CO_2 继续增加，海洋沉积物中的碳可能首先受到扰动，这将使自然界碳循环产生不可逆转的变化，这已引起国际学术界普遍重视。对此，Walker 等（1981）提出气候与构造作用之间存在内在联系，要求 CO_2 去气与硅酸盐形成 CaO 的化学风化速度之间必须以某种方式形成平衡。Berner（1997）认为这种匹配关系可能通过一种涉及大气 CO_2 含量活动的办法来维持。Broecker 和 Sanyal（1998）不顾 Raymo 和 Ruddiman（1992）的反对意见，坚持认为 CO_2 的化学风化反馈是大气 CO_2 含量稳定化的主要机制。Murphy 等（1998）测定 1985 到 1987 年内近北极太平洋海洋表面 pCO_2 的时空变化。平均差别约为 25 μatm。

碳循环的研究中使用许多模式。例如，Stephenst 等（1998）利用测定的大气 O_2 和 CO_2 数据试验全球海洋碳循环模式。Archer 等（1998）讨论用海洋 $CaCO_3$ 抵消化石燃料产生 CO_2 的海洋环流和碳循环模式。Joos 和 Bruno（1998）研究陆地和海洋碳汇的长期变化，以及 ^{13}C 和 ^{14}C 的估算。而 den Elzen 等（1997）研究全球碳循环和氮循环。

2　氮循环

氮是生物体有机分子，例如，蛋白质和叶绿素的基本组分，是大多数生态系统中控制其动力学、生物多样性和功能特征的主要限制因子。固定氮还影响着草本植物群及其捕食者的增长和动力学。

氮以气态氮循环（nitrogen cycle）的形式通过生物圈进行运动。虽然大气中含有 78％的 N_2（图 6.44），但在许多生态系统中，特别是中纬度和高纬度的生态系统不能利用 N_2。只有某些微生物才具有直接利用 N_2 的能力。直接利用 N_2 的过程称为固氮作用（nitrogen fixation）。有一类固氮的微生物是生长在土壤中的某些菌种；还有某些蓝藻也能固定氮气。氮必须首先通过固氮作用把 N_2 转变成可反应形式，例如 NH_4^+，才能被生物体系所利用，而后，土壤中的有机氮化物可以放出，转变成 NH_2OH、HNO、NO、NO_2^-、N_2O 和 NO_3 等氮氧化物，最后，再通过脱氮化（denitrification）作用再转变回 N_2。这就是氮的基本循环过程。

图 6.44　氮循环示意图（Smil，1997）

人类活动干扰这一循环，主要表现在固氮作用远远超过脱氮化作用。人类在农业、化肥工业和家庭活动，以及化石燃料燃烧等都大大增加全球的固氮作用。这些氮化物在世界环境问题上，诸如气候变化，土壤酸化，地下水和地表水污染有重大作用。N_2O 是一种长寿命的温室气体，它通过部分转变为 NO，在平流层臭氧化学上有主要作用。硝酸和氨（NH_3）影响大气和土壤的酸碱度。NO_x

包括 NO 和 NO_2 在对流层化学上有重大意义，并控制着对流层的氧化能力。NO_x 浓度水平控制对流层 O_3 数量。在低 NO_x 浓度水平（10～20×10^{12}）CO 和 CH_4 氧化时 O_3 和 OH 根被破坏；而在高 NO_x 浓度水平时（＞30×10^{12}）由 NO_x 把 CO 和 CH_4 氧化，导致 O_3 和 HO_2 形成，并对 OH 浓度进行控制，这也是对流层的重要氧化事件。

目前，人为活动对全球氮循环的影响程度远大于其它任何元素的影响。大气中近于全部的氮以 N_2 形式存在，不能为生物体所直接利用。生物学上有效的反应氮来自天然的生物固氮和闪电以及人为过程，诸如化石燃料燃烧、引擎燃烧、增殖过程和豆科植物种植等。现在，人类活动从大气中转移了大量的氮，使其成为生物可利用形态。这要比所有自然过程固定氮的总和还要多（表 12.3）。可反应的氮化物通过化学和微生物过程转变为其它反应化合物。最后，可反应氮为生物所脱氮转变回 N_2 和少量 N_2O 产物。然而，最近提出在生物体燃烧时的 N_2 产物在亚热带和热带生态系统的氮估算中可能有重要作用，并可能涉及来自热带草原的氮减少。

表 12.3　　数十年 N_2O 源和汇估算×10^{12}gN／a

源	流
天然	
海洋	4
热带土壤	
湿森林	3
干草原	1
温带土壤	
森林	1
草地	1
小计	10
人为	
耕地土壤	3.5
生物体燃烧	0.5
工业源	1.3
牲畜和食物	0.4
小计	5.7
总计	15.7
汇	
平流层破坏	12.3
土壤微生物活动	?
大气增加	3.9
总计	16.2

人类工业和农业的发展增加氮化物的散发、转运和沉积。如果没有人类活动，固氮主要在大陆上进行，初始的反应氮源约有 90～130 TgN／a。这与天然的脱氮量大致平衡。人类活动导致大约有附加的 145 TgN／a。这里，仅有部分人为氮是已知的。在大气中以约 3.9Tg N／a 速率积累 N_2O（Prather 等，1994）。沿岸的海洋通过河流或大气圈沉降接纳 59 TgN／a。剩余的 82 TgN／a 或是贮存在大陆的地下水、土壤或植被中，或是脱氮成为大气中的氮。

全球氮循环估算中，难以解释的是大气中 N_2O 增加。基本问题是 N_2O 天然源和人为源的定量，以其随时间的变化。N_2O 是大气中的天然组分之一，其浓度在数十年间加速增长。

全球人为 N_2O 散发总量在过去 20 年有明显变化。在 20 世纪 80 年代煤燃烧被认为是最主要的 N_2O 人为源，但测量数据表明有误差。目前被接受的观点是天然或人为的散发来自大范围的生物源。1994 年 IPCC 介绍近于平衡的全球 N_2O 估算。提出估算农业导致 N_2O 散发的修订方法，包括在全球氮循环上农业的全面效应，并提供造成的 N_2O 散发的错误因子，例如，对于从农业土壤、动物废物管理系统和通过渗滤和挥发由农业间接造成氮散发减少等。Kroezet 等（1999）介绍基于 Mosier 等（1998）修订结果，对 1500～1994 年间全球氮氧化物的估算，利用简单大气箱模式估算 N_2O 随时间的变化。

Kroeze 等（1999）假定 19 世纪以前天然土地转为农业耕地未影响 N_2O 散发，并认为大气 N_2O 增加主要来自粮食生产体系的变化。在 20 世纪农业耕地迅速扩大，导致 N_2O 纯增长。基于计算 N_2O 总散发量从 1850 年的 11TgN／a 增加到 1970 年的 15 TgN／a 和 1994 年的 18 TgN／a（图 6.45）。Randel 等（1994）报导在上部大气研究卫星（UARS）上的低温测角列阵基准谱仪（CLAES）测定 N_2O 带状平均结构和季节变化。Strahan 等（1999）用 NASA 的 ER－2 飞行器上的可调谐激光吸收谱仪（ATLAS）在不同纬度和高度就位测定 N_2O 的季节平均分布。Hall 和 Matson（1999）测定热带森林土壤中 N_2O 和 NO，这是大气中的重要组分。

图 6.45　计算得出的 1700－1994 年 N_2O 的全球散发量（Kroezet 等，1999）
实线：总量；虚线：人类影响；长短线：天然

由于人类活动增加 NH_3 向大气的释放量，并且 NH_3 为主要源的下风区出现氮沉降。氮的人为输入导致滨海陆地和水生生态系统的变化。沉降接受高氮输入地区域出现土壤中氮饱和，导致森林退化或土壤酸化。1mol（NH_4）$_2SO_4$ 输入可以在氮化过程中释放 4 mol 的酸素（H^+）。干的 NH_3 沉降在氮化时也会释放一个质子。然而，这只是简化的图象，NH_3 或 NH_4^+ 输入大气导致的纯酸化是复杂的，并随土壤的营养状态而改变。可能全球 NH_3 散发量造成的酸化既大于 SO_2 的目前散发量，也大于包括 NO 和 NO_2 的氮氧化物目前散发量。

近 15～20 年来 NH_3 在大气化学中的重要性已被承认。氨与 H_2SO_4 在大气中反应。O_3 与 SO_2 的反应受 pH 限制，有 NH_3 存在时中和液滴上的 H_2SO_4，使 SO_2 进一步氧化。其次，H_2SO_4 的使用效率导致 NH_x 运移距离的增加，正如 NH_3 气体的干沉降比 NH_4^+ 颗粒快 5～10 倍。

NH_3 也影响全球气候。如上所述，NH_3 通过大气化学反应，以影响硫酸盐粒子的浓度和化学组成的方式与对流层中硫循环相互作用，主要是浮游海藻的二甲基硫化物（DMS）散发。硫酸盐粒子对太阳辐照有明显的负效应，或者以可见光和紫外线辐射的背反射，或者通过形成云的凝聚核和造成云的漫反射率增加，间接增加云的寿命，从而减少地表的瞬间加热。这个效应可以抵消温室气体的正效应，虽然它的作用量级和范围还不能确定。

NH_3 散发与太阳辐照力的最终相互作用是它影响 N_2O 散发。用 Hutchinson 和 Brams（1992）建立的（NH_4）$_2SO_4$ 促进 NO 或 N_2O 生产。这样，增加 NH_x 沉降可能导致对流层 O_3（从 NO 散发）和 N_2O 增加，进而增加太阳辐照力。

近 20 年对全球 NH_3 散发进行估算，但其空间分辨仅为 10°×10°。Bouwman 等（1997）提供 1°×1°的结果，给出 1990 年全球 NH_3 散发量的估算值（表 6.19）。

表 6.19　全球大气 NH_3 散发量估算（Mt／a）（Bouwman 等，1997）

	Schlesinger 和 Hartley，1992	Denener 和 Cruzen，1994	Bouwman 等，1997
水陆牲畜	19.9	14.2	14.0
猪	2.0	2.8	3.4
马－骡－估计	1.8	1.2	0.5
羊－山羊	4.1	2.5	1.5
家禽	2.4	1.3	1.9
野生动物	—	2.5	0.1
动物总量	32.3	24.5	21.7

合成肥料	8.5	6.4	9.0
未扰动生态系统	10	5.1	2.4
庄稼地	—	—	3.6
生物体燃烧	5	2.0	5.7
人类粪便	4	—	2.6
海面	13	7.0	8.2
化石燃料燃烧	22	—	0.1
工业	—	—	0.2
散发总量	75	45.0	53.6

在氮循环中主要的生物地球化学反馈是氮的增殖和在氮矿化上的温度反馈。从增殖和来自化石燃料燃烧产生的氮氧化物增加天然生态系统土壤中的营养素，这造成生态系统产率增加，即氮的增殖。这使 20 世纪 80 年代植被 CO_2 呼吸以 0.2～1.0GtC / a 提高，具有约为 2GtC / a 的上限。然而，高的氮附加水平，大于 50kgN / a 也联系着酸化，它能破坏生态系统。全球升温增加氮的分解和矿化，并因此使原始生产量增加，特别是在北纬。这温度反馈可能抵消从北方土壤释放 CO_2 的增加，这称为土壤呼吸的温度反馈。

近二十年来由于全球性的通过大气和水的氮循环量的增加，已导致全球性或地区性的环境问题不断出现。例如：气态氮氧化物增加已经显著地影响了气候和臭氧层的变化、硝酸盐的淋溶和流失已经影响了水质以及河流、湖泊、海湾及大洋近岸带的水生生物的生物量。亚洲地区近 20 年的发展使得氮在这一地区流动程度已居世界之最，而且已经表现出对全球循环的显著影响。

3　硫循环

硫是一个关键元素，是植物的主要营养元素，是许多蛋白质的基本组成。以硫酸盐形式存在的硫是海水中次大丰度的阴离子，并且它是天然水，即河水、降水和云中酸碱平衡的重要因素。硫酸根离子联系的酸度对天然雨水 pH 值十分重要。气溶胶上的硫酸盐也被确定对阳光散射有重大贡献，并且作为大气凝聚核的主要组成。上述两个作用使大气硫酸盐在全球气候中有潜在的重要意义（Charlson 等，1992）。硫酸盐气溶胶提供不均匀化学反应的表面，这对较低的对流层、以及较高对流层和较低平流层十分重要。另外，气体 SO_2 是空气污染物，影响植物、动物、包括人类。

大气中的 SO_2 是人类和自然营力共同作用的结果。它们以化石燃料燃烧方式大量直接释放进入对流层，并且通过土壤内有机物氧化，海洋 DMS 和 H_2S 氧化，火山喷发和生物体燃烧方式进入大气。SO_2 循环涉及 SO_4^{2-}、$S_2O_3^{2}$、S^0 和 H_2S。

SO_2 与 OH 快速反应形成 HSO_3，再与 O_2 反应形成 SO_3。SO_3 与水反应溶解在云和气溶胶。作为这一过程的结果，SO_2 转变成 H_2SO_4。一般 SO_2 最大浓度紧靠近源区，SO_2 数量随与源区距离增加快速减少，表明它在对流层的短寿命，典型的只有数天。清洁大陆空气中 SO_2 含量＜10^{-9}。SO_2 边界层 2km。平流层中的 SO_2 约 85％是从对流层气体中垂直转运来的，其它部分为 DMS（9％）和 OCS（6％）的氧化。在干的平流层，特别是下部平流层的 OH 含量相对较低，SO_2 寿命达数周。SO_2 转变成 H_2SO_4 形成平流层气溶胶。

表 13.1　　近地表硫的活动贮量

贮量	×10^{18}gS
大气	0.0000028
海水	1280
沉积岩	
蒸发岩	2470
页岩	4970
陆地植物	0.0085
土壤有机物	0.0155
总计	8720

近地表硫的活动贮量见表 13.1。Rodhe（1999）给出大气硫平衡中主要贮存量和流量（图 6.46），和 1860 年以来北半球人为硫散发的变化（图 6.47）。可以看出，人为硫散发是自然的 2～3 倍。表 6.20 给出 90 年代散发到大气中的硫，包括海盐和土壤尘的估算值。

图 6.46　在大气硫平衡中主要贮存量（TgS）和流量（TgS / a）（Rodhe，1999）
括号内为存留时间。D 和 W 分别代表干和湿沉降

图 6.47　1860 年以来北半球人为硫散发的变化（Rodhe，1999）

表 6.20　90 年代散发到大气中的硫，包括海盐和土壤尘（Rodhe，1999）

	值（TgS / a）	近似范围（TgS / a）
自然：海洋（DMS）	20	10～50
土壤和植物（DMS）	2	1～4
火山（SO_2）	8	4～16
自然总量	30	15～70
人为：工业（SO_2）	70	60～80
生物体燃烧（SO_2）	3	1～5
人为总量	73	60～85

二甲基硫化物（CH_3）$_2$S（DMS）是海洋向大气散发的最大生物源，是浮游生物（phytoplankton）中的生物过程产物。它通过形成散射太阳辐射的气溶胶和云凝聚核使全球气候变冷。DMS 散发估计约占释放到大气中的天然含硫气体总量的 60％。在清洁背景海洋中边界层（BL）空气内 DMS 主要被 OH 和比较少的情况下被 NO_3 所氧化。研究表明，在对流层通过 OH 作用 DMS 氧化形成 SO_2、甲烷磺酸（methane sulfonic acid, MSA）、二甲基硫氧化物（dimethyl sulfoxide，DMSO）、二甲基砜（dimethyl sulfone，$DMSO_2$）和其它少量产物。DMS－OH 反应的详尽的动态研究沿两个独立的途径进行：萃取和添加（Hynes 等，1986）。在两个途径中 SO_2 重新作为产物出现。DMS 与气溶胶的连接是考虑行星气候体系的重要组成。Chen 等（1999）报导 1991 年和 1994 年在北太平洋北纬 0°～30°范围用 NASA 飞行器取样，同位素稀释（ID）/ 气相色谱（GC）/ 质谱（MS）技术测定的结果。DMS 流量处于从 0.6 到 3.0μ mol / m^2 • d。

然而，大气中最多的含硫气体是羰基硫 COS（OCS），平均浓度约为 500×10^{-12}（表 13.3），即大气约含 2.8×10^{12}gS。COS 在大气中存留时间约五年。COS 主要来自海洋有机物分解时的光化学反应。COS 主要在对流层为羟基所氧化。

表 13.3　大气中的 COS

源	流
海洋	0.17
土壤	0.14
生物体燃烧	0.07
化石煤	0.02
火山	0.01
CS_2 氧化	0.18
DMS 氧化	0.09
小计	0.68
汇	
为 OH 所氧化	0.17
平流层光分解	0.02
植物摄入	0.23
小计	0.42

Capaldo 等（1999）报道海洋上航船是 SO_2 的主要污染源。

南半球高纬度地区是研究大气硫循环的理想场所。从海洋生物散发的 DMS，和火山爆发造成的硫零星分布。它们积聚在冰帽上，Hammer（1977）首次在极地冰中揭示一系列火山爆发的“酸层”记录。之后，Legrand 和 Delmas（1987）等基于硫酸沉降微粒估算 SO_2 散发的数量级。Devine 等（1984）根据灰中硫含量的岩石学研究考虑爆发对气象 / 气候的冲击（尘蔽系数），估算散失能量（火山爆发系数）。Legrand 和 Wagenbach（1999）利用南极沿岸地区积累的十年气溶胶资料，研究火山对大气硫循环的影响。自从 1963 年 Agund 山之一，Pinatubo（15°N）喷射 10～20Mt 的 SO_2 到中平流层。1991 年 8 月 Cerro Hudson 火山（45°S）爆发喷射 2Mt 的 SO_2，大部在 14km 以下。Legrand 和 Wagenbach（1999）研究 1991 年 10 月到 1993 年 10 月南极沿岸边界两个地区气溶胶中硫酸盐和 MSA 记录得出，非海盐硫酸盐（nss SO_4^{2-}）分别超过 44 和 48ng / m^3，在无火山年平均约为 150ng / m^3。而在 1991 年春季 nss SO_4^{2-}，超过春季平均浓度 100～150ng / m^3。这显然来自 Cerro Hudson 火山气溶胶在较低的平流层极区涡流下面以及对流层的中、上部位的明显运移。在 1992 年冬季在 nss SO_4^{2-} 近于 10ng / m^3 的背景条件下，1993 年 Neumayer 地区达到 78ng / m^3，这是 Pinatubo 火山气溶胶通过平流层 / 对流层气团交换的结果。这些也记录于南极雪中。1982 年的 El Chichon 火山爆发的硫酸盐尘 2～3 倍低于 Pinatubo。另外，在 1992～1993 年未发现硝酸盐水平有明显增加，说明火山气溶胶从南极较低平流层转移硝酸盐到南极边界地区能力有限。

硫循环涉及海洋和大陆硫化物和硫酸盐，主要是黄铁矿和石膏。细菌还原硫酸盐过程使沉积物中 ^{34}S 亏损，正如生物光合作用使海水亏损 ^{13}C。Paytan 等（1998）给出 65Ma 以来海洋硫和碳同位素变化，反映其间氧浓度变化，也说明各种元素循环之间的彼此相关性（图 6.48）。

图 6.48　新生代海相碳酸盐和蒸发石膏的同位素记录（Petsch 和 Borner，1998）

P：更新世；Pi：上新世；M：中新世；O：渐新世；E：始新世；Pa：古新世

4　磷循环

磷是生命的必要元素，全球磷循环见图 12.6。磷是不具有气体组分的地球化学元素，然而大多数土壤的氧化还原潜力是高到允许形成磷化氢（PH_3）。在磷化氢上全球磷流可能＜0.04×10^{12}g / a，通过大气中以磷尘和海沫形式的磷流（1×10^{12}g / a）也小于全球磷循环的其它方式。不同于全球氮循环中的运移，全球磷循环磷再活动的主要来源不是由细菌反应提供的。近于所有地球生态中的磷基本来自磷灰石的风化。植物根系分泌液能增加风化速度。无论陆地或海洋，生物存在是磷酸盐的再循环中的有机物形式。

图 12.6　全球磷循环$\times10^{12}$gS（Jahnke，1992）

全球磷循环中主要的磷流是河流，它每年运移 21×10^{12}g 到海洋（Meybeck，1982）。其中 10% 进入海洋生物，大部分存在于土壤内。海洋中磷灰石的溶解产物仅约 10^{-58}。在海洋 pH 为 8.0，与磷灰石平衡的磷酸盐浓度约 10^{-8}mole。深海水平均磷含量约 3×10^{-6}M。磷在海洋中平均存留时间约 2.5 万年。开放海洋中磷沉积约 2×10^{12}g / a（Howarth 等，1995），大致等于河流运移到海洋中的总磷量（王世杰，生物地球化学循环）。

第五节　生态系统和生物多样性

英国生态学家 Tansley（1935）首先提出生态系统（ecosystem）概念，强调系统中生物和非生物组分在结构和功能上的统一。生态系统是指一定时间和空间范围内，生物（一个或多个生物群落）与非生物环境通过能量流动和物质循环所形成的一个相互联系、相互作用并具有自动调节机制的自

然整体（沈国英和施并章，2002）。生态系统在参与全球的物质（如温室气体）、能量和水循环中起着重要的作用，它本身又受着气候变化的严重影响。目前对其中各种反馈过程的定量了解是相当缺乏的，而在气候模式中如何正确表述这些过程更是一项艰巨的任务。

20 世纪 70 年代以来，日趋严重的生态环境问题极大地扩展了生态系统的空间与时间尺度，使之向着多尺度、全方位的方向迅猛发展，其研究对象不断扩大：生物个体一种群一群落－生态系统小景观一区域一生物圈；研究内容和方法从相关学科（地学、化学、经济学、社会学、人类学等）中吸取营养，产生了一批新兴的交叉学科，例如，景观生态学、人类生态学等。按照研究对象的尺度划分，通常把生态系统以上的层次称为宏观领域，因此以景观、区域和全球生物圈为研究对象的生态学可称为宏观生态学（Macroecology）。这是生态学向地学的延伸，或者说是二者的结合。

宏观生态学直接涉及到人类的生存环境，受到更多的注意。它考虑大区域生物种群的保护和管理、生态系统之间的相互作用、空间结构和生态过程的关系、环境资源的经营管理、人类活动对全球气候变化的影响及生物圈的响应等问题。宏观生态学具有下列特点：1 研究对象为大尺度复杂系统：其空间维通常在十公里以上，时间维在年以上。在研究中，整体、协调、稳定、平衡、反馈、进化、多样、异质等概念得到广泛应用；但是在生境破碎、酸雨、温室效应等全球性普遍干扰的情况下，则更需强调生态系统的非平衡和不稳定特征。例如，由周期性随机干扰引起波状的特征；2 空间属性：包括空间结构、空间格局、空间梯度、空间趋向、空间相关和空间变异等。生态系统和环境资源既有垂直变化又有水平变化。例如，景观生态学认为景观是由许多大小不等的镶块（生态系统）按一定规律拼接而成的。许多常见的生态过程和作用都具有空间性质，如分散性、遗传邻近、生长潜势的空间分布；3 等级结构特征：生态系统在结构和功能上呈现出多层次的等级结构性质。低层次组分的相互作用产生高层次上的行为；而高层次组分对低层次组分施以限制作用。小尺度（低层次）过程被大尺度（高层次）的行为所包含。同时一个生态系统的约束是对低一级水平上的生物约束，和为高一级水平上的环境所约束；4 实验的艰巨性与研究结果的非确定性：宏观生态学的野外实验难度极大，观测和模拟常具有更重要的意义。这导致研究结果的非确定性。因此，研究中定性、定量和定位三方面必须结合，片面地追求定量化是不适宜的。

20 世纪 70 年代末期以来，一些国家、地区和一些国际组织及国际合作研究项目，纷纷建成生态学研究网络。例如，美国长期生态学研究网络（LTER Network）、中国生态系统研究网络（CERN）、英国环境变化监测网络（ECN）、加拿大生态监测和分析网络（EMAN）和德国陆地生态研究网络（TERN）；在区域尺度上，美洲的泛美研究所（IAI）、亚大地区（EMAN）的亚洲一太平洋长期生态学研究网络（LTER）、全球环境监测系统（GEMS）、全球陆地观测系统（GTOS）和全球变化分析、研究和培训系统（START）。

1 生态系统

1.1 陆地生态系统

当前全球变化研究的重心已经转移到生态系统对全球变化的反应与反馈及其功能与过程方面。国际地圈一生物圈计划（IGBP）中的核心项目“全球变化与陆地生态系统”（GCTE）已成为最为活跃的项目之一。用来预测陆地生态系统对大气和气候的反馈作用，及在更微观的尺度上预测全球变化对自然和农业生态系统的结构和功能的效应。它包括四个研究焦点：

1 生态系统生理学：CO_2 增浓的影响，生物地球化学（碳、氮与其他元素）的变化，陆地生态系统中水流、能流与物理的相互作用，综合模型。

2 生态系统结构的变化：斑块动态——种的功能类型与生态系统动态模型，由斑块到区域的尺度转换；全球反馈模型——静态与动态的全球植被模型。

3 全球变化对农业与林业的影响：作物、森林与草场，病虫害与杂草，土壤，农业系统模型。

4 全球变化与生态复合性：全球变化对生物多样性与生态复杂性的作用，隔离种群的生活力，区域性与全球的综合。

全球的初始生产力（NPP）约为 104.9PgC／a。

温室效应对于陆地生态系统影响主要在于两个方面：一是温室气体，特别是 CO_2 浓度增加对植物的作用；二是由于温室气体猛增造成的全球气候变化对于植物的影响。前者称为直接影响，后者称为间接影响（图 6.49）。

图 6.49　全球气候变暖对植被分区的影响（Allaby，1992b）

1 冻土带；2 北方森林；3 落叶森林；4 灌木和草原；5 常绿森林；6 沙漠和半沙漠

1.1.1　气候变化与陆地生态系统

1　CO_2 增浓对生态系统的直接作用：

一般来说，大气中 CO_2 的含量增加会加强光合作用与生产力，增加根部的碳，提高菌根的活性与增强氮素的固定，从而促进植物生长。Bazzaz（1990）综述认为，在 CO_2 加倍情况下，许多植物的光合作用增加 50～75％，树木和农作物的生长也增加 50～70％，农作物产量可增加 30～50％，但 CO_2 增长对植物生长的加强受到土壤养分与水分供应的限制。

CO_2 浓度增加对植物光合作用的影响有两方面：灵敏度和适应性。适应性引起不同浓度下植物生长光合作用能力的变化。光合作用适应性来自在不同光合作用酶环绕下氮的再分布，调节源－汇关系，和在叶的生物化学组成和形态结构之间保持平衡。这些适应性随物种和生长环境而变。

叶的光合作用对 CO_2 浓度的灵敏性以羧化和氧化之间的竞争来测定。光合作用即羧化，以及光呼吸即氧化，是以 ribulose-1,5-bisphosphater 进行羧化／氧化的两种催化作用（Andrews 和 Lorimer，1987）。CO_2 浓度增加与氧竞争，并减少 ribulose 的氧化活力，导致羧化／氧化比增加。Stitt（1991）估算，CO_2 浓度从目前值加倍，由于灵敏性光合作用增长 30～75％。Kirschbaum（1994）强调，光合作用对 CO_2 浓度的响应依赖于温度，并反对从大气圈向生态系统的碳输入流的响应在地球不同温区有所不同。Luo 和 Mooney（1996）则提出光合作用会对 CO_2 浓度的小变化有正常响应；并认为正常响应是独立于物种变化间和不依赖生长环境，为测量光和温度所轻微影响，是 CO_2 浓度的函数。Luo 等（1996）测量 C_3 植物叶光合作用灵敏性，并建议把正常响应称作叶子水平 L 函数，并把测定结果推广到全球。

植被根据同化 CO_2 的代谢途径差异可以区分为不同的功能类型——C_3，C_4 与 CAM 植物。C_3 植物同化 CO_2 转为 3 碳化合物。C_4 植物形成四碳化合物。CAM 植物通常适于温暖气候，常为干旱区的肉质植物。它在夜间贮存 CO_2 ，而在白天同化。C_3 植物对于 CO_2 增浓的反应强于 C_4 植物，因此 C_3 植物的光合作用明显随 CO_2 增浓而加强，但随着时间的延长则有可能降低。在养分、水分与光照充足的情况下，植物对 CO_2 增浓的正向反应最为明显，反之则受到限制。但是 CO_2 增浓也存在着降低或抑制光合作用的方面，这可能是由于增强的光合作用，引起在叶绿素中过多的淀粉积累而妨碍器官的功能。其次，在大量的 CO_2 的状况下，植被产生碳水化合物的能力一旦超过其将淀粉副产品转移到活动的生长部分的能力时，则某种生物化学的反馈可能减缓光合作用。再者，涉及到传输积累的碳水化合物所必须的磷，由于磷循环或许跟不上光合作用增加的速度，从而有可能降低 RUBP 羧化酶的数量与活动性。

此外，CO_2 增浓还会导致植物叶气孔变小和植物呼吸作用与蒸腾作用强度的降低，从而减少水分消耗，提高水分利用效率，但后者却会因气候变暖而降低。植物的叶面积，根茎比与果实的大小则随 CO_2 增浓而加大，但如果氮素供应不相应增加，就可能导致植物碳氮比（C／N）失调，则昆虫需要采食更多的植物以满足其养分与需求。由于 C_3 与 C_4 植物对 CO_2 增浓的反应不同，还会改变植物种间的竞争关系。张新时等（1997）研究 CO_2 浓度倍增条件下对大豆、紫花苜蓿、冬小麦、玉米和棉花的影响。Rillig 等（1999）讨论 CO_2 增加对土壤结构的影响。

2　增温作用：

增温对生态系统有正负两方面的效应。正面作用是延长生长季节，提高光合作用效率，增加土

壤养分的释放率等，从而提高植物的产量。另外，增温使生态系统与农林业种植的界限向北 或在山区向上扩展。一般来说，全球变暖对于冷湿的北方和高寒地区有较大的好处，因为在这些地区低温是植物生产力的限制因素。增温对植物生长发育的负作用主要在于增加水分消耗而引起干旱，并在受到水分不足胁迫时易于感染病虫害，使农作物严重减产或阻碍森林生长与更新，尤其在植物分布的南界或山地下限，增温使植物得不到足够的低温来休眠，从而不能完成其发育周期；高温还导致花、果或种子败育。此外，暖冬将加强冬旱的危害。

Rosenzweig（1985）对北美农作物在 CO_2 倍增气候条件下的反应预测可作为全球变化对农业影响的例子。根据 CO_2 倍增图景，全球年均温度增加 4.2～4.9℃，年降水在大部分地区增加，个别区域减少。由于生长季节的延长，使冬麦的种植区向北扩展，增加种植面积，但由于在小麦生长季节中较高的温度则要求较为早熟和更抗干热的小麦栽培变种。对小麦产量的模拟表明，在 CO_2 倍增条件下，美国大平原的小麦产量均有不同程度的降低，且随着纬度降低，减产幅度增大。旱地小麦平均减产 30%，主要是由于增温缩短生长发育阶段（如灌浆）的时期，小麦成熟日期约提前三周。灌溉地小麦的产量在 CO_2 倍增条件下也有所减少，但减产幅度不如旱地多，如采用较为适应的栽培变种则可能不减产或略有增产。CO_2 的施肥效应可能减缓气候增暖对小麦产量的不利影响。这种效应在北方较明显，在南方则减弱。灌溉可增强 CO_2 的施肥效应。

3 物种的地理迁移：

通常认为植被带在全球变暖时将向北方移动，但因各物种对气候变化的适应性与遗传耐力的不同，以至它们繁殖与散布的能力差异而有很大区别。此外，土壤与基质的异质性也强烈地长期阻滞或促进植被的变化，增加植被在空间上的复杂性。研究表明，占世界森林总面积 1／4 的北方寒温针叶林将对全球变暖作出强烈的反应，它将向北迁移，进入冻原地带，而把其南部让位于冷温带的落叶阔叶树，如桦木与山杨等，或在干旱地区为温带草原所代替。

山地森林与植被则随全球变暖而向上迁移。树木线上升结合山地冰川迅速后退，是全球变暖最明显的标志和先兆。然而，植物迁移的速度慢于气候变暖的速度。估计植物要每年向上迁移约 1 米才能适应气候的变化。但多数植物迁移的速度每 10 年不过 1 米，因此往往不足以挽救自己，或因山地高度不够而找不到避难所，许多高山植物因此绝灭。即使是 1℃的增温也足以使许多山地高山植被带整个消失或碎裂化，而仅呈岛屿状存在于局部山头。预计在全球变化情况下，山地树线与植被带将会上升 300～500 米，但有时高山深厚的积雪和雪崩会阻碍树线的扩展。例如，美国 Oregon Cascade 山脉（北纬 44°30’）东坡在现代气候条件下与全球气候变化条件下（＋2.5℃与＋5.0℃）的山地植被海拔高度界限及所占面积比例将会发生很大变化。其中山地铁杉林所占的面积在增温条件下将由 17%下降为 6%与 1%，高山植被带由 13%减少至 3%与 0%，而山地基部原来没有的旱生蒿类草原则由 0%增至 51%与 77%。

4 气候变化对干扰的作用：

全球变化最显著的特征是干扰性气候变化的频度与强度增加。在全球增温后，强风与暴风雨将更加频繁，干旱区的尘暴更为经常发生并增加强度。风暴对森林和农田会造成较大的损害。气候的极端性也会加强，夏季可能出现酷热大气，冬季则可能反常寒冷，从而引起农业生产的巨大摆动与不稳定性。气候的地区差异也将增强，某些地区可能特大丰收，而另一些地区严重减产或遭灾。洪水的强度和频度也会大大增加。干热的天气将会引起猛烈和频繁的森林、灌丛与草原火灾，不但将强烈地改变植被的种类组成和结构，还会造成碳与氮元素循环的巨大变化。

全球变化会使病虫害与鼠类大量繁殖滋生，甚至达到爆炸性的程度，从而对人类健康和动植物带来不良影响，造成生态系统或农林业生产力的下降或破坏，或引起病虫害的流行性暴发。干热的气候有利于杂草的发展，尤其是 C_4 杂草的竞争加强，扩展分布，对 C_4 作物造成胁迫。目前在美国大约 33%的农作物受损于昆虫、病害、线虫与杂草，因此害虫或杂草与作物关系的微小改变都会引起严重的经济问题。总之，全球增暖一般会加重病虫害，寄主植物在严酷的条件下尤其易于受到病虫的伤害。此外，在下个世纪，全球变暖会使大面积土地因风沙侵蚀而严重退化，对农业十分不利，

其总产量将下降 1 / 3～1 / 2，从而可能导致大规模饥荒，对世界各地的社会稳定构成威胁。

5　全球变化与生物地球化学循环

陆地生态系统与大气层之间的碳循环通过三种形式的通量实现，即植物的光合作用、呼吸作用与特殊的呼吸作用（包括有机物的分解与生物量及化石燃料的燃烧）。如前所述，CO_2 的增浓对陆地生态系统有施肥效应，可导致净第一性生产力（NPP）的增加，加上生物量的增加，从而使陆地生态系统可存贮更多的土壤碳素，而对大气中 CO_2 的迅速增加作出反应，以达到碳的平衡，但植物中过量的碳贮存提高了 C / N 值，如果没有养分的相应增加，则植物体组织与枯枝落叶中的养分含量较低。森林的单位面积含碳量比农田要多 20～100 倍，即森林吸收碳后将其变化为木材，还贮存大量碳于森林土壤的腐殖质中。因此森林成为重要的碳汇。采伐或毁灭森林就会使树木与土壤有机质中持有的碳通过燃烧和腐解而氧化成 CO_2 释放到大气中，使森林由碳汇转向碳源。据估计，每年放散到大气中的 CO_2 大约有 70％是由消耗煤、石油与天然气而来的，30％则由毁林而来。预计到 2080 年，全球 CO_2 的年释放量可达 30～50 亿吨，如停止毁林则每年将减少 15～30 亿吨的碳的散发，而大面积的造林则每年可以从大气中收回多达 20～30 亿吨的碳。氮素循环也有近似的情景，但固氮植物的生物学作用在循环中有特殊意义。

6　全球变化对生物多样性的影响：

在地球的地质历史时期，自然的气候变化曾导致生物物种的大规模迁移、生物群落组成的巨大变化与许多物种的绝灭。在全球变化条件下，这一过程势必以更高的速度发生和进行。尤其是气候变化与生态环境破坏相配合将威胁到更多物种的生存。

20 世纪中叶增温 4℃将相当于地球自 4000 万年前的始新世以来的最热期，但其变化速度却达 15～40 倍。这一变化速率超过许多物种的适应能力。与增温相伴随的降水变化也会对生物多样性带来重大影响，在干旱的情况下，植被及其组成将受到损失。CO_2 的增浓则可能对某些种类，如 C_3 植物更有利，而改变竞争的格局，造成生态系统的不稳定。全球变化带来的极端事件，例如干旱、火灾、洪水、风暴及冷暖变化等更会对物种的分布与生存带来很大影响。

一般来说，增温对北方高纬度和高海拔的物种与群落造成的压力较大。物种可能向极地方向迁移数百公里或向山地上部上升数百米。在温带区域增温 3℃的情况下，至少可以迁移 300 km。据 Davis 和 Zabinski（1990）估计，一些北美树种，如糖槭（*Acer saccharum* ）与水青岗（*Fagus grandifolia*），在 CO_2 倍增条件下将向北迁移 600～2000 km。

物种对于变化的环境的适应能力取决于它的生理适应，繁殖、散布与迁移的特性。许多物种的完全绝灭或局部绝灭往往是由于它们的散布速度赶不上气候变化。温度或土壤湿度变化还能影响捕食率、寄生与竞争的相互关系。气候变化可能有利于外来的侵入种，造成某些本地物种的局地绝灭。

热带森林具有最复杂的物种与生态系统，尤其热带雨林是生物多样性的贮存库。在地球估计 3000 万的生物种中，它占有绝大部分。增温对热带森林不是关键的因素，但降雨的季节性与干湿季时期的波动却对热带森林的生物活动影响巨大，可造成花果败育，从而对动物和分解者群落有很大作用。尤其是关键种果实的败育可能导致以果实为生的种类的局部灭绝。降雨的季节性变化还会增加热带雨林对自然或人为灾害，如对火的敏感性，从而使丰富的生物多样性受到伤害。

7 全球变化敏感带

全球变化敏感带是地球上对自然和人为扰动的响应最为灵敏的地带，该处可以检测到气候和环境变化的强信号和早期信号。通常任何一次全球性的气候和环境事件往往总是首先在某些地区出现，然后扩展到其他地区；不同地区之间不仅有位相差异，其信号强度也不同，从而构成明显时空分布的图象。例如，全球增暖，并不是所有地方都变暖；相反某些地方却变冷；增暖强度也不一样。最强是在北半球中高纬度大陆上，而低纬度和南半球海洋变暖的不多。

人们发现，某些地区对自然的气候变化和人类活动的响应比较敏感。这些敏感区通常位于不同气候和不同生态系统之间的过渡带，那里有强的生态相梯度和气候梯度，在动力学上是不稳定的，例如，热带雨林气候带是一个主要的蒸腾源，和全球生物量最大的一种植被类型，在全球生态系统

和全球碳循环中占有十分重要的贡献。热带雨林大面积的破坏，进一步加剧了它的不稳定性，已成为全球变化中最为关注的地带之一。

中纬度的半干旱气候带是另一类主要的过渡带。它是从半湿润森林草原向半干旱草原和沙漠之间的过渡带，也是农牧交错带的位置。副热带作为湿润的海洋气团与冷的大陆的气团之间的过渡带可能是另一种敏感区，它的自然植被是常绿阔叶林与落叶阔叶林的过渡。在历史时期，副热带的移动与全球气候变化有密切的关系。海岸带有强烈的海陆热力和动力梯度，形成了独有的海岸生态系统。

1.1.2 全球变化模型的生命化

在研究全球变化时大气物理学家们发展大气环流模型（GCM）来模拟地球和预报未来的气候变化。然而，多数 GCMs 中地球被当作是一个死亡的、没有生命的绿色行星。这是由于气团的运动服从于基本的物理定律，较易于用数学公式来表达；但是生物的活动和行为远不能用类似的公式来描述，因此要把生物置入全球模型极其困难。在构制模型时既要保持足够的复杂性以合理地表现生物的真实世界，又要使模拟简单实用，可以在全球的尺度上运行。

已经有三种不同尺度上的全球变化的生态模型：斑块、景观和区域。斑块是在生态系统水平上的，景观是若干相邻的斑块构成的空间序列，区域是各景观类型的结合；区域还可联合成大陆和全球尺度的模型。

气候一植被关系是研究生态系统对全球变化的反应与反馈的基础。植被类型及其分布可视作为环境因素的函数式。在影响植被及其分布的环境因素中温度与降水是最根本的，由这两个基本因子派生的可能蒸散率或干燥度常用作评价植被水分平衡的综合指标。地形与土壤具有再分配气候因子的间接性质，在气候一植被关系的高级单位与大尺度的模型中通常不予考虑，但在区域和景观尺度的模型中却是重要的因素。

通常有两类模型：全球植被模型（GVM）与全球动态植被模型（DGVM）。GVM 静态地反映植被，仅取决于气候的分布，例如，生命地带分类和气候与植被类型模型。前者曾被广泛用于预测未来气候变化条件下的全球植被相应变化。这类模型将地球陆地区分为若干主要的生物群区（biome）或植被类型，如冻原、各类森林、草地、荒漠等，并根据一系列气候指标，如温度、降水、生长季节与湿度等，以及 GCM 提供的未来气候变化图景来预测植被分布的进展或退缩。它的缺点在于不考虑变化机制、植被滞后效应与变化速度，以及变化后植被对气候的反馈。

新一代的全球植被模型，便如 DOLY 与 BIOME，已经涉及到未来的植物与气候相互影响的一些信息，例如增多的 CO_2，降低局地气温，云量等，植物生长会对局地气候有相当大的作用。但是这些模型属于“平衡”模型，它们所预测的潜在植被分布与一定的气候是平衡的。

然而，植被变化及迅速的环境变化，例如火、暴风雨等极端天气事件，以及人类活动过程都是瞬间和不平衡的，为此，发展结合瞬间动态过程的全球动态植被模型（DGVM）。例如，简单生物圈（Simp1e Biosphere，SIB）模式模拟气候变化作用于植物的新陈代谢——吸收 CO_2 放出水汽与氧气及其冷却树冠、减少蒸发等对温室效应的反馈作用。而陆地生存模式（Terrestrial Ecosystem Model，TEM）进一步将植物的生长、死亡与分解过程，及其对碳素与氮素的吸收和释放，进行数学的描述和计算，并且表现净第一性生产力（NPP）——碳素加入到植物组织的能量库中的变化。据 TEM 计算，CO_2 倍增并结合以增温可能使地球的 NPP 增加 20～26%。尤其北方针叶林更得益于增温而加速土壤有机质的腐解与氮素的释放。

任何一个单独的模型都不可能包括上述所有的方面和解决所有这些过程。因此，许多研究者致力于另一大类的模型，即斑块、景观和区域尺度的模型。

斑块是没有空间差异、内部均质的植物群落所占的土地单位，其空间尺度通常为 10～100m（100～10000m^2）。景观是由大量相邻的、相互作用的斑块所组成，如组成连接系列群落序列的重现，其空间尺度通常为 1～10km（1～100km^2）。各相互作用景观类型的镶嵌构成区域水平，其空间尺度至少为 100 km（10000km^2），可大至数个大气环流模型（GCM）模拟的网格单元，每个网格单元为

500 km（面积为 250000km^2）。区域的联合则导致大陆与全球效应。生态系统对于全球变化的反馈作用要求将区域水平的预测融入全球动态植被模型。

斑块尺度的模式模拟个体生物尺度上的变化动态，如在一片森林中的树木生长、死亡、竞争演替，以及不同种类对 CO_2 增加反应的差异等。斑块模型不是用来研究大区域的全球变化，而是要解决植物与其环境之间关系的特殊问题。斑块模式研究可以了解那种生态细节是决定性的，从而予以简化而把它们放到全球模式中去，以增加模型的可靠性。现有的斑块模型有数百个，用于预测生态系统的结构和功能变化。如 FORET 林窗模式模拟对长期气候变化反应的森林演替过程； CENTURY 研究草地生态系统等。

在斑块模型的基础上，再建立较大尺度的景观植被模型。它们具有较粗的时间精度，可以运行较长期的时间水平，从十年、百年，以至千年，并可与较长期的 GCMs 相作用。景观的空间尺度由数百米到数公里。景观尺度模型的目的是把人文与自然因素有效地联系起来，分析人为造成的景观变化。目前对景观的区域模型多数是“平衡型”的，或是斑块、景观模型的简单组合或直接延伸，需要发展非平衡动态区域植被模型。

1.1.3 中国全球变化生态样带研究

样带（transect）研究被认为是研究全球变化与陆地生态系统关系的最有效的途径之一。因为样带可以作为分散的站点与一定空间区域之间的桥梁以及不同尺度时空模型之间耦合与转换的媒介。样带由沿着一个主要的全球变化驱动因素，如温度、降水或土地利用强度等梯度上的一系列站点所构成，其主要研究内容有：生物地球化学过程，如痕量气体的放散、碳或氮素循环等变化，生态系统的表面能量交换，植被结构与动态，气候与植被关系与分布格局，生物多样性的变化以及土地利用性质与格局等。样带可用来发展与测试不同尺度的模型及其辐合与转换，并可作为遥感信息的地面校验带。在 1993 年的 GCTE 国际样带学术会议上，我国研究者提出的“中国东北温带森林一草原样带”（NECT：North Eastern China Transect）。

生态过渡带，或称生态交错地带是两种生态系统之间的过渡带，指生态系统中，处于两种或两种以上的物质体系、结构体系、功能体系之间所形成的“界面”以及围绕该界面向外延伸的“过渡带”空间域。根据这个定义，在地球表层可划分出许多生态交错带。例如，海岸带、农牧交错地带、分水岭地带等。生态系统是一定空间范围内生物与非生物通过能量流动与物质循环过程，共同结合成的一个生态学单位。生态系统的组成成分可分为两大部分，即生物群落及其周围的无机环境。处于两种生态系统之间“过渡带”的生态交错带，其生态组成都具有两种状态的过渡类型或处在临界点的位置。如何划分生态交错带，关键在于如何选择和确定生态交错地带指标体系。一般考虑的指标有生物群落指标（例如，生物多样性、生物种类组成、生产力及生物量、和土地利用方式）、环境指标（诸如，气候指数、地形 / 地貌指数、水文指数、和土壤指数）。

1.2 海洋生态系统

《21 世纪议程》强调指出，海洋是人类生存与发展的新支点。海洋不仅是全球生命支持系统的一个基本组成，也是一种有助于实现可持续发展的宝贵财富。目前全世界有一半以上的人口居住在海岸线以内 60km 的地方，到 2020 年，这一比例可能提高到四分之三。在许多国家，特别是发展中国家，海洋生物资源是重要的蛋白质来源，它为千百万人提供食物和生计。

海洋生态系统研究起步较晚。由于海洋较陆地生态系统复杂，研究难度大，不易观察和定量。例如，陆地生态系统食物链一般为 2～3 个营养层次，而海洋生态系统则为 4～5 个营养层次；再加上特殊的海洋物理、化学环境条件，稳定性远比陆地低，能量流动过程十分复杂。因此，20 世纪 60 年代后期有关海洋生态系统结构、功能、食物链和生产力等方面的研究才逐渐增多。研究层次从个体生态学向种群、群落生态学发展，开始种间关系、营养动力学、资源生产力、生态系功能和结构、数学模拟，以及自然生态与实验生态的动态比较研究，进入生态系统动力学的研究领域。

人类从来没有像现在这样关心海洋，人类迫切需要海洋生态学解答海洋开发利用与持续发展中出现的一系列问题。例如，如何解释生物资源种类组成明显交替、捕捞对象替代频繁、生态系资源

质量下降、生物多样性减少等问题？如何预测各种海洋生物资源及其与环境之间的相互作用？全球变暖和海洋环流变化是否将导致不可逆转的生态变化？环境退化对生物生产过程的影响程度？受损生态系统是否能够重建？海洋生态系统研究的最终目标是为海洋产业持续发展提供科学依据。

在全球变化研究中，全球变化，特别是海洋的物理过程和生物资源变化相互关系受到科学家的关注。一方面需要了解人类活动和全球变化对海洋生物种群丰度、多样性和生产力的影响，另一方面也需要了解海洋生态系统的动态变化对环境的反馈作用以及它在全球变化中的作用。

Hutchins 等（1999）讨论了铁对海洋生物的作用。

1.2.1 海洋生态系统研究

美国生物海洋学家 Sherman 和海洋地理学家 Alexander（1986）提出大海洋生态系（LMEs）概念，并作了以下定义：① 世界海洋中一个较大区域，一般在 20 万 km^2 以上；② 具有特定的海深、海洋学和生产力特征；③ 其海洋种群具有适宜的繁殖、生长和摄食策略以及营养依赖关系；④ 受控于共同要素的作用，如污染、人类捕食、海洋环境条件等。

按照这个定义，全球海洋已被划出 49 个大海洋生态系统，它包括了世界 95％以上的海洋生物资源产量。例如，如美国北加州海流生态系、南大洋生态系、澳大利亚陆架和大堡礁生态系、南非本格拉海流生态系、黄海生态系等。这个新的学科概念，为发展新的海洋资源管理和研究策略提供了理论依据。它作为一个具有整体系统水平的管理和研究单元，不仅可以广泛应用于专属经济区内，同时，也可以应用于在生态学和地理学上相关连的多个经济区域或更大的区域。使海洋资源管理从狭义的行政区划管理走向以生态学和地理学边界为依据的生态系统管理，有利于解决海洋跨国管理问题。这个新的构想得到国际天然资源和自然保护同盟（IUCN）、政府间海洋学委员会（IOC）、联合国环境规划署（UNEP）、世界银行等国际组织的支持，力图将大海洋生态系研究和管理推向全球。

大海洋生态系统主要研究内容包括以下几个方面：

1 海洋生态系特征和变化原因研究：生态学动态理论是大海洋生态系概念的理论基础。因此，找出影响各个特定系统变化主导因素（如过度开发利用、污染、环境影响和全球气候变化等），并分辨其影响程度是很重要的，其中生产力动态、食物链、补充量、种类替代现象、生物量波动以及物理化学影响的生物学作用都是重要的研究课题。

2 海洋生态系监测及相应技术的研究：整体研究、长期资料积累和不同时空规模的取样调查是大海洋生态系的主要监测策略。主要监测内容和技术包括：生物资源拖网和声学调查；初级生产力和次级生产力及其环境连续观测；富营养化和环境质量监测。以上监测结果将为生态系统多样性、稳定性、产量、生产力和复原能力提供定量的“健康”指标。

3 海洋生态系管理体制可行性研究：大海洋生态系作为一个管理实体，既面向全球又有明显的区域特点，管理体制基本从两个方面考虑：一是从生态学的角度，对不同扰动类型的生态系统采取不同的管理策略，如人工增殖放流被认为是黄海生态系生物资源保护和管理的重要策略，而控制陆源缺氧水输入是波罗的海生态系资源管理的重要目标；二是从跨国管理的角度考虑区域性管理体制，管理决策要求简便性和可操作性。

1.2.2 全球海洋生态系统动力学

由于人类对海洋生态系统的规律了解甚少，物理过程与生物资源变化相互关系研究将是一个重要的启动点。1995 年“全球海洋生态系统动力学（GLOBEC）”研究计划被列为 IGBP 核心计划。

GLOBEC 的主要研究目标是：提高对全球海洋生态系统及其主要亚系统的结构和功能以及它对物理压力的响应的认识，发展预测海洋生态系统对全球变化响应的能力。主要侧重于了解物理过程对捕食者与被捕食者的相互作用和对浮游动物种群动态的影响，以及它们在全球气候系统和人为变化涵义上与海洋生态系统的关系。显然，浮游动物研究具有特别重要的意义。因为生物、渔业海洋学家认为：浮游动物在形成生态系统结构和生源元素循环中起着重要作用；浮游动物的动态变化影响许多鱼类和无脊椎动物种群的生物量；浮游动物是生物地球化学循环中的一个关键组分，也对全球的气候系统起重要作用。

全球海洋生态系统动力学计划的前沿课题包括：① 进一步了解受控于浮游动物为中间媒介的初级生产力与鱼类资源及其它生物资源之间的关系；② 定量阐明浮游动物和通过对浮游植物的摄食控制而对生物地球化学循环产生的影响；③ 使用先进的声学、光学和图像分析等采样技术，测定各种重要生物学尺度的浮游生物的时空分布；④ 促成区域和全球规模的海洋生态系统建模和预测能力。

GLOBEC 实施计划由国际核心研究计划、区域研究计划和国家研究计划三个部分组成。国际核心研究计划研究 GLOBEC 理论和综合性主题。如种群动态和物理变化工作组，侧重浮游植物与摄食者浮游动物、浮游动物与物理环境和鱼类补充量的相互作用，以及浮游动物在 CO_2 吸收中的作用等方面的过程研究；数值模式工作组，评价生物。物理耦合模式的现状、发展与过程研究有关的时空。数值模式，探讨 GLOBEC 的综合和预测能力；采样和观察系统工作组，研究发展有关的生物和物理采样技术和观察系统。

区域性研究计划：为 GLOBEC 实施计划的重要内容。其中包括：国际海洋考察理事会支持的“鳕鱼与气候变化”研究计划，调查气候变化如何直接或通过捕食者一被捕食者相互作用影响鳕鱼的繁殖、生长和死亡；“南大洋动物种群与气候变化”计划主要目标是探讨海洋动物种群变化有关过程；“气候变化与容纳量”计划目标是测定亚北极大平洋高营养层次动物种群的容纳量，以及对气候变化的反应。

国家研究计划：研究内容是根据各国的需求和地区特点来确定，也与国际重点以及区域计划衔接。涉及国家有美国、挪威、加拿大、英国。日本、南非及中国等。例如：美国的主要目标是测定控制海洋浮游动物和鱼类动态的大气压力、物理过程、生物过程之间的联系和耦合度，进而评估和预测气候变化对海洋生态系统的影响。挪威的主要研究目标是确认引起北欧海域生态系统变化的首要因素，预测海洋气候、生产力和鱼类群体波动。日本的主要研究领域为浮游动物和微型浮游动物种群动态，西北太平洋中上层鱼类交替机制，中上层鱼类种群及生态系统长期变化与亚北极涡流营养动态。西边界流（如黑潮、亲潮）生态系统将是重要研究区域。

Wolf-Gladrow 等（1999）提出 CO_2 浓度增加时对海洋浮游生物的主要影响：增加产率，原始产生有机物的基本组成改变和减少生物钙化。这些消耗 CO_2，是个负反馈。

1.3 海陆交错带生态系统

海岸带的定义可分狭义和广义的两种。狭义的海岸带包括向海为 20 m 等深线，向陆延伸 10km 左右，或者说位于近代历史时期的大潮高潮线上。广义的海岸带指的是陆地和大洋之间的过渡地带，它包括滨海平原、狭义的海岸带和大陆架三个部分，包括滨海平原至外陆架坡折带之间广阔的区域，大致相当于晚第四纪海平面波动时期被淹没和露出的范围。应当承认，狭义的海岸带是现代海岸系统研究中最活跃的部分，对于解决陆海相互作用中的许多问题均有重要意义；但是由于调查范围的限制，许多主要的海洋环境问题问题难以解决，资源问题得不到正确的评估。因此，为了深入研究陆地和大洋间各种复杂的海洋学过程和环境系统变化，国际海岸带陆海相互作用（LOICZ）研究中，使用广义的海岸带的定义。

海岸带是生产力高、但又非常脆弱的自然栖息地，这里居住着世界 60％的人口。例如，海岸带湿地为三分之二的商业捕捞鱼类提供了食物。另外，珊瑚礁是仅次于热带雨林的生物多样性集中地。但人类的干扰和污染正在破坏这些海岸带栖息地：约世界一半的盐泽和红树林沼泽已经消失或被完全改变了，世界珊瑚礁有三分之二遭到破坏，其中 10％已经面目全非。随着海岸带移民的增长，沿岸居民在 30 年之内将会占到全世界人口总数的 75％，这无疑会增加对这些生产率较高的自然栖息地的压力。

海岸带是地球系统中最有生机的部分之一，是陆地、海洋和大气之间各种过程相互作用最活跃的界面，具有很高的自然能量和生物生产力，但又非常脆弱的自然栖息地。海岸带生物地球化学过程对于全球变化具有重大影响。约占地球面积 8％的海岸带却向全球贡献出大约 1／4 的生物生产力，提供 90％以上的海洋水产资源和其它有价值的生物资源。在食物和矿产资源的供应、社会生产和经济活动、废旧物资的处理、人类居住和娱乐场所开发等方面海岸带都是至关重要的。这里集中世界

上最好的渔场，又是海上交通的主要通道，旅游热点，因此海岸带已经成为人类生存和经济发展的重要场所。另一方面，由于海岸带是陆地和大洋之间的过渡地带，其环境和生态系统分别受来自陆地和海洋（包括大气）的双重影响，对于大范围各种自然过程变化所引起的波动和人类活动的影响十分敏感，生态系统平衡十分脆弱。各种自然过程的长周期变化及突发事件的发生，都对海岸带生态系统平衡增加了新的压力。海岸带生态系统不仅遭受各种灾害性天气、海平面变化等因素的威胁，而且受到人类活动给自己带来的许多灾难性影响。研究指出：全世界 17 个主要捕鱼区全部达到或超过其天然限度，其中 9 个已严重衰落，“美国农药化肥流入河流已使密西西比河等十大河流濒危，地中海正在死亡，咸海已变成魔鬼海等。过度性捕捞、污染、沿海和大流河流域的不合理开发等，使海岸带生态系统正在遭受缓慢持续的破坏。科学家警告：“这种破坏对于人类来说才是真正的致命威胁”。 珊瑚礁是仅次于热带雨林的生物多样性集中地。世界珊瑚礁有三分之二遭到破坏，其中 10％已经面目全非。约世界一半的盐泽和红树林沼泽已经消失或被完全改变，随着海岸带移民的增长，沿岸居民在 30 年之内将会占到全世界人口总数的 75％，这无疑会增加对这些生产率较高的自然栖息地的压力。

对此，IGBP 提出了海岸带陆海相互作用（LOICZ）研究的重大课题。主要目标是考虑：人类活动和土地利用的变化对于海岸带资源将会产生怎样的影响？未来气候变化和海平面变化将如何改变海岸带的生态系统？国际 LOICZ 研究集中在以下四个重点上：1 外力作用和边界条件的变化对于海岸物质通量的影响，特别是通过研究建立起动力模型，模拟海岸系统对于关键变量变化的响应，提高对环境演变的预测能力；2 海岸生物地貌与全球变化，研究海岸地貌对当代全球变化的响应及海岸发育的再造和预测；3 碳通量及痕量气体的排放，确定碳循环中海岸系统所占的数量，评价生态系统生产力。

1.4 城市－－生态学最后的前沿阵地

随着工业化的进程，城市化日益加速。然而，城市的生态环境尚未受到应有的关注。科学家正在把城市作为一个生态系统来研究。其中的首要问题是弄清人类及其机构在生态进程中所扮演的角色。过去人们认为生态系统是把动植物的栖息地描述成一系列的封闭环，具有自律的系统，很像一个生命的组织；动植物社会经过连续阶段的发展，进入相对稳定的时期。这一概念认为自然界倾向于平衡与和谐。但是，现在许多生态学家认识到在一个生态系统内的相互关系要开放得多。它们受控于栖息地边界之外的许多因素，这些因素能影响区域内土壤、空气、水和生物差异的状况。同时，大自然很少处于均衡状态，经常被干扰打破平衡。例如，草原火灾，啮齿动物的侵扰，都会毁坏原来被认为相似的景色，使之变为一系列不同的小块土地。

初看起来，城市很难与那个生态模型相匹配。各个城市都涉及输入与输出的大量不均衡，巨大数量的资源输入和几乎同样巨大数量的污染和垃圾排出。但在城市中的空气化学、水文系统、能量流动和包括人类在内的物种混合体，它们彼此相互作用和影响，就像它们在旷野里所做的那样。

科学家发现，在没有人为影响的情况下城市中也会出现新的植物群落。实际上城市中许多参数都逐渐发生变化：铜、铅和锌的水平上升；土壤温度升高 2～3℃；土壤里微小的无脊椎动物，例如，螨、跳虫减少，真菌的品种减少，食真菌的线状寄生虫也减少。这造成原有树种的消失，新来者获得立足点。

城市林区的土壤里蚯蚓的数量繁殖增多，树叶的腐败率增高。城市林区落叶残片中的有机氮转变为无机的硝酸盐；在乡村中林叶片的副产品则往往是氨。城市生态系统中的微粒观察表明，从空气沉降，粘附在树叶上，然后被雨水冲进土壤的微粒有大量的氮，因为硝酸是汽车排气的副产品之一；同时，也有钙的散落，这可能是风力对混凝土中碳酸钙的侵蚀，钙对中和土壤中的硝酸起着重要作用。这些都使土壤的化学成份发生根本性变化，从而影响到不同品种树木间的相互竞争。某些树种，例如橡树，散发出易挥发的有机化合物，从而导致臭氧的组成。假如试图减少城市臭氧量，就应迁走某些造成臭氧的物种。

城市水质越来越黑，这是砍伐森林、燃烧产物和农业施肥造成的浮游植物群落。应考虑新结构

或新材料来改进水质；也需要改变人类行为和消费习惯。例如，对如何进行能量消耗、用水、排污、甚至如何丢弃草坪剪下物等施加影响。以促进人与自然的协同，实现可持续发展。

2 生物多样性

生物多样性（biological diversity 或 biodiversity）可简单表述为“生物界的多样化和变异性及物种生境的生态复杂性”。它包括所有植物、动物、微生物的全部物种及其所处的生态系统和生态过程（McNee1y，1990）。生物多样性一般有三个层次，即遗传多样性、物种多样性和生态系统多样性。遗传多样性是指种内基因的分化，包括种内不同的种群及同一种群内的遗传变异，也可以说，它是所有生物遗传信息的总和，是物种多样性及生态系统多样性的源泉。物种多样性指生命有机体的多样化，估计地球上有 400～4000 万个物种，目前已鉴定的仅 180 万种。表 6.21 给出现存已描述的物种。生态系统多样性指生物圈中的生境、生物群落和生态过程的多样化，包括生态系统内部由于生境差异和生态过程的多种多样所引起的多样化。

表 6.21　地球上现存生物已描述的物种（10^3）（McNee1y，1990；Peter，1988）

类别	种数	类别	种数
细菌和蓝藻	4.76	昆虫	751.00
真菌	46.98	其它无脊椎动物	132.46
藻类	26.90	软体动物	50.00
高等植物（苔藓、种子）	267.75	棘皮动物	6.10
原生动物	30.80	硬骨鱼类	16.09
海绵动物	5.00	两栖、爬行动物	10.48
腔肠动物	9.00	鸟类	9.20
环节动物	24.00	哺乳动物	4.17
甲壳动物	38.00	合计	1435.66

生物多样性是人类赖以生存的基础。人类所有的食物、大部分医药、衣着和许多工业原料都靠生物多样性维持，甚至旅游、文化、艺术都与生物多样性密切相关，失掉生物多样性将导致人类的灭亡。遗憾的是，随着世界人口的增长和经济社会的发展，作为人类生存重要基础的生物多样性正逐渐丧失，“无法再现的基因、物种和生态系统正以人类历史上前所未有的速度在消失”，这一问题已引起国际社会的严重关注，1992 年一百多位国家元首参加联合国环境与发展会议（UNCED），并签署“联合国生物多样性公约”，充分说明了生物多样性及其保护的重要意义。

1984 年美国科学家模拟地球生态设计并建造的“生物圈 2 号”实验基地。1991 年 9 月 8 位科学家进入“生物圈 2 号”，成为首批生物圈居民。三年后证明实验的失败，从反面得出在目前条件下地球是人类唯一家园的结论。

2.1 遗传多样性

生物学上的物种一般包含许多地理或生态种群，存在丰富的遗传变异，有的种甚至包含成百上千的遗传类型。天然种群高遗传多样性是种群稳定的基础，而物种的濒危和灭绝是以遗传多样性的降低而产生的。因此，遗传多样性不只是物种分化和物种改良的源泉，而且对生物圈的稳定起重大作用。遗传多样性多发生于分子水平，它与物种的适应与进化密切相关。近年来分子生物技术的发展，为遗传多样性的研究创造了条件。如今，DNA、蛋白质和染色体多态性的分析已成为研究遗传多样性的常规手段。

自然界的变异来源于突变，这是核苷酸替代或重排过程，并与转位因子的移动有关。物种形成问题是遗传多样性的核心问题。遗传和重组仅为自然选择提供物质基础，自然选择过程是在种群内部进行的。分子生物学为遗传多样性研究开辟崭新的途径，但许多问题要在生物的组织水平上阐明。分子生物学和进化生物学的综合研究是非常有前途的领域。

2.2 物种多样性

物种多样性的研究是过去保护生物学的重点。研究较多的是物种多样性编目，濒危物种、物种保护技术以及与此有关的理论问题。

前已述及，地球上的物种极多，但目前尚不能把地球上的物种数目估计到一个确定的数量级。某些物种甚至在没认识它以前就从地球上消失。因此，第一步就是对各地区物种多样性进行编目。已鉴定的 140 万个物种，分别属于 560 门，包括有花植物 25 万种，脊椎动物 4.2 万种，昆虫 75.1 万种。我国是世界上物种多样性最丰富的国家之一，估计有高等植物 3 万种，陆栖脊椎动物 2300 种，昆虫约 15 万种，约占世界种数的 10%。

进行生物多样性编目的同时，要探索生物多样性的关键地区和生物多样性中心。如仅占陆地面积 7%的热带地区，却拥有地球上一半以上的物种。因此，国际自然和自然资源保护联盟（IUCN）制订长期的研究目标，希望 50%以上现存热带森林的物种能得到很好的保护。各种生态交错区，其生物多样性相对丰富，是研究生物多样性对环境变化响应的理想场所，也应受到重视。

濒危植物的研究与物种多样性受威胁程度的评价有关。国内外对物种受威胁程度的评价大多采取 IUCN 所制订的 4 级评价系统，把濒危程度分为稀有（R）、渐危（V）、濒危（En）与灭绝（Ex），这是一个定性的评价系统，不能更加客观和准确的表达受威胁信息，目前在探索新的评价方法。另外，濒危植物灭绝速率及其动力学，种的特有性，都是物种多样性研究的重要内容。

我国对濒危物种的评价已进行大量工作，制订受威胁的动植物名单，确定保护对象，并由国务院于 1980，1985 和 1991 年分三批公布重点保护动物名录，1984 年公布第一批珍稀、濒危保护植物名录，1987 年出版《中国珍稀濒危保护植物名录》，收入植物 389 种。1991 年中国科学院植物研究所又草拟《第二批中国稀有濒危植物名录》收入 627 个种与 10 个变种。

另外，植物群落中物种多样性是群落组织水平的一个标识。Fisher 等（1943）第一次使用生物多样性这一名词时，就是用来阐明群落数量特征的。群落中种的多样性一般用物种数或丰度及物种的均匀度来表示，并已提出多种量度方法，如 Simpson 指数、Shannon-Weiner 指数等。物种多样性与群落稳定性的关系是近些年来争论不休的问题。

2.3 生态系统多样性

生态系统是物种的栖息地，它的多样性受物理环境与生物的双重制约。生态系统多样性的研究涉及生境、生物和生态过程。

生态系统空间格局及其控制因素的研究逐渐受到重视，而遥感技术与 GIS 已成为描述生态系统与景观时空格局的重要工具。目前，地球上所有生态系统几乎都受到人类活动的影响和胁迫，各类生态系统对这种胁迫的响应以及在胁迫因子作用下的受损过程及其机理，均受到国际上的重视。生态系统及景观空间格局的变化甚至成为全球气候变化的重要标识。

与种的编目不同，生态系统多样性及其空间格局需要定位，因此编制生态系统空间格局地图是非常必要的。同时，应该列出各类生态系统的受害等级和受损程度，这些将为受损生态系统的恢复与重建奠定基础。另一方面，需要制订生态系统稳定性的评价体系。

生态系统中关键种与指示种的研究受到重视，因为关键种的消失可使整个生态系统面目皆非，而指示种则可较灵敏地监测生态系统的受损程度。

2.4 生物多样性梯度

从热带到两极随纬度的增加，物种多样性有逐渐减少的趋势。在乔木、海产瓣鳃类、蚂蚁、蜥蜴和鸟、兽等许多类群中均有充分数据说明这一点，即无论在陆地、海洋和淡水环境，都有类似趋势。同时随海拔的升高物种多样性逐渐降低；海洋或淡水水体中物种多样性亦随深度增加而降低。

决定生物多样性梯度的因素是什么？对此有下列一些学说：

1 进化时间学说。热带群落比较古老，进化时间较长，并且在地质时期中环境条件稳定，很少遭受灾害性气候变化（如冰期），所以群落的多样性较高。相反，温带和极地群落从地质年代上讲是比较年轻的，遭受灾害性气候变化较多，所以多样性较低。按此学说，所有群落随时间的推移其种

数越来越多，比较年轻的群落可能没有足够的时间发展到高多样性的程度。考虑更短的时间尺度，物种分布区的扩大也需要一定时间。

2 空间异质性学说。由寒带经温带到热带，环境的复杂性随之增加。物理环境越复杂即空间异质性程度越高，生物复杂性也越高。空间异质性有不同的尺度，属于宏观尺度的如大地形和中地形的变化，山区的物种多样性明显地高于平原区，因为山区多样性生境支持更多样的物种生存。

3 竞争学说。在物理环境严酷的地区，例如极地和荒漠，自然选择主要受物理因素控制，但在气候混和而稳定的地区，如热带，生物之间的竞争则成为进化和生态位分化的主要动力。由于生态位分化，热带动植物要求的生境条件往往很狭隘，其食性也较特化。与此有关的还有捕食学说，paine 认为，捕食者将被食者的种群数量压制到较低水平，从而减轻了被食者的种间竞争。竞争的减弱允许有更多的被食者种的共存，较丰富的种数又支持更多的捕食者种类。因此，捕食者促进物种多样性的提高。Paine 在具岩石底的潮间带去除了顶极捕食动物（海星），使物种多样性由 15 种降为 8 种，实验证实了捕食者在维持多样性中的作用。

2.5 生物多样性保护

目前，生物多样性正面临人类活动的巨大压力。人类对土地和生物资源的过度开发，使生物多样性持续降低。据世界银行 1992 年报告，80 年代末期森林面积每年约失去 1700 万－1800 万公顷，占热带森林总面积的 1.2%。Myers（1979）估计，从 70 年代末到本世纪末，将有 50 万～100 万个物种灭绝。严酷的事实使人们不能不认真对待生物多样性降低所带来的威胁，权衡保护生物多样性的代价与多样性丧失的短期和长期代价之后，可以深知保护生物多样性的重要性和急迫性。

生物多样性保护可以通过就地保护与迁地保护两种途径实现。前者如建立自然保护区、设立保种基地等，后者如建立动物园、种子库、基因库等。1972 年美国建立了世界上第一个自然保护区黄石公园，成为就地保护生物多样性的样板，此后各国相继建立了各种形式的自然保护区。本世纪 70 年代以来，出现了一系列有关生物多样性保护的国际立法与国际公约。1980 年，出版了《世界自然资源保护大纲》，成为国际生物多样性保护的指导性文件。1992 年“联合国生物多样性公约”的签署，则把这一工作推向又一高峰。

在生物多样性保护工作中，有许多理论问题有待阐明，如濒危物种灭绝参数的确定，种群大小对遗传多样性的影响，群落中生物多样性与生态过程的关系，尺度与生物多样性的关系，保护区面积大小等问题。另外，不同类型保护区的设计、动植物种质资源保存技术等也需要做大量工作。

第六节 人类影响

现今时代，人类对全球变化以及生态系统的影响是巨大的。上面已经介绍人类对全球变化的作用。本节着重考虑人类对生态系统的影响。这种影响可以分为直接影响和间接影响。

1 人口增长的需求

1.1 谷物和耕地

从 1950 年到 1984 年，世界谷物产量的增长超过世界人口的增长。但 1984 年后，根据美国农业部的资料，世界谷物产量一直落后于世界人口的增长，人均谷物产量已经下降 7%，平均每年下降 0.5%。1984 年后世界谷物产量下降的原因是新增土地的减少，以及灌溉和肥料使用的相对缓慢增长。由于农业垦荒用地的消失，将来谷物产量的增长只能依靠提高土地的生产率。但这将越来越困难。当前世界农民扭转谷物产量下降这一趋势正面临着三个方面的挑战：人均耕地持续减少，人均灌溉水资源量下降，以及追加单位肥料使用生产出的边际谷物产量的下降。

20 世纪中期以来，耕地面积增加约 19%，而同期全球人口却增长 132%。人口增长不仅可能降低耕地生产率，还可将其转为它用，从而促进耕地的退化。随着人均耕地面积的减少，越来越多的国家面临失去供养本国人口的能力的危险。这种趋势在世界四个人口增长最快的国家表现最为明显：巴基斯坦、尼日利亚、埃塞俄比亚和伊朗， 1960～1998 年间，人均耕地面积减少 40～50%。到 2050 年这四个国家人均耕地面积将减少到现在的 60～70%，即 1950 年人均耕地面积的 1 / 4。

1.2　淡水

不断加剧的水短缺是当今世界上最被低估的资源问题。在所有人口增长的地区，人均淡水供应量都在下降。尼罗河、黄河和科罗拉多河在入海口处几乎已经干枯。在所有大陆上，包括主要的粮食生产地区，水位都在下降。在美国南部大平原，中国华北平原和印度大部分地区，地下含水层中的水也正在被耗竭。国际水管理研究所估计，到 2025 年将有 13 亿人口生活在极度缺水的国家里。这些国家将不得不减少农业用水以保证居民生活和工业生产用水的需要。在中国和印度这两个以灌溉农业为主的国家里，都将面临灌溉用水匮乏的问题。

1.3　肉类

自 1950 年以来，世界肉类产量的增长速率几乎是人口增长率的 2 倍。在 50～60 年代，肉类产量的增长主要集中在欧洲和日本，但近 20 年来，在东亚。中东和拉丁美洲，肉类产量也迅速增长。牛肉。猪肉、禽类占世界肉类消费的绝大部分。据美国农业部估计，1998 年世界谷物产量为 18.7 亿吨，其中有 37％被用于饲养牲畜和禽类，以生产肉、蛋、奶等食品。如果发生世界粮食危机，这些现在用于饲养牲畜和禽类的将是人类最基本的粮食储备。

从 1997 年到 2050 年，世界肉类消耗将由 2.11 亿吨增长到 5.13 亿吨。这将对谷物供应产生更大的压力。

1.4　海洋捕鱼量

自 1950 年以来人类对海洋食物的需求增加了 5 倍，这使得海洋捕鱼量已经达到、甚至超过持续捕鱼量的限制。海洋生物学家认为，海洋不能支撑每年捕鱼大于 0.93T 吨，而现在捕鱼量已经达到这一限制。20 世纪末人类对过量捕鱼已经习以为常。在 15 种主要海洋捕捞鱼类中，11 种鱼类的数量正在下降。作为欧洲人长期主要食物的大西洋鳕鱼，在 1968 年产量达到顶峰后，现在已下降 70％。另一种蓝金枪鱼的捕捞量在 1970 年后在西大西洋也降低 80％。

随着海洋捕鱼量达到极限，人类将来对海产品的需求只能通过发展人工海洋养殖来满足。但是，这又会造成它与牲畜养殖和禽类养殖之间在谷物、大豆、鱼饵等饲料方面的竞争。

市场上某些鱼类品种的消失，海产品质量的下降，高价格，以及不同国家为捕鱼权属的争夺很可能会成为在 2050 年后的重要特色。到 2050 年，年人均海洋捕鱼量将降低为 9.9kg，而在 1988 年，这一数字是 17.2kg。

1.5　能源

在过去 50 年里，全球能源需求增长速度是人口增长的两倍。到 2050 年，由于发展中国家人口的增长和生活的富裕，将会消耗更多的能源。在先进国家人均能源处于高消耗的情况，即使人口增长率很低，也会对能源总需求产生重要的影响。例如美国，到 2050 年新增的 7500 万人口消耗的能源总量将相当于现在非洲和拉丁美洲消耗能源的总和。

在 1979 年世界人均石油产量达到高峰期，之后石油产量已下降 23％。据估计，在 2011 年至 2025 年之间世界石油产量将达到顶峰。在未来 50 年中，对能源需求的最大增长来自那些经济发展最快的国家：亚洲能源消耗量将增长 361％，而人口增长 50％。拉丁美洲和非洲的能源消耗增长分别为 340％和 326％。这三个地区，对能源包括森林、化石燃料以及航运的压力都是显著的。

1.6　人口增长带来的其他问题

人口增长首先带来问题。从 1950 年起，世界劳动力人口的数量从 12 亿增长到现在的 27 亿，超过就业的增长速率。在未来 50 年中，为了保证现有的就业率，全球需要 19 亿个新的就业机会。
当劳动力需求与供给的平衡被人口增长打破时，随之而来的就是工资的下降。

在那些人口增长率下降最多的发展中国家和地区，收入水平的增长也是最迅速的。这包括韩国、中国、印度尼西亚和马来西亚等。而在非洲一些国家，”由于忽视计划生育，已经面临新增人口受教育和就业的巨大压力。

人口增长超过住房供应的最终表现是无家可归。据联合国估计，全世界至少有 1 亿无家可归者，这相当于墨西哥人口的总和。如果再包括那些生活在地铁、下水道等处的居民和只有不安全或临时

生活设施的人口，这一数字将超过 10 亿。

在那些以儿童为主要人口的国家，对教育系统的压力是非常严峻的。世界上 10 个人口增长最快的国家中，大多是非洲和中东国家，在未来 50 年儿童将达总人口的 93%。到 2040 年，整个非洲的应当在校人口将增长到 75%。

1.7　21 世纪的人类

随着 20 世纪中的社会经济发展和技术进步，21 世纪的人类正朝着更健康、更长寿生活方向发展。人口老龄化方面的发展趋向标志着人类健康生活质量不断提高。全球人类平均估计寿命，1955 年为 48 岁，目前为 66 岁，至 2025 年将达 73 岁。2025 年预计全球人口总数达 80 亿，全球 65 岁上的老龄者约占全球人口总数的 10%，将第一次超过低龄儿童人口数。即 5 岁以下儿童人口数约占全球人口总数的 8%。

与此同时，“都市化”现象将对人类健康生存造成较大威胁。因为都市生存环境往往具有人口密集、居民紧张压抑感大、暴力事件多、车祸多、废弃物污染程度高、环境卫生差等负性因素。人的生存与寿命与疾病总是息息相关。预测 21 世纪人类诸如，糖尿病、精神失调症、癌症这些慢性非传染疾病的患发人数将上升。这在很大程度上是由于现代化发展迅速、人们生活方式及生活习惯改变，诸如活动量减少、吃得过多过好，饮食结构搭配不平衡、喜抽烟、以及生活空间及生活环境变坏，例如空气污染、土壤污染、水污染、陆地生存条件恶化等因素作用所致。专家估计 2020～2030 年期间每年仅因吸烟死亡达 1000 万人，而目前因此死亡的人数则为 350 万人 / 年。

发达国家中居民心脏病、中风及癌症将成为疾病致死的首位原因。但由长远而论，心脏病、中风的致死率将呈下降趋势，而癌症的致死率将呈上升趋势。对发展中国家而言，未来非传染性疾病的发病率将会增高，其中主要原因之一是发展中国家居民的生活方式正逐渐向“西方生活方式”接近。估计 1995～2025 年发展中国家中成年人患糖尿病人数将增至 2.28 亿人，增长率为 170%。

据统计，全球每年有 2100 万人死于 50 岁之前，大都由已知传染病所致，而这些已知传染病可通过以经济成本适宜的手段予以预防，例如，免疫、必需的门诊治疗、加强个人卫生、搞好公共卫生及环境卫生、加工处理食品时加强卫生及监管措施等相关操作来强化其调控。而新兴传染疾病，例如 SARs、人体免疫缺陷病毒症、艾滋病、丙型肝炎，以及“死灰复燃”性传染病，例如肺结核、霍乱导致的对人类健康的威胁性将增高。这是因为将来人体对抗生素药的抗药耐受性日益增加，人们的生活习惯、环境生态、地球气候、土地使用状况也会日益恶化，更兼旅游者、跨国移民人数日渐增多，这些都使之易广为扩展或流行。此外，诸如车祸、暴力突袭、战争等也将继续威胁人类健康。

21 世纪科技发展将会更加迅速、更加提高各类产品的知识含量，而这些又会卓有成效地对人类健康起积极推进作用。例如分子学及细胞生物学、免疫学及遗传学、各种医学技术（磁共振成像、外科激光术、诊断和治疗程序）领域中的新发现、高新科技成果的广泛应用将会使人类健康大为受益。信息和通讯技术可以加强同社会公众的密切联系沟通、鼓励公众参与各种决策制定、确保服务质量及服务效率、降低服务成本。

专家们提倡挖掘人类自身健康潜能。专家认为人类应采用积极的健康生活方式。譬如，优化身体素质、培养良好生活习惯、创造健康社交氛围、完善生态环境、提高城市教育及服务质量等都是支撑人类更幸福美满健康生存的必要操作。世界健康组织提倡人类应以社交、智力、身体三方面都积极努力的生活方式去提高自己的人生寿命。

最后，专家认为有一个关键问题十分重要，即人们应将关注焦点予以转移，由只单纯关注疾病本身而转移到关注大量涉及疾病的其它问题上，尤其提倡全球人类共同携手合作整治环境公害，唯此方能大范围有效减少疾病给人类带来的危害。

2　人类对生态系统的影响

人类对生态系统的影响包括直接影响和间接影响。前者涉及人类捕猎导致生物物种的绝灭，引进有缺陷物种促使本地物种绝灭。间接影响主要是人类对全球环境的破坏，例如，温室效应、臭氧层的损害、酸雨、化学有毒物质、放射性物质、和废物的大量污染，以及对生物栖息地的割裂和破

坏。人类燃烧化石燃料，砍伐森林，从而改变了 CO_2 的平衡，造成大气中 CO_2 浓度的急剧增加，由此产生的“温室效应”对全球陆地生态系统发生重大影响，也将对海洋生态系统产生影响。

2.1 森林

森林是生物圈的重要成员，是生态系统中的生产者，是物质循环和能量流动的关键环节。在人类活动干扰之前，全世界约有森林和林地 60 亿公顷。到 1954 年减到 40 亿公顷。近 40 年来，世界森林，特别是热带森林减少速度明显加快。估计全球 75％的森林破坏是发生在 20 世纪。联合国粮农组织调查表明，热带森林每年减少 1130 万公顷。农业开垦是森林减少的最主要的因素；过度放牧和樵采也对全球剩余原始森林的 14％的面积构成破坏。对森林产品需求导致的森林砍伐的直接根源是近几十年来人均消费的增长。世界人均纸和纸板制品的消耗量自 1961 年来增长近 3 倍。森林面积的减少导致了森林功能的下降，导致碳、氮等微量元素的源和汇分布改变，破坏水循环和生态循环，直接导致生物多样性消失和大批物种灭绝。

目前人为的环境退化造成土地侵蚀速度达 20～2000 μm / 年，而形成 10 cm 土壤至少需要 1000 年以上。在人类的作用下，扰乱了生物圈的固有平衡，导致生态环境长期恶化；而某些环境因子的时间滞后，更加剧了它的危险性。生物对环境的敏感性，使之走向灭亡，使生物多样性减少。而目前想恢复原状可能需要几百万到千万年。

2.2 土壤侵蚀和土壤退化

几千年来由于作物生长和动物饲料生产的需要，人类对土地的利用大大加强，这在 20 世纪尤为突出。在广大地区许多天然植被已消失，土壤的反复耕作导致了土壤侵蚀。土壤侵蚀即土壤及其母质在水力、风力、冻融或重力等外营力作用下，被破坏、剥蚀、搬运和沉积的过程。按引起土壤侵蚀的外营力，可分为水力侵蚀、风力侵蚀和重力侵蚀三大主要类型。

近期以来，由于农业机械化的发展，逐渐改变土壤的内部结构，破坏土壤矿物颗粒的自然团粒，机械重量的压实破坏土壤的孔隙等（Williams 等，1997）。土壤退化是人类活动及其与自然环境相互作用的结果。土壤退化的机理是土壤质量的下降。通常把土壤退化归结为三个主要类型，即物理退化、化学退化和生物退化。估计全球约有 35％的土地有不同程度的退化。联合国粮农组织则从土地利用的观点把土壤退化归结为三大类：第一类为土壤侵蚀和泥沙沉积、土壤盐化和碱化、有机废物的处理和传染性土壤生物和昆虫的生成；第二类为工业废物的排出、辐射性物质外逸和重金属污染；第三类为化肥用量过多和洗涤剂的污染。

2.3 荒漠化

“荒漠化”的定义是指包括气候变化和人类活动在内的各种因素所造成的干旱、半干旱和干燥半湿润地区的土地退化。“土地退化”是指由于一种过程或数种过程结合使旱作农地、灌溉农地、牧场和林地生物生产力的下降或丧失。在荒漠化中最突出的便是沙质荒漠化的扩大。所谓沙质荒漠化（简称沙漠化）乃是干旱、半干旱及部分半湿润地区由于人类不合理经济活动和脆弱环境相互作用而造成土地生产力下降，土地资源丧失，地表呈现类似沙质荒漠景观的土地退化。

沙漠化是目前人类面临的最严重的环境危机之一。1987 年联合国环境规划署估计，沙漠化威胁着 4800 万 km^2。约占全世界表土面积的 33％，至少影响 8.5 亿人的生活。20 世纪 80 年代初全世界 32.57 亿公顷的生产旱地中，约 19.86 亿公顷遭到沙漠化和严重沙漠化，约占 61％。因沙漠化使全世界直接损失达 260 亿美元。我国有一半国土为干旱或半干旱区，沙漠和沙漠化土地，以及风沙化土地总面积为 153.3 万 km^2，占国土面积 15.9％。据朱震达（1990）研究，我国沙漠化面积达 17.6 万 km^2，其中约 31.9％近百年形成，濒临沙漠化达到 15.8 万 km^2，对农业和生态构成严重威胁。

沙质荒漠化形成发展过程中，内陆盆地河流和湖泊冲积物中的深厚沙质沉积物（一般厚 20～400m）是荒漠化发展的物质基础。干旱多风，特别是两者在时间上的同步性（8 级以上大风达 20～80 天，有 40％～70％发生在春季）是沙质荒漠化发展的气候条件。降水偏少也有一定的影响。在这些潜在自然因素的基础上，人为经济活动则为重要的诱导因素。

2.4 城市化

由于经济结构模式的基础主要建立在都市化这一前提下，估计到 2025 年全球人口的 59%居住在都市内。而对比之下，1995 年居住在都市的人口数比例为 45%，1955 年时则更小，仅为 32%。同时，世界超过千万人口的特大城市之数量增长迅速：1955 年时为 1 个，而至 1975 年时发展成为 5 个，到 1995 年时已增加到 14 个，专家预估至未来 15 年内将达 20－30 个左右。

今天，城市的发展越来越快：从 100 万人口发展到 800 万，伦敦用了 130 年，而墨西哥城只用 30 年。整体来讲，世界城市人口正以每周 100 万的速度增长。这种城市增长的主要原因是城市人口的增加，人们从乡村迁入城市、乡镇变为城市，以及原有城市的扩张。如果这种趋势继续下去，到 2050 年将有 65 亿的人口居住在城市中，这个数字比世界上现有的总人口数还要多。

2.5　自然栖息地

世界各大城市人口的急剧增长，并带来大量污染，都对城市周围的自然栖息地造成了巨大的威胁。在世界各地，人类的干扰都降低了自然栖息地的面积和质量。在工业化国家，这些自然栖息地通常是人们野营、旅行、野餐的主要场所，是旅游休养的同义词。而在亚洲、非洲和拉丁美洲，大多数国家公园、森林和保留地都是当地居民生产生活的家园，被当作自然资源加以利用。而旅游业常造成对栖息地的和平与安宁环境的破坏。

2.6　废弃物

未来 50 年将新增 34 亿人口，这使得废弃物对全球和区域环境的不良影响更加糟糕。在近期乃至中远期，提供处理废弃物设施的前景是不容乐观的。

通过排放有毒废物，人类正史无前例地改变着地球，远远超过地球可承受的化学性。污染物包括大气酸沉降、氟代烃、有机毒物、重金属等影响着陆地和海洋，形成全球环境问题。持久的生物积累性污染物是最大化学的威胁。它们可以分作两类，有毒元素是最原始的持久污染源；长寿命的放射性元素是特别危险的例子。第二类主要指不可降解的分子。许多实例来自含氯工业，通常它们还具有强烈的生物累积性质。例如，多氯代二苯二氧烷和多氯代二苯二呋喃（PCDDs 和 PCDFs）是致命的、持久性的有机污染物，它们可以在以氯气为基础的氧化剂对木头的漂白过程中、含氯化合物或有机物质的燃烧中，以及金属的回收中产生。联合国环境保护计划（UNEP）关于持久性有机污染物国际协议中列举 12 个“优先”级的污染化合物和化合物种类为全球禁止使用，所有这些都是有机氯化合物。而内分泌干扰化学品（EDCs 如 PCDDs、多氯代联苯（PCBs）和杀虫剂的极少量就可引起令人惊骇的生殖能力损害。

必须大幅度地降低上述两类持久性污染物的环境负担。许多持久性污染物的使用已经显著降低。例如，氧化铅作为葡萄酒酸度调节剂的用途已被禁止，油漆中的铅添加物被替代，更加干净的铅电池得到发展，正在进行中的使用更为安全的汽油燃烧促进剂来替代目前的四乙基铅。在造纸工业中二氧化氯代替氯气作为主要的漂白剂，PCDDs 和 PCDFs 的污染已经大为降低。

然而，还有许多工作必须完成。例如，以氯为基础的氧化剂，如纸浆漂白剂、水的消毒剂、家庭和公共场所清洁剂，以及衣物的洗涤等继续产生着大量含有有机氯的污水。以氯为基础的氧化技术可以利用自然界的主要氧化试剂如氧气或过氧化氢，以催化活化的方式来替代。

绿色或可承受性化学可以在三个关键领域作出贡献。首先，发展可再生的能源技术处于中心地位。将太阳能经济地转化为化学能和提高太阳能到电能的转化。其次，目前化学工业使用的化学试剂绝大多数是从石油中转化而来，今后应该更多地从可再生的来源获得。第三，具有污染性的工艺技术必须由对环境无害的技术替代。

超音速飞机使大陆间旅行时间大为缩短。这些机群散发到平流层的气体和颗粒对环境将是重要的冲击。早期研究集中于气体，特别是 NO_X 散发的研究。近年研究表明，飞机排出的气体就地形成年青的排气羽，导致新的冰云，即凝结尾迹出现，从而改变原有云的显微物理性质，并提供非均匀化反应的位置（Brasseur 等，1998）。高速机群排出的气溶胶表面积能影响在臭氧活化与臭氧不活化两种状态之间氮、氯和溴化合物分化的多相反应体系。进而，进而影响大气辐射。Schroder 等（1998）测定飞机羽的纳米级超细气溶胶。Yu 等（1999）研究有机物在超微颗粒形成和演化中的可能作用。

2.7 动物

物种的灭绝一直是生物进化的主要组成，它体现优胜劣汰的物竞天择自然规律。但现今的物种灭绝除生物进化因素之外，人类的干扰更是“物种杀手”。海洋无脊椎动物化石研究表明，每年约有l～3 种物种遭灭绝厄运。但根据保守估算现今物种的灭绝率为 1000 种／年以上，近于自然物种灭绝的一千倍。正像 6500 万年以前的恐龙厄运那样，目前大批物种历史灾难悲剧正在重演。

物种的大量损耗击打着人们心弦。生物的多样性是人类赖以生生相息、繁衍茂盛的基础。生物物种提供着人类食物、纤维、其它用品及天然服务效应。生物的多样性是人类身体健康的基础，约有数十亿人口的主要治病药物取材于动、植物。生物多样性还为人类所需的农作物、家畜提供其必需的基因、物质和条件，例如昆虫为农副作物传播花粉，以保证丰收。青蛙、鱼、鸟类控制着害虫。贻贝及其它水中微生物净化着水源，植物和微生物造就出肥沃的土壤。

今天，科学家们已分类归属约 180 万种动物、植物、真菌、细菌和其它生物种系。昆虫是动物物种中品系数最最丰富的大族，甲虫类就占已分类动物物种的 25％。

考虑生物物种的消亡对人类影响，是十分困难的。为此，专家们的方法之一，是先由脊椎动物这种生物体入手探索，其理由在于像鸟、哺乳动物、爬行动物、两栖动物、鱼类等脊椎动物，相对而言了解得最多。

脊椎动物约有 5 万余种，研究相对较深。脊椎动物在生物界处于食物链最上层位置，通常在脊椎动物的栖息地必同时伴随有众多无脊椎动物、植物、真菌等物种的存在和发展，它们与脊椎动物作为封闭食物链的各不同环节而互为支持和依附，生生相息，环环相联。同时，尽管脊椎动物在整个生物物种群中所占比例极微，但其研究却具有“晴雨计”的重要作用，可藉此获悉相关地域的生态状况，并有针对性地采取适当措施。

对鸟类生态习性、分布区域及其它相关事实了解得较为透彻。约有一万余种鸟类已为人们熟知。在世界鸟类种属总量中，目前至少有 2／3 呈衰降状态；在这 2／3 鸟类种属中，约有占总量 11％的鸟类已被官方公布为濒危类；其中 4％（约 403 种）属临危或严重临危状况，余下 7％属易危状况。

鸟类衰减的主要原因在于栖息地被迫变更、遭过度捕猎、外来物种的侵犯及人类活动导致的化学污染的日益加重。栖息地受破坏为各项主要原因之首：专家认定所有濒危鸟类中约有 3／4 是受害于其栖息地，例如森林、湿地、草滩等被人类活动：农垦、畜牧、商业化采集、城市扩展等作业所破坏。特别是大片森林毁损；大坝淹没具有特定生态环境的相关流域；以及人口数量趋升而迫使把草原辟为农场，使原有大片整体生态环境被割裂，形成“补丁”状的特殊地貌。公害导致候鸟栖息地受损，缩减候鸟赖以繁殖和过冬的地域，以及迁徒飞行途中至关重要的落脚地，例如潮湾、港湾等。

国际保护联盟所指出，大约 25％的哺乳动物种类若继续保持目前这样发展状态的话，则必灭绝无疑。在主要哺乳动物群种中灵长目的境遇最为严重。科学家们确认，灵长目种属中近半目前正处于濒危，3／7 的有蹄类哺乳动物——鹿、羚羊、马、犀牛、骆驼和野猪也处于受危状态，有袋（目）动物和鲸目动物处于类似窘境，26％的蝙蝠以及诸如熊、浣熊等食肉动物均受到环境威胁。

栖息地受损是 3／4 以上哺乳动物类属衰降的主要原因。栖息地遭破坏同样也折磨着海洋哺乳动物，但其危害作用属渐增式并非骤发性。海洋哺乳动物通常群居栖息于沿岸海域，现今它们不得不遭受海水污染、食物源污染、捕渔机具过增、人类吃食需求量激增、船舶交通噪音量日甚的种种危害，正是因为这诸多因素的综合作用，使海洋哺乳动物的栖息地生态质量日益趋于劣化。

尽管鸟类和哺乳动物类都面临同样的受环境干扰问题，但其体现结果却呈明显差异：每 4 只哺乳动物就有 1 只处于濒危窘境，但鸟类却仅 1／10 遭此威胁。因为鸟类移动能力较强，在环境遭侵扰下可较灵活地飞于它处寻居觅食，二则鸟之身体比较小，使其赖以生存的场域及食源都相对易重新获得；而哺乳动物则显出明显劣势，它们重辟新生存条件之能力比鸟类困难要大得多。

照亮我的道路，并且不断地给我新的勇气去愉快地正视生活的理想，是善、美和真。 －－爱因斯坦

第七章　　数字地球

地球系统指的是由大气圈、水圈、陆圈和生物圈（包括人类本身）组成的作为整体的地球。它包括自地心到地球的外层空间的十分广阔的范围，是一个复杂的非线性系统，其间存在着地球系统各组成部分之间的相互作用，物理、化学和生物三大基本过程之间的相互作用以及人与地球系统之间的相互作用。地球系统科学以整个地球为研究对象，是以多学科之间的相互渗透和合作为其特征的一门交叉学科，是以 3S 集成技术为先导的信息地球科学。

第一节　　地球系统科学计划

1983 年美国国家航空和宇航管理局（NASA）的顾问委员会任命了一个地球系统科学委员会来考虑宇航局的地球科学计划。它的任务是：把地球科学作为一个内部各部分相互作用的系统加以评述；推荐一个全球性的地球研究计划；确定宇航局在计划中的作用。

这是一个内容广泛的综合性计划。可以对所有时间尺度的地球演化进行观测，其中最紧迫的尺度是几十年到几百年的全球变化。这一计划发表于 1998 年，并由陈泮勤等人译成中文，书名为“地球系统科学”。

近几十年中，三项重大发展强迫我们接受一个关于地球的新观念，即地球是一个综合系统，要想对这个系统的研究取得重大进展，必须跨越学科的界限。首先，是许多学科的成熟性，这促进了各学科之间的联系的相互依赖。科学家认识到为了取得实质性的进展，必须汲取其它学科的重要成果。例如，大气科学进展关键在于对全球生物学，包括人类在生物地球化学循环中的作用，以及火山爆发引起的扰动等。其次，今天的空间技术可以提供一种新的观测方式。它既是全球性的，又是短时间尺度的连续和同步的观测。再次，更重要的是科学家已经认识到，敏感的焦点是人类活动，包括人口增长、工业和农业、技术和经济活动在导致全球变化中日益增大的作用。在几百万年或更长的时间尺度内，地质作用主导着地球演化，生物作用也留下明确的印记。而在更短的时间尺度上，例如，几十年到一百年的尺度，人类的作用强烈地影响着地球的表面系统，促进气候和生物的变化。这些变化的恶果将由我们自己、以及我们的子孙后代来承受。

今天，人类面临的环境问题的严重性在于它们不再只是局地的或区域的问题，而是跨越国界的全球性问题，如气候变暖，臭氧洞的形成和加剧，沙漠化和水资源短缺，植被破坏和物种大量消失等等，无一不是全球面临的共同问题。这些重大的环境问题就科学内容而言已经远远超过了单一学科的范围，往往涉及大气、海洋、土壤、生物等各类环境因子，又与物理、化学和生物过程有密切关联。只有从地球系统的整体着手才有可能弄清这些问题产生的原因，寻求解决的办法。

全球环境的另一个重要特点是，上述重大环境问题主要是人类的不合理开发利用地球资源所造成的，其影响就强度和速度而言已接近自然变化，并正在继续加剧，从而可能对未来人类的生存环境产生长远的不可逆转的后果。这就迫使人们从全球角度制定对策，控制和调整自身的行为，使整个地球环境朝着有利于人类的方向发展。

地球可以看作由两台发动机组成的。内部发动机由放射性元素变衰和地球内部的原生热所驱动。

它推动板块体系，表现为地球表面的起伏。外部的太阳能是第二台发动机，它维持地表的风化、侵蚀和沉积作用，推动大气和海洋的环流。

地球系统中的变化是地球各个子系统相互作用和反馈的结果。这些子系统包括大气、海洋、地壳、地幔、地核、冰雪层和生物圈。这些变化显示了它们各自的时间尺度和空间尺度特征（图 7.1）。最大的空间尺度是行星的尺度，它大约相当于地球半径。在空间上观察地球，它是蓝色的行星，在蓝色海洋的上空飘浮着白云。

图 7.1　　地球系统过程：特征空间尺度和特征时间尺度（陈泮勤，1998）

全球变化的时间尺度可以分为五个主要时间尺度：

1　几百万年到几十亿年：在最初的一亿年内，地球的铁核形成，随后逐步形成对流的地幔和运动着的岩石圈，这些子系统的特征时间尺度为几百万年到几十亿年。生命演化以及相关的大气化学演化也有类似的时间尺度。

2　几千年到几十万年：涉及冰期和间冰期的交替、土壤发育、以及生物物种的分布。它主要是地球轨道变化造成的结果。

3　几十年到几百年：应认识和预报对生物存在有威胁的变化。例如，气候、大气、干旱、酸度、以及陆地和海洋生物系统的变化。

4　几天到几年：天气、洋流中的旋涡、极区海冰的季节增长和溶化、地面径流、地表风化、植物年循环生长。大部分生物地球化学的反馈是通过主要子系统能量辐射的交替而发生的。地震和火山爆发是在地球内部相当长的时间尺度内调整形成，而于一瞬间表现出来，它们积累能量的时间可能需要几年到几百年。

5　几秒到几小时：陆地、海洋、冰、大气和生物群落之间的质量、动量和能量的通量全部由时间尺度小于一天的过程所支配。在陆地和海洋，这些交换以湍流输运形式发生，而湍流输运又部分受太阳加热循环所影响。

这些时间尺度中前二个主要涉及传统地质科学，包括地球物理、地球化学和地质学领域的现象。而大气科学、生物科学和海洋科学则着重最后两个时间尺度。生物过程在所有时间尺度进行。但中间时间段，即几十年到几百年对人类社会的利害和规划尤为重要。所以，“地球系统科学”编写者把它作为计划中最紧迫的领域。

计划中讨论了三个内容：

几千年至几百万年的全球变化（图 7.2）：几千年到几百万年的时间尺度反映地球上内部和外部发动机的驱动和相互作用。同时，生命也有重要的意义。它影响着大气中的氧气平衡，进而影响地表沉积物的化学作用，以及风化速度。与之相反，长时间尺度的演化过程也影响生物圈。

图 7.2　　几千年到几百万年的时间尺度内地球系统过程的概念模式（陈泮勤，1998）

在几千年至几百万年的时间尺度范围内，固体地球变化的地核和地幔过程以及板块构造过程主宰着地球系统的所有其它过程；太阳作为外部强迫的驱动源，通过太阳辐射直接影响着大气物理、化学过程，海洋动力系统以及全球水分、生态系统。因此，在这长时间尺度上，地球演化过程是受内部能量和来自太阳辐射的外部能量所驱动。在几十年至几百年时间尺度上，地球演变过程主要取决于物理气候系统和生物地球化学循环过程。

几十年至几百年的全球变化（图 7.3）：其内容类似上一章介绍的全球变化的内容。在几十年到几百年的时间尺度内自然力对人类有重大的影响；且人类活动对全球变化的影响也最突出。其中有二个主要过程：在物理气候系统中：包括大气物理学和大气动力学、海洋动力学以及地球表面湿度和能量平衡等各个子系统。另一个系统是生物地球化学循环，包括海洋生物地球化学、地球生态系

统以及对流层化学等。平流层大气的子系统介于上述两系统之间，而在二个系统中都要考虑的有水循环。

图 7.3　　几十年到几百年的时间尺度内地球系统过程的概念模式（陈泮勤，1998）

古气候：涉及长短时间尺度的联系。冰期和间冰期的交替是过去几百万年的特征。这种循环可以用 Milankovitch 的假说得到解释，近 60 万年的冰期研究表明，存在着十万年的周期。对于古气候研究，注重考虑末次冰期最盛期以来的时间段，即 18000 年以来的气候。当时的冰期使北美洲有高达 3 km 的冰原，南美洲和澳洲也有小冰原。海平面比现在约低 100 m，海洋表层温度比现在低 2－4℃。对此，冰期后的冰芯、树轮、沉积物的研究，与太阳辐射量、黑子、磁场等方面的变化对于解决全球变化是重要的。

这个计划提出一个全球数据的观测计划。这包括一系列的卫星和航天飞机的空间计划。这主要由 NASA、美国国家海洋和大气局（NOAA）和美国国家基金局（NSF）所组织，也包括其他国家。观测中涉及观测平台和仪器设备，也提出一些需要研制的仪器。对观测数据的采集、信息处理，考虑到计算机和网络的要求。

从地球系统科学计划总体看来，以及它的观测仪器的设置，都是围绕着全球变化这一个目标。所以，它的测定主要是地球表面特征，包括地表地形、大陆、水圈、大气圈、生物圈以及冰雪覆盖区，以及少量有关太阳辐射的日地关系。作为地球系统科学计划，它没有能涉及日地关系中的一个主要子系统，即地幔和地核。它可以用地球动力学激光测距系统测定板块运动，但这些数据难以与地核和地幔数据联系起来，以确认它们的之间的存在耦合关系。

第二节　　信息化进程和数字地球的构筑

1 信息化进程

21 世纪是信息革命的时代. 随着新的元器件及其技术的发展，新型的超导计算机、量子计算机、光子计算机、生物计算机、纳米计算机等将会在 21 世纪走进我们的生活，遍布各个领域。目前科学家大都同意 Moors（摩尔）的观点，即摩尔定律。摩尔定律认为，可以制作在一个集成电路上的晶体管的数目随时间呈现指数形式的增长。这样，计算机运算能力将以每 18 个月速度增长 1 倍、成本减半的发展趋势推进社会进步。

21 世纪是信息科技仍是最活跃、发展最迅速、影响最广泛和深刻的科技领域。信息是构成人类社会的最基本要素之一，它包括人类社会所创造的全部知识的总和。物质世界存在的一切资源、资本、人员。工具的结构、功能、时空分布及其运动和相互作用，人类的语言、文字、情感、思维和知识都必须以信息的方式记录、学习、表达和交流。信息资源与物质资源不同，它可以被重复使用，可以被同时共享，在使用过程中不但不被耗损，还有可能被扩增。因此信息将成为全球知识经济社会中最重要的资源与竞争要素，信息产业将成为 21 世纪全球经济中规模最宏大、最具活力的产业。

新的科学方法与应用软件将帮助人们突破语言文字屏障、提供平衡开放和安全，实现即时的虚拟现实，为全球化虚拟制造、服务、流通、研究与发展，终身学习和娱乐提供新的平台。

通过信息科技与物质科技。生命科技乃至与社会人文科学的交叉与融合，分子设计、材料设计、虚拟实验、生物信息、数字地球、数字宇宙和数字生态等新的科学技术分支将得到发展，并表现出巨大的创新潜力。

人类认识自然、改造自然的过程是无止境的，永远不会止步。除保持人与自然的和谐共存和持续发展外，还将进一步开拓天疆和海域，了解并探索深部地球。利用现代高技术进步的成果，人们将更加积极研究宇宙的起源和演化，探测宇宙中的暗物质与反物质，联合建立大型空间实验站，发射深空探测器，探索宇宙间的生命迹象，制造可深潜万米的水下机器人，实施大陆、海洋深钻的科学探测计划，进一步认识自然规律，获取新知识，建设“数学地球”，寻求和开发新的资源，拓展人

类新的生存和活动空间。

2 构筑数字地球

1998 年美国副总统阿尔·戈尔在加利福尼亚科学中心的演讲中提出“数字地球”（Digital Earth）的概念。他说：“我相信我们需要一个‘数字地球’，即一种可以嵌入海量地理数据的、多分辨率的和三维的地球的表示”。他明确地将“数字地球”与遥感技术、地理信息系统、计算机技术、网络技术、多维虚拟现实技术等高新技术和可持续发展决策、农业、灾害、资源、全球变化。教育、军事等方面的社会需要联系在一起。按照戈尔提出的时间表，美国“数字地球”的基本实现预计在 2020 年，而“数字地球”的初步实现设定在 2005 年左右。

“数字地球”是地球科学与空间科学、信息科学等现代科学技术交融的前沿领域，是科学技术与社会发展以及社会科学紧密结合的结晶。“数字地球”是世界各国可持续发展的必然依托，是新的经济建设增长点，是科学技术、经济、政治、社会、历史发展的必然产物。

中国 21 世纪的发展中，实现经济和社会的可持续发展、保持和平安定的国际环境、发展科学技术的自主创新能力，是三项重大战略目标。“数字地球”是中国实现上述目标中一项整体性的、导向性的发展战略措施。

一　可持续发展的需要

中国人口众多、土地资源有限、自然灾害频繁。加强对土地资源、水资源和环境的监测和保护；发展精细农业，逐步实现农业产业化；加强对自然灾害、主要是洪涝灾害的监测、预测和防御，是一项迫切的任务。中国的自然资源相对不足，地质矿产和油气资源的勘探开发，森林、草原的调查和监测，海洋的保护和利用，都需要现代化手段。城市发展如何避免某些第三世界国家和一些发达国家走过的弯路，是中国面临的一个紧迫的社会问题。其中管理。监测和规划具有关键性的意义。“数字地球”可以在城市规划、管网管理、社区管理以及城市灾害。紧急事务动态管理方面发挥巨大的作用。通过“数字地球”促进经济信息化的进程，促进中国社会主义市场经济的发展。“数字地球”直接影响到中国居民未来的网上生活。

二　科学与技术发展的需要

在空间科学技术领域，在“数字地球”的框架下，中国将根据可持续发展的需要，实现对地观测系统的合理布局；进一步促进高光谱分辨率、高空间分辨率、高时间分辨率的传感器的研制；提高对地观测卫星技术、星载数据处理、星－机－地数据接收技术。地面台站及人文、经济等数据的获取技术以及一体化集成技术的发展。

在信息科学技术领域，需要研究新一代大规模并行处理器，高宽带网络，基于网络的分布式计算操作系统；高密度、高速率的海量空间数据储存、压缩、处理技术；多比例尺多时相多源数据集成技术；图像信息智能提取技术等，从而为“数字地球”提供强有力的技术支持。

在地球科学等领域，需要进行多学科的综合研究。今天，只有空间对地观测技术才能提供全球性、重复性、连续性和多样性的地球表面动态数据。这类海量数据有助于把地球系统作为一个整体研究，也可以模拟从前不可能观察到的现象，同时能更准确地理解所观察到的数据。建模与模拟有关地球各种现象的新天地。“数字地球”将有力地促进云、水和能量循环、海洋、大气、陆地表面、生态系统、冰川及极地冰盖以及固体地球等方面的研究，从而促进地球系统科学的发展。

在社会科学领域，在“数字地球”支持下人与地耦合，人与自然的关系以及在空间尺度上分析社会发展等方面的研究将会出现一个新的局面。

总之，建设“数字地球”的过程将极大地促进信息科学技术、空间科学技术、环境科学技术和地球科学的发展。“数字地球”所提供的巨大市场在中国经济发展中具有重要意义。“数字地球”的提出给我们提供了一个从更高层次上整合的机会，促进中国科学创新体系的形成和发展，为中国实现“跨越式”的发展提供了重要的机遇。

第三节　　3S 集成

3S 集成一般指遥感（RS, Remote Sensing）、地理信息系统（GIS, Geographic Information System）和空间定位系统（GPS, Global Positioning System）。还有人提出 5S 集成。5S 集成则包括数字摄影测量系统（DPS, Digiyal Photogrammeter System）和专家系统（ES, Expert System）。

遥感一词首次出现于六十年代初，美国女地理学家 Pruitt 在编写航空像片判读方面的报告时，由于红外、微波等电磁波的引入，她把航空照片和摄影等词改称遥感。1962 年美国地理学会正式使用这一名词。1972 年后美国地球资源卫星的多光谱扫描传感（MSS）得到的图片、经济效益特别高，迎来遥感研究和使用的高峰。

根据陈述彭院士主编的遥感大辞典。广义的遥感定义是，泛指各种非接触、远距离的探测技术，这些探测技术基于物体对电磁波的反射和辐射特性。狭义的遥感定义是指，从远距离、高空以至于外层空间的平台上，利用可见光、红外、微波等探测仪器，通过摄影或扫描、信息感应、传播和处理，从而识别地面物质的性质和运动状态的现代化技术系统。

遥感的地面分辨率由初期的数十米到目前的 0.75～1m。遥感使用的仪器主要是多光谱扫描仪和合成孔径雷达。多光谱的波段也由最初的七个光谱波段发展到 192 个波段。

卫星遥感开拓了对地观测的新时代。遥感所具有的宏观、综合、动态、快速的特点为地球资源调查与开发、国土整治、环境监测以及全球性研究提供了一种新的有效手段，已广泛应用于地球科学各领域以及其他各个部门，显示出强大的生命力和广阔的前景。

目前，运行中的应用于地学研究的遥感卫星主要是：

• 陆地卫星系列——美国的陆地卫星 LANDSAT 系列、法国的地球观测卫星 SPOT 系列等。

• 气象卫星系列——美国 NOAA 系统极轨气象卫星、美国静止同步环境卫星 GOES 系列，俄罗斯的“流星”极轨气象卫星 METEOR 系列，欧空局静止气象卫星 MEREOSAT、日本静止气象卫星 GMS 等。

• 海洋卫星系列——美国雨云卫星 NIMBUS 7、欧空局的地球资源卫星 ERS 系列、日本的海洋观测卫星 MOS1、加拿大的雷达卫星 RADARSAT、美国和法国的海洋地形实验 TOPEX／POSEIDON、美国海军遥感系统 NROSS 等。

地理信息系统（GIS）是空间信息的一种。人们常以它来代表空间信息。空间信息除了具有物体的属性特征外，还具有空间的定位特征。1960 年加拿大 Tomlinson 提出把地图变成数字形式，便于资源分析，并建立了世界上第一个 GIS，用于资源管理和规划。GIS 的功能是对信息进行采集、管理、分析和表达。GIS 有一个或多个数据库，有管理、查询和检索功能。

在技术方面，GIS 是由 CAD（机助设计，Compyter Aided Design）的基础上发展起来的。CAD 是在人的参与下利用计算机对设计对象进行最佳设计。其中包括资料检索、计算、确定结构形状、自动绘图等，常用于机械、建筑、产品设计。当用 CAD 来绘制地形图时，D 字代表 Drafting，具有丰富的绘图功能，强大的图形编辑能力。80 年代末 CAD 技术改进成为 Auto CAD，有更灵活的人机对话功能，在此基础上形成新一代的地理信息系统。

由于计算机的飞速发展，硬件寿命一般只有 5～7 年，软件约为 7～15 年。数据有效寿命，短的只有 1～2 年，长的达 25～70 年以上。所以，信息系统必须有硬件、软件和数据的大量更新。

目前商用 GIS 软件有数百种。例如，ARC／INFO、SICAD-OPEN、MICRO-STATION、SYSTEM9 等。评价 GIS 软件的优劣，主要看它的功能和效率，这与它采用的数据模型（层次模型、网络模型、关系模型、面向目标模型等）、数据结构（矢量、栅格、四叉树等）及处理方法有关。进一步发展 GIS 软件需要提高它的集成度，使之能处理多种传感器、多波段、多级分辨力、多时相以及多种仪表数据的系统，并力求减少对用户培训和学习的时间。

遥感和地理信息系统技术已经成为环境监测、减轻自然灾害、管理自然资源，并使之可持续发展的必不可少的工具。可以用来进行自然资源调查、环境研究、土地利用状况、森林管理、农作物生长、各种灾害预测和防治、国民经济宏观调查和决策分析。在城市管理上，地理信息系统可供作土地管理、房地产管理、污染治理、环境保护、交通规划、上下管道管理、市政工程服务、交通管

理和城市规划等。

全球定位系统（GPS），是以卫星为基础的无线电导航系统，能为航空、航天、陆地、海洋等用户提供三维的导航、定位和定时。

全球定位系统是美国国防部研制出来的。空间中由 24 颗卫星组成，包括 21 个工作卫星和三个备用卫星，分布在六个等间隔的轨道面上（图 7.4）。卫星平均高度 20200km，并同时以 1.2GHz 和 1.6GHz 为载波频率，发射两种信号：粗码（C／A 码，码元长度 293m）和精码（P 码，码元长度 29.3m）。卫星发射功率约 20W，比噪声低 3～4 个数量级。这样，人们在任何地点任何时间都能够接收到 4－9 颗，高度角大于 10°的卫星发出的信号，再利用相关系数最大的数据，可以测得该测试点的三维坐标。

图 7.41.1.1　　GPS 卫星的配置（王广运等，1996）

GPS 定位测量方法可以分为伪距法和载波相位差法两大类。使用静态对地定位时，定位精度达毫米级；动态对地定位时，精度为分米至米级。美国军方法严格控制着全球定位系统的使用，实施选择可用性(Selection Availability, SA）和反电子诱骗(Anti Spoofing, AS）。前者是人为加入误差，使非美国军方不能使用 P 码。目前，人们使用相位法企图减少 SA 的影响。

全球定位系统是测量学的重大革命。它不仅具有通常无法比拟的高灵活性和高精度，也不会出现传统三角测量的误差积累。同时，可以直接给出三维坐标的位置。1997 年日本建立 890 点的 GPS 点观测网。1998 年拟建 1000 个网点，用于观测地壳变动，监视地震。

图 7.5　　GPS 测定澳洲和太平洋板块的相对运动（Larson 等，1997）

近年来 GPS 已开始用于地球科学研究。1996 年对天山进行测定表明，每年缩短速率 20mm，对北美板块测定得出，板块运动速度平均 1.3mm／年，且东部与西部运动方向不同。1991～1995 年对尼泊尔境内，测量穿过喜马拉雅山的收缩速度为 17.52±2 mm/年，从变形场估算西藏下边的印度板块滑动速度为 20.5±2 mm/年。应变将导致喜马拉雅山的一个或多个大地震，其震级与 1934 年的尼泊尔 Bihar 的 8.1 级地震相近。近期可能出现于西尼泊尔。Reilinger 等（1997）报道阿拉伯、非洲和欧洲板块的相对运动测定结果。而 Larson 等（1997）利用 38 个台站（包括台湾一个，大陆无）对非洲、南极洲、澳洲、太平洋、东太平洋中的 Nazca、北美和南美板块运动的水平速度和角速度进行测定。水平速度误差 1.3～5.0 mm／年。日本相对于太平洋板块以 103.4±2.6 mm／年向 S67.6°±1.2°E 运动。台湾相对欧洲以 4.8±2 mm／年向 N96°E 运动。过去报导，南中国大陆相对欧洲以 8±0.5 mm／年向 N116°E±4.1°运动（图 7－5）。Matttoli 等（1998）报导在 1005 年 10 月到 1996 年 7 月测定 Soufriere Hills 火山周围的地表变形。Soufriere Hills 火山位于加勒比海上蒙特塞拉特（Montserrat）岛，1995 年 7 月 18 日爆发，间断约 300 年。Calais 等（1998）于 1994 年至 1997 年测量贝加尔湖裂谷，显示在 WNW-ESE 方向有 4.5±1.2 mm/a 的地壳拉张。

遥感、地理信息系统和全球定位系统三者的综合利用，构成了整体、实时和动态的对地观测、分析和应用的运行系统。例如，用于城市 RS 动态监测，以及 GPS 城市灾害快速反应系统等。