

前 言

青藏高原作为世界第三极、亚洲水塔和全球变化的敏感区，其高海拔、复杂的地形和多样的下垫面使得该地区陆面过程具有强烈的时空异质性，并通过陆气相互作用影响着周边地区的灾害性天气与气候变异，具有前兆性“强信号”的指示意义，对我国乃至亚洲的生态与水资源安全也具有不可替代的重要影响。青藏高原是气候模式中全球陆地气温与降水模拟偏差最大的区域之一，高原严酷的自然环境导致的观测数据不足和气候物理过程认识不清则是制约模式改进的重要因素。随着模式分辨率的提高，高原下垫面的强烈异质性导致陆气相互作用的复杂性得到更充分的体现。同时，作为全球中纬度最大的多年冻土分布区，高原多年冻土退化正在极大地改变地表热力、生态和水文水资源状况，并通过陆气相互作用反馈于区域气候。然而，目前关于陆面过程气候反馈的科学认知依然存在较大的不确定性，尤其是在青藏高原独特的气候环境条件下。因此，开展青藏高原陆面过程研究越发重要，已经成为国际气候和地球系统科学研究的前沿。

本书全面总结了中国科学院西北生态环境资源研究院黄河源区气候与环境野外科学观测研究站（又称若尔盖高原湿地生态系统研究站）科研团队在青藏高原陆面过程的参数化及其影响方面的系列研究成果。本书的主要内容包括：①青藏高原陆面过程研究的重要性与研究现状；②资料、模式和方法；③青藏高原陆面过程对区域气候的响应；④冻融过程参数化方案改进；⑤青藏高原砾石参数化方案及其在 BCC_CSM 的应用；⑥青藏高原积雪观测与积雪反照率模拟改进；⑦ FLake 湖泊模式在青藏高原的适用性评估及改进；⑧青藏高原陆面过程参数化方案综合集成；⑨青藏高原冻土冻融特征未来预估及区域气候效应；⑩青藏高原积雪对陆面水热输送的影响；⑪青藏高原植被变化的区域气候效应；⑫青藏高原湖泊变化的区域气候效应；⑬青藏高原土壤湿度变化对午后对流降水的影响；⑭青藏高原地表能量变化对高原低涡和大气边界层的影响。本书对于青藏高原陆面过程参数化改进进行了详细的总结和集成，并给出了高原土壤冻融、积雪、土壤湿度、湖泊和植被等陆面过程变化对区域水热和天气气候的影响机理，对于全面理解青藏高原陆气相互作用具有重要参考价值。

本书由孟宪红、吕世华、张宇、罗斯琼、文莉娟等撰写。第 1 章由孟宪红、李照国、陈昊等撰写；第 2 章由赵林、陈昊等撰写；第 3 章由孟宪红、邓明珊、方雪薇、李瑞青等撰写；第 4 章由张宇、罗斯琼等撰写；第 5 章由徐悦、吕世华等撰写；第 6 章由孟宪红、李照国等撰写；第 7 章由苏东生、文莉娟等撰写；第 8 章由邓明珊、孟宪红等撰写；第 9 章由罗斯琼、王景元、方雪薇等撰写；第 10 章由王婷、吕世华等撰写；第 11 章由张少波、吕世华等撰写；第 12 章由苏东生、文莉娟等撰写；第 13 章由孟宪红、栾澜等撰写；第 14 章由李黎、苏彦入、吕世华等撰写。全书由孟宪红、吕世

华、陈昊、李照国、赵林、邓明珊、安颖颖、赵采玲、王婵、常燕、奥银焕、马迪、尚伦宇和王少影等修改并统稿。

本书由以下项目资助出版：国家自然科学基金杰出青年科学基金“寒旱区陆气相互作用”(42325502)；中国科学院“西部之光—西部交叉团队”重点实验室专项“寒旱区陆面过程与气候变化研究”(xbzg-zdsys-202215, xbzg-zdsys-202102)；国家自然科学基金区域创新发展联合基金重点支持项目“三江源冻土—植被相互作用及区域气候效应”(U20A2081)；国家自然科学基金面上项目“青藏高原典型湖泊冰封期热力过程及其对湖气相互作用的影响研究”(42275044)。

我们衷心期望本书的出版能够为青藏高原陆面过程的研究起到推动和促进作用。由于时间仓促并限于我们的水平，疏漏之处在所难免，敬请广大读者批评指正。

作 者

2026 年 4 月

目 录

前言

第1章 绪论	1
1.1 青藏高原陆面过程研究的重要性	1
1.2 青藏高原陆面过程研究现状	2
1.2.1 野外观测研究现状	2
1.2.2 陆面过程模式研究现状	6
1.2.3 卫星遥感研究现状	9
参考文献	10
第2章 资料、模式和方法	16
2.1 资料	16
2.1.1 站点数据	16
2.1.2 格点数据	22
2.2 模式	28
2.2.1 通用陆面过程模式 (CLM)	28
2.2.2 公共陆面模式 (CoLM)	29
2.2.3 一维大气边界层模型	29
2.2.4 区域气候模式 (RegCM)	31
2.2.5 WRF 模式	32
2.2.6 BCC_CSM 国家气候中心气候系统模式	33
2.3 方法	33
2.3.1 修正的 Mann-Kendall 趋势检验法	33
2.3.2 Sen's 斜率估计法	35
2.3.3 多元一次回归模型	36
2.3.4 陆表蒸发估算方法	36
2.3.5 模式检验方法	38
参考文献	39
第3章 青藏高原陆面过程对区域气候的响应	43
3.1 青藏高原区域气候变化特征	44
3.1.1 气象因子气候态的空间分布	44
3.1.2 气象因子趋势的空间分布	46

3.2 青藏高原土壤温度变化特征分析.....	49
3.2.1 青藏高原各层地温的年、季、月变化趋势分析.....	49
3.2.2 青藏高原各层地温与近地层气温之间的关系.....	55
3.3 青藏高原土壤湿度对气候变化的响应.....	57
3.3.1 土壤湿度与降水一致性评估.....	58
3.3.2 土壤湿度与降水的气候态和趋势.....	59
3.3.3 土壤湿度对气候变暖的响应.....	61
3.4 植被对气候变化的响应.....	63
3.4.1 青藏高原植被变化特征分析.....	64
3.4.2 青藏高原植被类型潜在演变特征.....	68
3.4.3 青藏高原植被变化特征对气候变化的响应.....	70
参考文献.....	74
第4章 冻融过程参数化方案改进.....	77
4.1 基于 NCAR LSM 的冻融过程参数化方案发展与检验.....	77
4.1.1 原始 NCAR LSM 模式参数化方案介绍.....	79
4.1.2 冻融过程参数化方案的建立.....	81
4.1.3 冻融过程参数化方案的检验.....	84
4.1.4 小结.....	89
4.2 基于 CoLM 的冻融过程参数化方案的建立及效果检验.....	90
4.2.1 青藏高原冻土环境下土壤监测.....	90
4.2.2 基于 CoLM 的土壤冻融过程参数化方案的建立.....	103
4.2.3 新的导热率参数化方案效果检验.....	108
4.2.4 冻融过程参数化方案的效果检验.....	112
4.2.5 小结.....	127
参考文献.....	128
第5章 青藏高原砾石参数化方案及其在 BCC_CSM 的应用.....	131
5.1 BCC_CSM 砾石参数化方案.....	131
5.1.1 砾石对土壤水热性质的影响.....	131
5.1.2 BCC_CSM 原模式土壤水热参数化方案介绍.....	133
5.1.3 BCC_CSM 模式土壤砾石参数化方案发展.....	135
5.2 砾石参数化方案在陆面模式 BCC_AVIM 中的模拟试验.....	135
5.2.1 BCC 模式含砾石变量土壤数据集的建立.....	135
5.2.2 不同砾石含量对土壤温湿度的影响.....	139
5.2.3 耦合砾石参数化的 BCC_AVIM 对中国区域土壤温湿度的模拟评估.....	142
5.2.4 小结.....	144

5.3 耦合砾石参数化的 BCC_CSM 在青藏高原地区的模拟试验	144
5.3.1 新方案对青藏高原土壤温度的模拟检验	144
5.3.2 新方案对青藏高原土壤湿度的模拟检验	146
5.3.3 新方案对青藏高原地表气温的模拟检验	148
5.3.4 新方案对青藏高原地表降水的模拟检验	151
5.3.5 小结	153
参考文献	154
第 6 章 青藏高原积雪观测与积雪反照率模拟改进	156
6.1 青藏高原积雪观测	157
6.1.1 积雪的变化	157
6.1.2 空气和雪的温度	158
6.1.3 积雪的能量估算	158
6.1.4 积雪有效导热系数	160
6.2 MODIS 积雪反照率在模式中的应用	162
6.2.1 模型设置	162
6.2.2 MODIS 和 WRF 模式中反照率的比较	163
6.2.3 2 米气温模拟结果的比较	164
6.2.4 净辐射模拟结果比较	164
6.2.5 默认设置模式中地表反照率高估的原因	166
6.3 小结	167
参考文献	168
第 7 章 FLake 湖泊模式在青藏高原的适用性评估及改进	170
7.1 原模式评估及参数敏感性试验	171
7.1.1 原模式评估	172
7.1.2 消光系数敏感性实验	172
7.1.3 摩擦速度敏感性实验	175
7.1.4 湖冰反照率敏感性实验	177
7.2 模式改进	178
7.2.1 主要参数修正	178
7.2.2 盐度参数化方案	180
7.3 小结	181
参考文献	182
第 8 章 青藏高原陆面过程参数化方案综合集成	185
8.1 模式参数化方案介绍	186
8.1.1 干燥表面层参数化方案	186

8.1.2 新雪密度参数化方案.....	187
8.1.3 Balland 和 Arp 参数化方案.....	187
8.1.4 虚温参数化方案.....	188
8.1.5 动态植被模型参数化方案介绍.....	189
8.2 CLM4.5 和 CLM5.0 中土壤水热传输过程的比较	190
8.2.1 单点模拟结果.....	191
8.2.2 区域模拟结果.....	195
8.2.3 两个版本通用陆面模式土壤水热传输过程的区别	198
8.2.4 土壤质地数据和大气驱动数据对土壤水热传输模拟的影响	200
8.3 土壤水热传输参数化方案的改进.....	202
8.3.1 土壤湿度模拟结果分析.....	203
8.3.2 土壤温度模拟结果分析.....	208
8.3.3 模拟结果综合评估.....	213
8.4 青藏高原生态系统生产力评估与改进.....	215
8.4.1 生态系统生产力评估与改进.....	215
8.4.2 CLM5.0-SP 和 CLM5.0-DGVM 土壤水热传输过程模拟对比	220
8.4.3 动态植被模型与遥感反演的青藏高原植被时空分布特征	224
8.5 小结	227
参考文献	229
第 9 章 青藏高原冻土冻融特征未来预估及区域气候效应	231
9.1 近 55 年青藏高原季节性冻土冻融特征.....	231
9.1.1 最大冻结深度的空间分布及变化特征.....	233
9.1.2 冻融期的空间分布和变化特征.....	236
9.1.3 冻结开始日和融化结束日的空间分布及变化特征.....	237
9.1.4 季节性冻土与气象要素的时间变化特征.....	238
9.1.5 冻融特征的经验公式的发展与验证.....	239
9.1.6 区域尺度的冻融特征及变化趋势.....	242
9.2 未来时期青藏高原季节性冻土冻融特征预估研究.....	246
9.2.1 最大冻结深度的未来预估.....	247
9.2.2 冻融期的未来预估.....	250
9.3 青藏高原冻融过程的区域气候效应.....	253
9.3.1 区域模式中陆面参数化改进对主要土壤物理量模拟的影响	253
9.3.2 冻结增强及减弱过程对区域气候的影响.....	255
9.4 小结	263
参考文献	265

第 10 章 青藏高原积雪对陆面水热输送的影响	268
10.1 研究资料与方法	268
10.1.1 研究区简介	268
10.1.2 研究资料	270
10.1.3 积雪阶段	270
10.1.4 积雪深度	271
10.1.5 土壤热通量	271
10.1.6 区域划分	271
10.2 青藏高原积雪时空特征分析	272
10.2.1 青藏高原积雪时空分布特征	272
10.2.2 青藏高原不同区域积雪时空分布特征	278
10.3 青藏高原积雪年际变化对水热输送的影响	281
10.3.1 积雪年际变化对地表热状况的影响	281
10.3.2 积雪年际变化对土壤含水量的影响	285
10.3.3 积雪年际变化对地表能量通量的影响	289
10.4 青藏高原多雪年、少雪年水热输送的对比分析	294
10.4.1 多雪年、少雪年地表热状况的对比分析	294
10.4.2 多雪年、少雪年土壤水含量的对比分析	296
10.4.3 多雪年、少雪年地表能量通量的对比分析	299
10.4.4 积雪过程对地表水热参量的影响	299
10.5 小结	306
参考文献	307
第 11 章 青藏高原植被变化的区域气候效应	309
11.1 试验设置	309
11.2 理想情况下高原植被变化的影响	311
11.2.1 试验模拟性能的评估	311
11.2.2 高原植被变化对高原大气的影响	313
11.2.3 高原植被变化对区域气候的影响	316
11.3 半理想情况下高原植被变化的影响	319
11.3.1 试验模拟性能的评估	319
11.3.2 高原植被变化对高原大气的影响	320
11.3.3 高原植被变化对区域气候的影响	321
11.4 小结	323
参考文献	323

第 12 章 青藏高原湖泊变化的区域气候效应	325
12.1 夏季青藏高原湖泊群对高原能量收支及大气环流的影响	326
12.1.1 数据、模式及实验设计	326
12.1.2 控制实验结果验证	328
12.1.3 青藏高原湖泊群对地表热力特征的影响	330
12.1.4 青藏高原湖泊群对区域大气环流的影响	332
12.2 夏季高原湖泊群对冰川的潜在影响	332
12.2.1 数据、模式及实验设计	332
12.2.2 WRF 模拟结果验证	333
12.2.3 高原湖泊群对气温和湿度的影响	337
12.2.4 湖泊引起的冰川上的积雪变化	337
12.2.5 不同区域的机制	339
12.3 小结	345
参考文献	347
第 13 章 青藏高原土壤湿度变化对午后对流降水的影响	351
13.1 数据、模式及实验设计	351
13.1.1 数据介绍	351
13.1.2 WRF 模式参数化方案	352
13.2 青藏高原土壤湿度对夏季对流降水影响的机理研究	353
13.2.1 对流触发潜能—低层大气湿度指数概念框架介绍	353
13.2.2 低层大气湿度指数	355
13.2.3 对流触发潜能—低层大气湿度指数框架	355
13.2.4 阈值确定和机理研究	356
13.3 青藏高原土壤湿度变化对夏季对流降水的影响模拟研究	358
13.3.1 试验设计	358
13.3.2 正常降水年份土壤湿度影响对流降水触发的模拟结果分析	359
13.3.3 降水偏多年份模拟结果分析	369
13.3.4 CTP-HI _{low} 框架研究	374
13.4 小结	375
参考文献	375
第 14 章 青藏高原地表能量变化对高原低涡和大气边界层的影响	378
14.1 资料及方法	379
14.1.1 资料介绍	379
14.1.2 方法介绍	379

14.2 高原低涡的统计特征.....	380
14.3 青藏高原地表能量的变化特征.....	383
14.4 地表能量对高原低涡生成的影响.....	386
14.5 青藏高原地表能量平衡及其对大气边界层的影响.....	393
14.5.1 资料和方法.....	393
14.5.2 高原夏季大气边界层高度和地表能量输送的分布及变化特征.....	394
14.5.3 高原夏季地表能量输送对大气边界层高度的影响及影响机制.....	397
14.6 小结	408
参考文献	409

第 1 章 绪 论

1.1 青藏高原陆面过程研究的重要性

陆面作为大气运动重要的下边界，与大气间存在着复杂的相互作用；陆气间热量、动量、水分交换可以有效地调节地表能量收支和水文循环，进一步引起陆地本身、边界层以及上方自由大气的变化（陈海山等，2022）。联合国政府间气候变化专门委员会（IPCC）在 2019 年 8 月发布的《气候变化与土地特别报告》（the Special Report on Climate Change and Land, SRCCL）指出，土地利用和陆面特征变化改变了地表能量平衡、陆气水热交换和碳收支，进而影响地表温度、降水、辐射和蒸散等过程，对区域乃至全球气候产生重要影响（贾根锁，2020）。SRCCL 报告中设立了单独章节用于评估陆面过程的气候效应。由于陆面特殊的物理性质，其对大气的强迫具有很强的日变化、季节变化、记忆性、非均匀性等重要特征，深刻地影响着区域天气、气候的时空特征与演变规律（陈海山等，2022）。

青藏高原作为全球气候变化的敏感区（丁一汇等，2006），是地球系统圈层相互作用最强烈的区域之一，不但有低海拔地区的圈层相互作用过程，而且独特的地形，如冰川、冻土、积雪、沙漠、湖泊、湿地等多种地表类型使得该地区陆面和天气、气候的相互作用在空间和时间上更为复杂和多样（高艳红等，2022）。青藏高原由于海拔高、空气密度小、太阳辐射到达地表的路径短等，其地表的太阳辐射较强并且地气温差大，地表给大气输送了大量的热量和水汽（马耀明等，2021）。高原表面位于大气对流层中部，该地区的陆-气间水热交换过程的变化通过改变高原的热力作用（包括地表热源、大气热源和积雪等），对亚洲大气环流、季风以及全球气候产生重要影响（吴国雄等，2018；Ma et al., 2017；Zhou et al., 2009）。除了研究高原陆面过程影响天气、气候的物理机制与演变规律外，更重要的是研究陆面过程能否为天气事件提供新的预报方法与思路、改进现有陆面模式中的物理过程，从而提高预测预报能力和数值预报结果的准确度（陈海山等，2022）。

作为亚洲水塔，青藏高原陆面环境变化影响着中国乃至东亚的天气气候（图 1.1），具有前兆性“强信号”的指示意义，在中国甚至亚洲的生态环境与水资源安全保障中具有不可替代的重要地位（徐祥德等，2015；卓嘎等，2020）。青藏高原是目前全球气候模式中陆地气温与降水模拟偏差最大的区域之一（Li et al., 2016），很大程度上与现有数值模式无法准确刻画高原独特的陆面大气过程以及粗分辨率气候模式无法真实反映高原复杂的地形有关（Fu et al., 2020），而高原严酷的气候环境导致的观测数据缺乏和气候物理过程认识不清则是制约数值模式改进的重要因素。随着模式水平分辨率的提高，高原下垫面和地表热源的强烈非均匀性导致陆气相互作用的复杂性与多样性得到更

充分的体现 (Gao et al., 2017, 2020; 刘维成等, 2021)。此外, 作为全球中纬度最大的多年冻土分布区, 在青藏高原加速变暖的背景下, 多年冻土退化正在极大地改变高原地表热力、生态和水文水资源状况, 并且通过陆气相互作用反馈于区域气候。然而, SRCCL 报告认为, 目前关于陆面过程气候反馈的科学认知依然存在较大的不确定性, 野外观测、卫星遥感、数值模拟结果之间差异较大 (贾根锁, 2020), 尤其是在青藏高原独特的气候环境条件下。因此, 开展青藏高原陆面过程研究的重要性越发显现, 已经成为国际气候和地球系统科学研究的一个重要前沿。

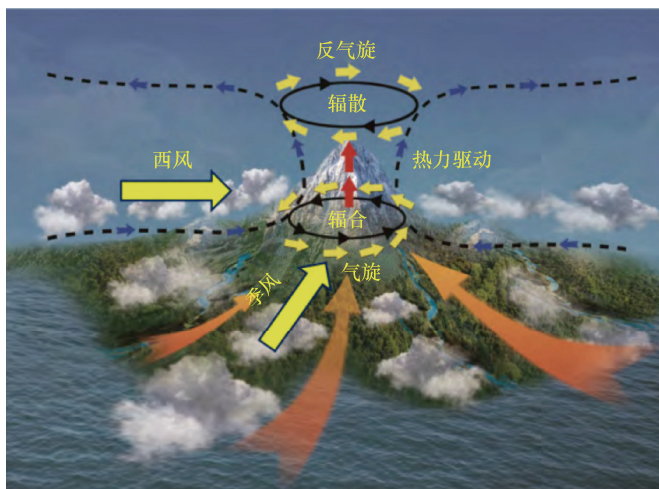


图 1.1 青藏高原“亚洲水塔”陆地-海洋-大气过程水循环图像 (徐祥德等, 2019)

1.2 青藏高原陆面过程研究现状

1.2.1 野外观测研究现状

1. 观测试验

青藏高原陆气相互作用观测试验有着悠久的历史。20 世纪 60 年代, 中国科学院就组织了西藏科考队对珠穆朗玛峰地区的大气辐射进行考察; 70 年代末和 90 年代末, 先后开展了 2 次大规模的青藏高原大气科学试验(the Qinghai-Xizang Plateau meteorological experiment, QXPME, 1979 年, 1998 年), 对高原陆气相互作用过程、大气边界层和对流层结构特征、云物理和辐射过程有了初步了解, 并对高原的加热作用及其周边和北半球气候异常的影响机制做了初步分析 (马耀明等, 2021)。除此之外, 20 世纪末至 21 世纪初, 中日亚洲季风机制合作研究计划 (1993~1999 年)、全球能量与水循环亚洲季风之青藏高原试验 [GEWEX (the Global Energy and Water Exchanges) Asian Monsoon Experiment in the Tibetan Plateau] (1998 年)、全球协调加强观测计划 (coordinated enhanced observing period, CEOP) 亚澳季风之青藏高原试验研究 (CEOP Asia-Australia monsoon project on the Tibetan Plateau) (2002~2004 年)、中日气象灾害合作研究中心

(Japan International Cooperation Agency, JICA) 青藏高原及周边新一代综合气象观测计划 (JICA observing network over the Tibetan Plateau) (2006~2009 年) 等多个国际合作科学观测试验不断开展 (赵平等, 2018)。这些试验针对高原陆气相互作用及其与水汽输送、水循环和区域气候之间的关系、地面观测的“能量不平衡”问题、陆面模式的升尺度方法、地表水热通量卫星遥感估算方法的验证与发展等科学问题开展了研究, 在那曲、安多等高原腹地初步建立了长期定位观测站点 (马耀明等, 2021), 为后续的高原陆气相互作用研究奠定了基础条件、提出了科学方向、积累了关键数据、培养了人才队伍。

尽管以往的观测试验取得了一系列具有重要国际影响的成果, 但是高原 (特别是中、西部) 观测站稀疏问题仍然没有被很好解决, 高原西部仍然缺乏大气要素的常规探空观测, 高原上空仍然缺乏对云微物理特征及对流层-平流层交换过程的直接观测 (赵平等, 2018)。同时, 高原地区大气再分析资料和多种卫星反演产品的不确定性也较大 (李瑞青等, 2012; Su et al., 2013; Zeng et al., 2016; Bian et al., 2019), 现有的再分析资料由于同化的高原探空资料非常有限, 不同资料所揭示的高原水汽输送特征差异较大 (Feng et al., 2011)。2013 年, 中国气象局组织开展的“第三次青藏高原大气科学试验” (the third Tibetan Plateau atmospheric science experiment, TIPEX-III) 预实验以及 2014 年启动的正式科学试验 (图 1.2), 增强了高原及其周边区域的综合观测能力, 填补了青藏高原中西部缺少土壤湿度和对流层常规气象要素探空资料的空白, 实现了高原陆面-边界层-对流层的陆面-边界层-对流层一体化综合观测技术的重要突破, 提高了卫星反演产品及多源数据融合产品的精度, 同时发展了高原复杂地形下的陆面边界层过程、云降水物理过程及对流层与平流层交换过程的模型和参数化方法, 加深了对高原影响中国天气、气候的认识 (赵平等, 2018; Zhao et al., 2018)。TIPEX-III 基本构建了青藏高原尺度的土壤湿度观测网, 设计了多个以校验卫星遥感产品为主要目标的地表温、湿度“多级多尺度”自动观测网, 并已建成那曲和阿里 2 个区域的土壤温湿度观测网; 为了研究

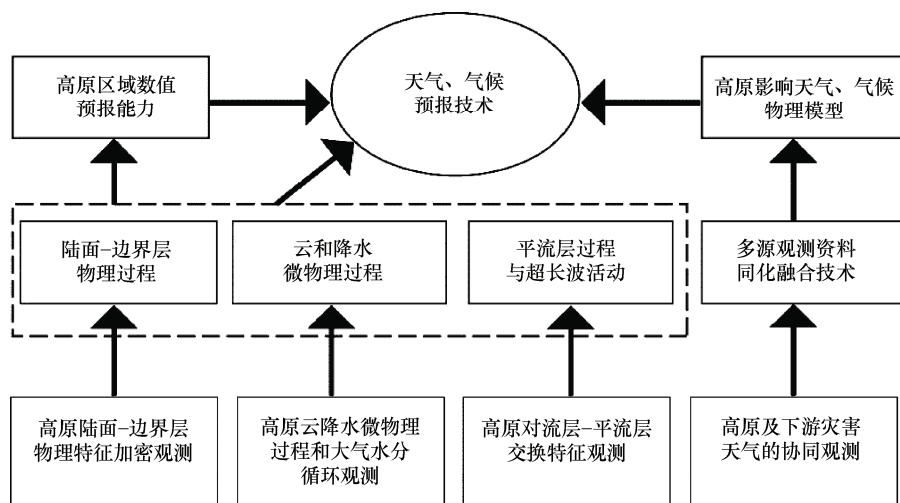


图 1.2 第三次青藏高原大气科学试验总体思路 (赵平等, 2018)

陆-气相互作用的非均匀性, TIPEX-III还设计了高原尺度和那曲区域尺度的边界层观测网, 用于对比区域尺度与高原尺度的非均匀性特征, 从而深入认识高分辨率陆面-边界层特征及其对中尺度系统的影响 (Zhao et al., 2018)。2017年8月启动的第二次青藏高原综合科学考察结合卫星遥感、系留浮空艇、无人机等新技术, 获取了大范围、多尺度、系统化、标准化的青藏高原多圈层相互作用的监测数据 (张冬梅和张莉, 2019); 以西风-季风协同作用及其影响研究为牵引, 瞄准气候变化关键区和敏感区, 实施了雅鲁藏布江区域天-地-空一体化综合观测试验 (张强等, 2022; 张蔚然, 2021), 建设和完善了多个陆气相互作用综合观测站点, 量化了高原水汽的内循环率 (阳坤等, 2022; Zhao and Zhou, 2021), 拓展了气候变化对高原冻土退化影响的新认知 (Zhang et al., 2019; Xu and Gao, 2022)。

除了这些大型科学试验之外, 近些年来, 在中国科学院、中国气象局、高校等机构和其他科研项目的支持下, 一些长期定位野外监测站网不断建立, 涵盖了草原、湖泊、湿地、戈壁荒漠、灌丛、森林、冰川、积雪、冻土等高原所有下垫面, 尤其是在羌塘高原、藏东南、三江源、祁连山、横断山区等青藏高原典型气候区, 强化了大气、陆面、生态、水文的多学科综合监测, 大大增强了青藏高原陆气相互作用研究数据的丰富性和多样性。以湖泊为例, 随着近年来高原湖泊研究的广泛开展, 纳木错 (Wang et al., 2019)、鄂陵湖 (Li et al., 2015, 2017)、青海湖 (Li et al., 2016)、色林错 (Guo et al., 2019) 等多个湖泊通量观测站建立, 有效支撑了高原湖泊蒸发量的准确估算 (Wang B et al., 2020) 和湖泊大气相互作用研究的开展, 发现了高原湖泊一系列独特的陆气相互作用特征, 如非冻结期湖面长期存在的不稳定层结 (Li et al., 2015; Wen et al., 2016)、特定天气条件下湖面深厚的大气边界层 (Li et al., 2017)、湖冰的低反照率 (Li Z et al., 2018; Lang et al., 2018)、融冰前湖水的快速升温 (Wang et al., 2020)、咸水湖结冰期湖面为碳汇 (Li X et al., 2022) 等。土壤湿度是控制青藏高原陆面-大气相互作用的主要因子。尽管通过模式模拟与卫星遥感已经产生了大量的土壤湿度产品, 但一直缺乏可靠的地面实测数据验证。2008年以来, 那曲、玛曲、阿里、狮泉河、帕里等土壤湿度监测网的陆续建立 (Zhang P et al., 2022), 则为陆面模式与遥感算法验证改进、土壤水分升尺度和微波数据同化算法发展提供了良好支撑, 量化了土壤水分和土壤温度的粗分辨率卫星与模型产品的不确定性 (Liu et al., 2019; Yang et al., 2016; Zeng et al., 2015; Zhao et al., 2022)。与此同时, 随着观测数据的日益丰富和数据需求的不断增加, 一些以青藏高原数据为特色的大型数据共享平台应运而生, 如国家青藏高原科学数据中心和国家冰川冻土沙漠科学数据中心 (Pan et al., 2021), 降低了数据共享的壁垒、扩大了数据的应用范围、提高了数据的成果收益。

2. 观测事实分析

1) 积雪

相比于高纬度地区, 青藏高原大部分地区的积雪累积时间短, 消融快, 积累及消融过程循环往复出现, 空间异质性强, 稳定积雪和瞬时性积雪同时存在, 积雪与大气耦合作用更为复杂 (秦大河, 2005; 姜琪等, 2020; 李文静等, 2021)。高原年积雪日数从

小于 5 天到超过 200 天都存在 (车涛等, 2019), 并且大部分地区是非周期性的不稳定积雪区 (张廷军和钟歆玥, 2014)。这种逐日快速变化叠加在青藏高原积雪的缓变分量 (如年循环、年代际长期变化) 之上, 使得高原积雪具有多时间尺度变化特征。研究发现, 高原积雪季节内的快速变化通过雪-反照率效应迅速影响大气, 积雪造成的冷异常通过大气环流影响高原及下游地区, 增强东亚高空急流和东亚大槽 (Li W et al., 2018; 李文铠和郭维栋, 2022)。积雪消融过程中陆-气相互作用更为复杂, 是积雪与大气耦合作用发生最强烈的阶段 (Krinner et al., 2018)。积雪的消融使得冬春季地表反照率的“V”形向左倾斜, 进一步影响辐射、能量平衡和近地层气象要素的日变化特征。在积雪消融过程中, 积雪对土壤起明显的降温作用 (李文静等, 2021)。在积雪冻土相互作用方面, 姚闯等 (2019, 2020) 利用黄河源区观测数据, 发现土壤由热源转为热汇的时间偏晚, 积雪在冻结期对土壤有降温作用, 在完全冻结期有保温作用。Li 等 (2023) 利用黄河源区从 10 月下旬持续到次年 4 月中旬的积雪事件资料分析发现, 积雪的长期存在减少了浅层土壤极端低温的出现, 降低了其平均温度; 积雪对土壤的保温作用主要在冻结中期, 前期和后期由于太阳辐射较强, 积雪隔热作用不足以抵消高反照率而使热量损失。在多雪年, 完全冻结期明显长于其他年份, 不同深度土壤的融化时间非常接近, 为融雪水渗入深层土壤创造了有利条件 (Li et al., 2023)。黄河源区的观测研究还发现, 积雪表面可利用的能量主要来自大气向积雪表面输送的负感热、净辐射以及土壤热通量; 整个积雪期, 负感热的贡献甚至超过净辐射, 成为积雪升华和消融最主要的能量来源; 正午时段的积雪反照率在 0.6~0.8, 新雪的反照率可达 0.95; 11 月至次年 2 月中旬, 积雪的有效导热率缓慢增加, 融雪前半个月开始明显升高, 但其值明显小于高纬度地区 (Li Z et al., 2021)。

2) 冻土

利用青藏高原 19 个气象站 1960~2019 年的观测资料研究发现, 青藏高原大部分站点的最大冻结深度减少了 0.14~1.71 m, 冻结期缩短了约 40 天, 可能主要与冬季最低气温的上升有较大关系, 尤其是在高海拔地区 (Wang C et al., 2020)。1967 年以来, 青藏高原东部季节性冻结深度减少了 5 cm, 平均减薄速率为 0.7 cm/a (Zhao et al., 2004), 最大冻结深度自 20 世纪 80 年代中期以来减少了 33 cm (Li et al., 2009)。土壤冻结开始时间变晚, 土壤解冻开始时间变早 (Luo et al., 2017b), 都证实了青藏高原冻土的逐渐退化, 冻结深度和日数受到气温、融化指数以及土壤湿度 (降水) 的强烈影响。高原冻融过程具有蓄水效果 (Yang and Wang, 2019), 在解冻后 (春季), 如果没有土壤冻融过程, 会导致蒸发增强从而使得地表干燥 (土壤水分损失约 10%); 模拟表明, 没有冻融过程的青藏高原地表潜热通量平均值减少 1.07 W/m^2 , 感热通量增加 4.72 W/m^2 , 这种由冻融过程引起的土壤湿度异常可以持续到夏季。

由于土壤的理化性质、质地以及植被类型的不同, 冻土区坡面顶部和底部不同深度土层的水热过程不同。在剖面 and 坡面尺度上, 多年冻土区活动层的水热过程受冻融过程和外界天气条件的强烈影响, 土壤湿度在冻结期较为稳定, 在解冻期呈现“双驼峰”趋势 (Wang et al., 2023)。表层土壤的水热交换比深层土的水热交换频繁, 坡底的水热交

换频率高于坡顶, 0.25 m 深度土壤湿度最高, 与有机质含量较高和根系密实的阻隔作用有关 (Wang et al., 2023)。冻土活动层土壤水热过程的变化加速了冻土区水循环和水资源的时空变异。

3) 植被

植被是陆地生态系统的重要组成部分, 在调节陆气相互作用方面发挥着不可替代的作用。植被物候能较好地反映植被生态系统和气候变化之间的动态响应关系, 随着青藏高原气候变暖, 植被物候也发生了明显变化。研究表明, 青藏高原东部和中部生长季开始时间大约提前 0.19 d/a, 大部分区域的生长季结束时间推迟; 研究表明, 季前 4 月或 5 月降水是驱动不同植被生长季开始时间变化的主要因子, 而季前气温和降水共同驱动不同植被生长季结束时间的变化 (Liu et al., 2021)。也有研究发现, 气候变暖使得高原大气饱和水汽压差持续增加, 大气环境趋于干旱化会显著降低青藏高原草地的生产力; 如果没有大气 CO₂ 浓度增加对草地生产力正的促进效应, 大气干旱对草地植被生长的抑制作用会变得更强、影响范围更广, 这为降低气候变化背景下植被动态预测的不确定性提供了新的思路 (Ding et al., 2018)。

高原植被变化能明显影响地表热源, 当植被退化成荒漠草原时, 会减少地表吸收的净辐射, 从而减弱地表热源以及感热通量和潜热通量 (Hua et al., 2019; 张少波等, 2013), 导致区域大气环流发生变化。Zuo 等 (2011) 研究指出夏季高原南部植被增加造成地表感热减弱, 波文比减小, 高原对流层上部辐散和下部辐合均减弱, 使得对流层上部南亚高压减弱西移, 西太平洋副热带高压减弱东退。这些特征导致东亚夏季风环流减弱, 华南和华北夏季降水增加, 黄河流域降水减少。除此之外, 随着高原气候变暖而诱发的灌丛扩张加剧, 土壤水入渗速率显著增加, 达到草地的 2~3 倍; 灌丛入侵通过减少表层草质层和形成死根通道, 提高土壤水入渗能力, 影响土壤湿度和蒸发过程, 高寒草甸向灌丛的快速转变可能对青藏高原地表水循环过程产生巨大影响 (Liu et al., 2022)。

1.2.2 陆面过程模式研究现状

近几十年来, 许多学者通过修改模式动力和物理过程参数化方案, 改进了模式对青藏高原陆面大气水热交换特征的模拟能力。例如, 在陆面过程模式中改进或增加了土壤质地类型 (李文耀等, 2020)、土壤有机质方案 (Gao et al., 2015)、砾石参数化方案 (Pan et al., 2017)、地形拖曳参数化方案 (Zhou et al., 2018)、地形辐射参数化方案 (Zhang P et al., 2022)、植被根系参数化方案 (马湘宜等, 2020; Su et al., 2021)、冻土参数化方案 (Yang and Wang, 2019)、湖冰反照率修订 (Li Z et al., 2018)、湖泊盐分参数化 (Wen et al., 2016; Huang et al., 2019)、风吹雪参数化 (Xie et al., 2019) 等。Chen 等 (2018) 修改了通用陆面模式 (community land model version 4.5, CLM4.5) 中的水热传输参数化方案, 使模拟的能量通量和地表温度有所改进。Luo 等 (2017a) 将一种考虑砾石和土壤有机质的参数化方案引入 CLM4.5, 在黄河源区的模拟表明新的参数化方案改进了土壤温度的模拟并有效减小了冷偏差, 降低了冻结、完全冻结和融化阶段土壤液态水的

干偏差,净辐射、潜热通量和土壤热通量的模拟得到了很大改善。陈金雷等(2017)提出了更适合高寒湿地下垫面热力阻抗 K/b 参数化方案,改进了热通量模拟效果。造成土壤温度模拟偏差的主要原因一般是土壤热导率和热容量参数化方案不完善。相比于土壤温度,不同陆面模式对土壤湿度的模拟结果较差。以往大部分陆面模式会显著低估甚至无法模拟冻结期的土壤液态水含量(Xia et al., 2011; Zheng et al., 2016),李倩和孙菽芬(2006)提出利用土壤水势定义土壤冻融发生的临界温度,调整后的模拟结果更接近于真实的冻融过程。土壤冻融过程影响陆面大气之间、土壤层间的能量平衡,冻融过程中的土壤水热传输是相互耦合的,土壤温度决定了相变是否发生。冻融过程的模拟不仅受制于冻融参数化方案,还受其他参数化方案的影响(如土壤热导率导水率方案、积雪参数化以及地表粗糙度方案等)。高原浅层土壤中的砾石、有机质以及植被根系会改变土壤导水率,而且多数陆面模式的产汇流机制不完善,无法刻画土壤水分侧向流动,模拟的径流大多不再参与随后的垂向水量平衡计算(占车生等, 2018; Gao et al., 2015)。因此,改进土壤冻融过程参数化方案时,不仅要考虑垂直方向上的能量变化及相应的土壤温湿度变化,更要考虑能量水分在土壤层中的水平传输。近年来,随着冻融过程参数化方案的改进,陆面模式对冻结期土壤湿度的模拟精度显著提高,新的研究表明现有陆面模式对土壤湿度模拟的误差主要在于高原雨季(Sun et al., 2016)。陆面模式无法很好地抓住高原频繁的降水、径流以及蒸发变化导致的浅层土壤湿度的快速变化,容易低估表层土壤湿度,高估深层土壤湿度(Sun et al., 2016)。根系吸水过程对地表能量平衡和土壤水分迁移起着重要作用,研究发现,不同的根系吸水过程参数化方案对高原土壤温度、土壤含水量的模拟影响较小,对感热通量、潜热通量模拟影响较大,尤其对冠层蒸腾量模拟差异显著;降水对根分布模型和根系有效性函数两类方案模拟的差异影响较大(马湘宜等, 2020)。青藏高原南部一些山区的地表大多为不适合植被生长的裸露基岩,通过遥感数据识别青藏高原的裸露基岩,修正气象研究与预报模式(the weather research and forecasting model, WRF)模式中的地表类型偏差,可以有效减小高原南部模拟的湿冷偏差(Yue et al., 2021)。

空气动力学粗糙度(Z_{0m})和热力学粗糙度(Z_{0h})是陆面模式的关键参数。Ma 等(2002)发现青藏高原的 Z_{0m} 比 Z_{0h} 大一个数量级,有别于传统的认识, K/b 在高原上有明显的日变化。最近 Han 等(2015)的研究表明,在青藏高原山区得到的有效空气动力学粗糙度明显大于小尺度上的动力学粗糙度长度,意味着在陆-气通量交换参数化过程中,应考虑地形的影响。地表太阳辐射是陆面大气之间能量收支的重要组成部分。高原地形复杂,尤其是陡峭山谷地区的地形对太阳辐射的影响不可忽视。由于计算量大,现有陆面模式大多简化甚至忽略了对地表太阳辐射模拟有重要影响的次网格地形辐射效应。Zhang X 等(2022)开发了一个物理真实和计算高效的三维(3D)次网格地形辐射方案,并将其应用到公共陆面模式(common land model, CoLM)中,有效地降低了高原地表太阳辐射的过高估计,尤其是在山谷地区,在单点和区域尺度上都能更好地模拟土壤水热特征。

青藏高原冬春季风速较强,风吹雪现象频发。在陆面模式 CLM4.5 中加入风吹雪模型(PIEKTUK),能够显著改善模式对青藏高原积雪和地表能量关键要素的模拟效果,特别是昆仑山、可可西里以及高原西南部等地区的改善最为明显(Xie et al., 2019)。

WRF 模式中 CLM、Noah 和 Noah-MP 3 种陆面过程模式均能较好地再现高原积雪消融阶段反照率整体下降的趋势,但反照率日变化细节均有所欠缺;Noah 和 Noah-MP 陆面模式无法刻画反照率的日内变化,且低估了新雪反照率(姜琪等, 2022)。相比高纬地区的积雪,青藏高原积雪属于浅薄积雪,维持时间短、消融快(Li Z et al., 2018; Jiang et al., 2019)。陆面模式中的积雪参数化方案大多按照高纬度深厚积雪的特征建立,往往会严重高估高原的积雪覆盖度。Jiang 等(2020)针对青藏高原积雪特征,修改了陆面模式中的积雪覆盖度参数化方案,不仅显著减小了积雪量模拟的正偏差,还降低了温度模拟的冷偏差。陆面模式的模拟性能对于气象驱动要素的数据质量有强烈的依赖性,尤其是降雨降雪数据(Gao et al., 2017)。青藏高原是全球气候模式间不一致性最大的区域之一(Li et al., 2016),高原地区的冷偏差和湿偏差仍然存在(Yue et al., 2021; Zhu and Yang, 2020),再分析数据(ERA5)显示出积雪方面的显著偏差(Orsolini et al., 2019)。最近研究大多认为公里尺度模拟不再使用对流参数化方案,公里尺度的模拟是进一步减小模拟冷、湿偏差的重要途径(Lin et al., 2018; Li P et al., 2021)。

陆面模式产品受到植被、土壤质地等下垫面条件的影响,在高原不同区域的适用性不一致。Chen 等(2013)认为 GLDAS (global land data assimilation) 中的 4 个陆面模式 (CLM、MOS、Noah、VIC) 产品均低估了青藏高原表层土壤湿度,原因可能是高原土壤较强的垂直异质性和分层现象(Bi et al., 2016)。CLDAS 土壤湿度资料的精度总体上高于 GLDAS 资料(崔园园等, 2018)。丁旭等(2018)对 8 套土壤湿度再分析产品进行对比分析,发现非冻结期 Noah 和 CLM 产品能够较好地反映土壤湿度随时间的变化;JRA-55 产品无法刻画各地区土壤湿度的变化。Meng 等(2018)的研究显示出土壤湿度空间分布特征与降水具有一定程度的不一致性。Zeng 等(2015)利用那曲、玛曲土壤湿度网数据评估了遥感产品[美国航空航天局(NASA)、土地参数反演模型(LPRM)、日本宇航局(JAXA)、高级微波扫描辐射计 2 (AMSR2)、土壤水分与海洋盐度(SMOS)、高级散射仪(ASCAT)和欧洲空间局气候变化项目(CCI)和再分析产品(ERA)]的土壤湿度,发现所有产品均可以捕获土壤湿度变化,且 CCI 和 ERA 的表现优于其他产品。土壤湿度遥感产品与观测的偏差,不仅来源于卫星混合像元带来的误差以及反演模型的差异,还来自对高原地形及植被覆盖状况定性的经验判断,缺乏定量衡量指标和参数,需要利用更多观测资料与卫星遥感产品进行验证和修正。多数再分析资料与观测具有较高的相关性,再分析资料的偏差来自模式中的参数化方案和参数值选取,以及驱动陆面模式的强迫场和初始条件的不确定性,还与数据时空分辨率、土壤湿度的不同层次和季节性差异,以及土壤冻融过程存在密切联系(卓嘎等, 2020)。积雪模拟与观测相比,其数值模式普遍高估了青藏高原的积雪面积,并且高估程度随着模式积分时间增长而增加。积雪模拟的系统性偏差通过改变地表能量收支进而影响模拟的地面气温,造成气温模拟的冷偏差,并且偏差随着预报时效增加而更显著(李文铠和郭维栋, 2022)。上述积雪模拟的系统性偏差一方面是由于陆面模式低估了高原积雪的快速消融,另一方面与大气模式对降水的严重高估有关。

陆面模式的适用性分析和参数化改进的最终目的就是更全面地理解与改进区域气候模式及全球气候模式中的陆面过程,而目前模式适用性分析主要集中于短时空尺度

(图 1.3) (陈海山等, 2022)。因此, 应当加强陆面模式与区域气候模式和全球气候模式的耦合, 对高原陆面过程进行更大时空尺度的模拟研究。陆面过程内部的各子过程不断发生着相互作用, 多个参数化方案会影响同一个陆面过程物理量。多参数化方案的改进比单参数化方案具有更好的模拟效果 (Günther et al., 2019)。因此, 未来应避免局限于某一参数化方案的改进, 而应该考虑对多参数化方案进行订正。

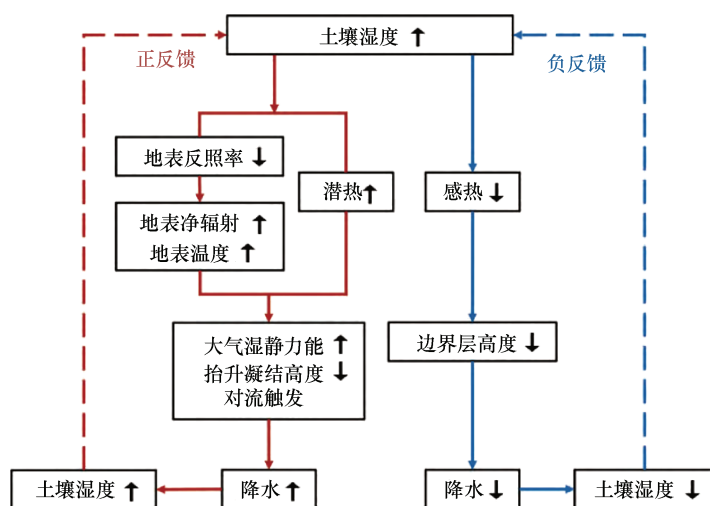


图 1.3 土壤湿度影响降水反馈机制示意图 (陈海山等, 2022)

1.2.3 卫星遥感研究现状

尽管近些年来青藏高原观测站点增加较多, 但受制于严酷的自然环境, 地面观测仍然难以满足研究的需要。卫星遥感技术的进步为在区域尺度上开展高原研究提供了契机, 尤其是在地形复杂的山区和人迹罕至的高原西部。

青藏高原湖泊数量众多, 受到人类活动的干扰较少, 是反映气候环境变化的风向标。高原湖泊 (大于 1 km^2) 的总数量从 20 世纪 70 年代的 1080 个增加到 2018 年的 1424 个 (增加 32%), 总面积从 4 万 km^2 扩张到 5 万 km^2 (增加 25%), 湖泊水储量增加了近 1700 亿 t; 高原西北部湖泊扩张较高原其他地区更强, 冰川补给湖水量增加远远高于非冰川补给湖, 封闭湖水量增幅远远高于外流湖 (张国庆等, 2022)。降水增加是湖泊扩张的主要驱动因素, 冰川消融贡献次之。除了湖泊面积变化, 近几年来, 湖冰物候也成为高原湖泊研究的热点。通过对比中分辨率成像光谱仪 (MODIS) 反射率产品、积雪产品和地表温度得到的湖冰物候发现, 三种方法在确定湖冰消融日期上比确定冰封日期更一致, 并且基于反射率产品的方法优于其他两种方法 (Guo et al., 2018)。低盐度湖泊的湖冰物候可作为气温和气候变化的指标, 而高盐度、低水量湖泊的湖冰物候可作为气候变化下水量变化的指标 (Xiong et al., 2020)。基于遥感产品的研究发现, 1978~2017 年, 纳木错冰期推迟 (0.57 d/a), 解冻期提前 (-0.23 d/a), 湖冰物候变化趋势与年最小湖面温度和气温显著相关 (Guo et al., 2020)。

在积雪方面, Wei 和 Dong (2015) 利用被动微波遥感积雪数据评估了第五阶段耦合模式比较计划 (CMIP5) 中 19 个模式的积雪模拟效果, 发现大多数模式能够较好地模拟出青藏高原积雪的高值区, 但高估了积雪深度, 模拟最大雪深是遥感雪深的 5~15 倍, 且不同模式模拟结果差异较大。同化了地面观测或美国交互式多传感器冰雪制图系统 (interactive multisensor snow and ice mapping system, IMS) 遥感积雪的再分析产品更能表示高原浅的、短暂的积雪, 可以通过 ERA 系列产品得到证明, 只有较老的 ERA-Interim 同化了高海拔地区的冰雪制图系统的积雪产品, 而 ERA5 则没有 (Orsolini et al., 2019)。车涛等 (2019) 利用多光谱微波扫描辐射计 (SMMR)、星载微波辐射计 (SSM/I) 和 SSMIS 被动微波亮度温度数据反演雪深信息, 制作了 1979~2021 年 25 km 分辨率的中国雪深长时间序列数据集。将现有的高时间分辨率逐日雪深数据与 MODIS 的高空间分辨率积雪覆盖产品融合, 开发了一种时空降尺度方法, 生成累计 19 年的逐日 0.05° 雪深产品, 相对于原来的 0.25° 雪深产品有很大改进 (Yan et al., 2022)。

Zeng 等 (2015) 利用代表青藏高原不同气候和植被条件的 3 个网络的原位土壤湿度测量数据, 对 2002~2012 年 7 个遥感土壤湿度产品 (AMSR-E、LPRM、JAXA、JAXA AMSR2、SMOS、ASCAT、CCI) 和 1 个再分析土壤湿度产品 (ERA-Interim) 的技术进行了评价。除 AMSR-E 产品明显低估土壤湿度且缺乏时间动态外, 其余产品均能较好地捕捉土壤湿度动态。JAXA、AMSR-E 和 AMSR2 产品在大多数时候表现为低估, 而 ASCAT 产品高估, SMOS 产品存在较大的噪声和偏差; CCI 和 ERA 产品优于其他产品; ERA 产品最接近地面观测的绝对值, 尽管 CCI 产品也低估了土壤湿度, 但它与地面观测的相关性最好 (Zeng et al., 2015)。青藏高原高海拔引起的低空气密度和高浮力更容易触发午后对流, 并且土壤湿度主导触发的案例比例接近 50% (Zhao et al., 2022)。Barton 等 (2021) 进一步利用卫星观测的冷云、地表温度和土壤湿度资料, 分析了中尺度土壤湿度空间非均匀性对高原强对流触发的影响, 发现强对流更容易在负 (正) 地表温度 (土壤湿度) 梯度上出现, 尤其是在植被较少和地形复杂性较低的情况下, 信号最强, 并且依赖于背景风, 弱背景风条件下, 强对流的触发只对局地 (几十公里) 土壤湿度的异质性敏感。

Liu 等 (2021) 利用地表能量平衡系统 (surface energy balance system, SEBS) 算法和风云气象卫星数据进行研究, 发现, 黄河源区的蒸散发在 2.0~4.0 mm, 地表有效能量 (净辐射与土壤热通量的差值) 分布随着温度的升高而发生明显变化。特别是当地表温度超过 290 K 时, 有效能量主要用于地表蒸腾。利用中国区域地表气象特征集 (CMFD) 和全球陆表特征参量 (GLASS) 的研究表明, 高原多年平均蒸发量为 373.12 mm/a, 有显著上升趋势的区域占总面积的 21.56%, 主要分布在冰川较多的地区, 念青唐古拉山和帕米尔高原地区上升趋势最明显, 最高达 6 mm/a 以上。相对而言, 影响高原蒸发的关键气象要素主要是相对湿度和净辐射 (Yang et al., 2020)。

参 考 文 献

车涛, 郝晓华, 戴礼云, 等. 2019. 青藏高原积雪变化及其影响. 中国科学院院刊, 34(11): 1247-1253.