

中国地表反射率的分布及变化*

陈 建 綏

(中国科学院地理研究所)

地表反射率是地面辐射场的重要组成部分之一。地表反射率的研究对辐射场的变化和地表热状况,特别是对于近年来我国所开展的地表热平衡的研究及其他地表现象的了解,具有重要的意义。有关反射率的理论及其变化规律,在国外已经进行了一系列的研究。但是由于地表状况的复杂性(如植被情况、粗糙程度、色泽及湿润情况等),因此很多有关反射率与个别因素之间关系的讨论,已经不能适合于某一个自然区域中辐射场变化规律及其与气象要素场之间关系的了解,所以在这些研究中,人们往往采用典型测定资料参照植被、土壤、气温等要素外推的办法,但这种办法所确定的反射率,不能代表一个景观区域的平均情况。随着辐射高空观测的开展,很多研究者已经注意到了所谓大面积的反射率情况。本文的目的即在于研究中国地区大面积反射率的分布及其年变化情况。

一、暖季主要下垫面的大面积反射率

到目前为止,地表面的反射率大都是按照地面测定资料进行总结的,根据已有研究和测定结果表明,大面积反射率具有较大的地区代表性。因此地面反射率的高空测定在不断的增加,同时在地表辐射场变化的研究中已经逐渐广泛地采用大面积反射率。苏联地球物理现象总台以及 K. C. 施富林(Шифрин, 1953)、B. Л. 加也夫斯基(Гаевский, 1953, 1961)、H. П. 别多夫斯卡娅(Пятовская, 1961)、G. D. 鲁滨孙(Robinson, 1958)、K. G. 保耳(Bauer, 1962)等人,已对各种地表反射率进行了一系列的观测和研究。

根据这些研究^[1-11]进行总结的结果,我们看出在暖季期间地表反射率(此处所指反射率都是指高空测定大面积反射率)的变化是很大的,随着自然下垫面的不同,反射率在 0.10—0.30 或者更大一些的范围內改变。从所得到的资料平均看,森林反射率最小,其中针叶林的反射率为 0.11—0.15,最常出现的为 0.12—0.13;阔叶林的反射率要比较大一些,其平均值约比针叶林大 0.02—0.03;灌木丛的反射率平均又要比阔叶林大 0.02 左右,平均约为 0.17,在这方面 M. П. 别多夫斯卡娅(Пятовская)^[12]整理所得到的结果是比较完整的。草原及森林草原地区反射率的变化比较大,平均可以从 0.15 到 0.25;田野(主要为农田,个别地点有草被及小灌木)的反射率基本上也包括在这个范围内,这种变化较大的原因同作物的生长及发育期有关。根据中国科学院地理研究所对冬小麦的观测结果,也证实了这一点。随着生长季的不同,反射率在 0.17—0.25 的范围内变化,一般成熟期,反射率都有比较明显的升高,但在生长期中,反射率大都稳定在 0.18—0.20 附近。当然这只是对一般旱田作物而言,个别作物(例如水稻),在生长初期反射率可以小于 0.12 以下^[13],这

* 本文插图承夏庆根同志代为清绘,特此致谢。

完全是由于田间积水的作用而造成的,当地表被植株遮蔽以后,便接近于草被的反射率了^[11]。

许多研究者都指出了地面粗糙度对反射率的影响^[4,13],通常反射率是随表面粗糙度的增加而减小,E. Л. 勒布肯(Лопухин)^[8,16]用飞机测量山地反射率为 0.14,有绿色植被的丘陵地为 0.17。1962 年保耳^[12]也得到了类似的结果。根据 E. П. 巴拉史柯娃(Барашкова)^[11]等所总结的资料可以看出,比较复杂而零乱的地段,对反射率所起的作用和粗糙度是相近的。所有观测都证实了沙漠的反射率是很大的,同时也随着其表面特征(颜色、湿度、颗粒

的大小及表面的起伏情况)的差异而有很大的变动(0.15—0.55),其平均值约在 0.25—0.35 之间。在干草原或者是半沙漠地区,反射率比沙漠地区平均要小 0.05 左右,当沙面有小卵石及在石质荒漠地区,因为粗糙度的增大,反射率就小一些,一般平均只有 0.20 左右,有时甚至还要小,例如带有小卵石的灰色干沙为 0.21,而砾石面的反射率常常小于 0.15^[11]。

水面反射率和太阳高度、水面波动情况及水的混浊度等都有很大的关系,平均约为 0.06—0.08。

根据以上讨论,不难得出平均情况下暖季期间

表 1 一些主要自然下垫面的平均反射率

自然表面	反 射 率
针叶林	0.13—0.15
阔叶林	0.15—0.17
灌木丛	0.16—0.18
森林草原(田野)	0.15—0.20
干草原(半沙漠)	0.25—0.30
沙漠	0.25—0.35
草原	0.20—0.25
水面	0.06—0.08

一些主要下垫面大面积的反射率(表 1)。

二、冷季反射率的确定

冷季期间由于下垫面积雪的关系,反射率可以有很大的不同,它取决于雪复盖的性质

(干湿情况、密度、表面污化程度及雪复盖的均匀性等)以及积雪天数,估算起来比较困难,到目前为止,还没有完善的办法。但已有的研究证明;冷季反射率和积雪日数的关系是比较密切的,同时几乎所有冷季(积雪期)的反射率都是根据积雪日数来确定的。早在 1947 年布德科就曾经指出反射率和雪被持续期的关系,1962 年 Н. И. 高依萨(Гойса)也指出^[10],实测反射率同积雪日数之间的关系是近于线性的。用这种实测反射率和积雪日数之间的关系所确定的反射率,既可以避免主观决定积雪期反射率的缺点,同时对大部分地区来说是相当可靠的,仅在森林地区稍有偏低。我国冷季期间除珠江流域、滇南及台湾外,大部分地区都可以出现积雪,但由于我国纬度比较偏南,温度低而同时降雪量大的地区并不很多,因此年平均积雪期长于 30 天的地区,仅仅见于东北、新疆天山以北、青藏高原和部分山区。所以积雪对反射率影响最大的地方也就在这一带。因

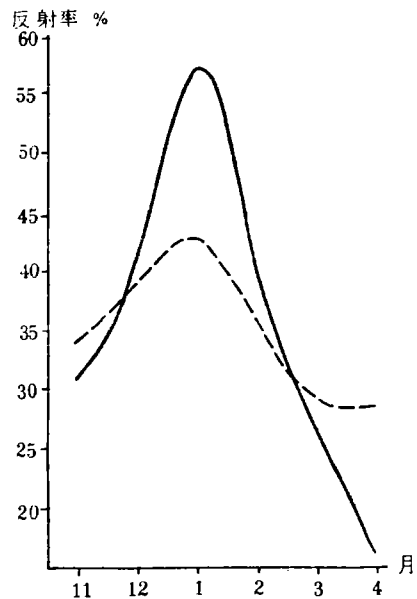


图 1 半沙漠、沙漠(虚线)及森林草原阔叶林(实线)地区冷季平均反射率的比较

此我们在这些地区挑选了一些比较有代表性的日射站(如长春、沈阳、乌鲁木齐、二连、敦煌、库车等)来研究积雪日数和反射率的关系。在研究了这些台站反射率年过程曲线以后,发现由于下垫面的不同,冷季积雪期反射率的变化大致可以分为两种类型,一种为半沙漠(沙漠)地区类型(如二连、敦煌、库车);另一类为除上述地区以外的以森林草原及阔叶林地区为主的类型(如长春、沈阳、乌鲁木齐)。从图1可以看出,第一种类型的特点是年振幅比较小,无积雪时候的平均反射率约为0.30;第二种类型地区的特点是振幅大,无积雪期的反射率可以低到0.18以下,平均最高可以超过0.55以上。无疑这两种地区反射率和积雪日数之间的关系也是不同的。经过这些讨论之后,冷季的反射率就可以用下面的办法来确定:假定以 A_0 表示地表面实测反射率值; n 代表冷季某月的积雪日数; N 表示该月的总日数,取 $\frac{n}{N}$ 表示该月的相对积雪日数;这样,当我们知道了 $\frac{n}{N} = 0$ 和 $\frac{n}{N} = 1.00$ 的平均反射率 \bar{A}_0 以后,就可以确定 $\frac{n}{N}$ 与 A_0 的关系。对第一种类型地区冬季无雪盖时($\frac{n}{N} = 0$)

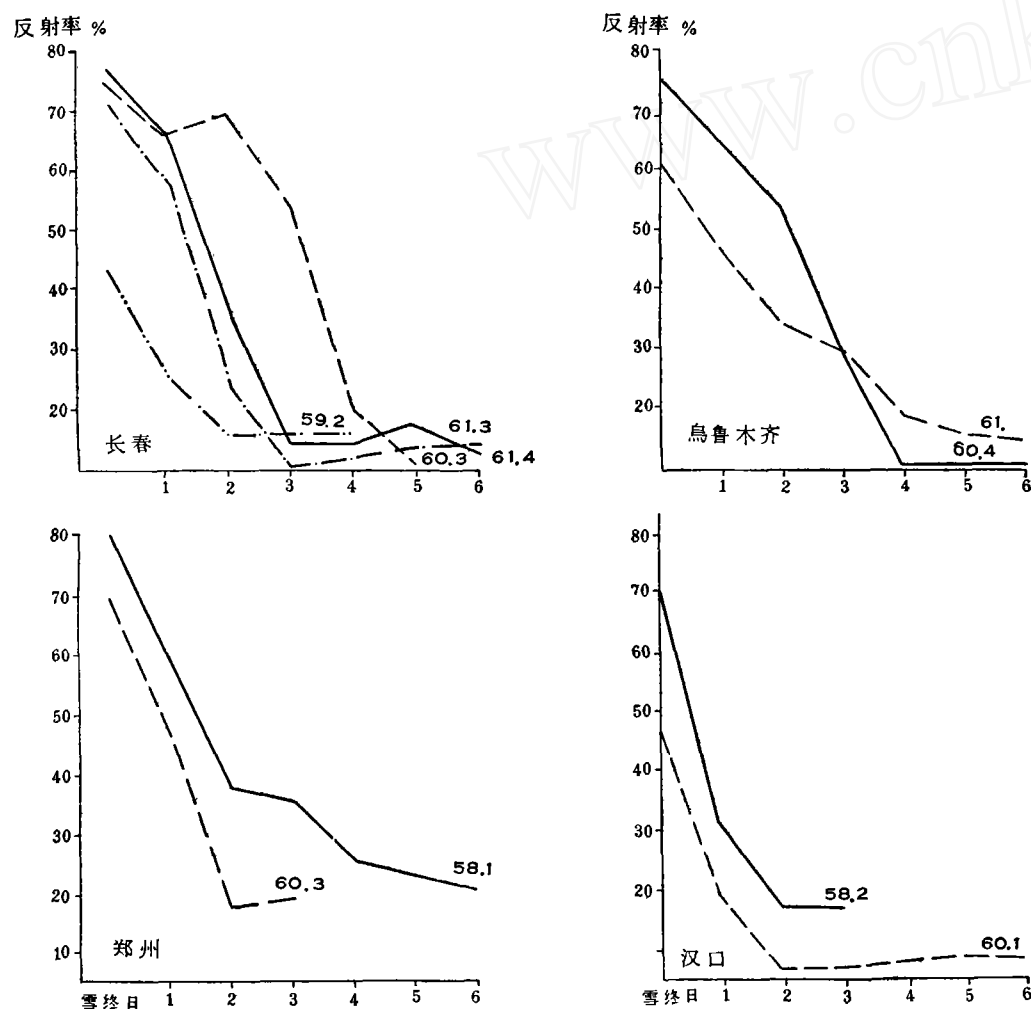


图2 不稳定积雪期雪后地面反射率的变化(横坐标数字表示雪后日数)

的反射率 \bar{A}_0 取为 0.30, 第二种类型地区, 根据平均测定资料定为 0.20, 这个数值是符合我国大部分地区情况的。对上述两种类型地区, 当 $\frac{n}{N} = 1.00$ 的时候, 其月平均反射率约在 0.55—0.75 之间, 加权平均的结果等于 0.63。此外, 我们还发现第二种类型地区, 在 $\frac{n}{N}$ 相

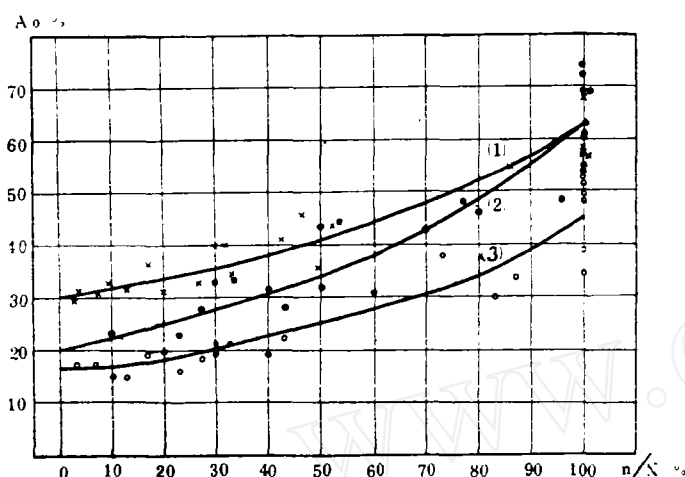


图3 半沙漠、沙漠和森林草原、阔叶林地区及不稳定积雪期反射率 (A_0) 同相对积雪日数 (n/N) 之间的关系曲线 (×表示二连、敦煌、库车 A_0 和 n/N 之间的关系; • 相应的表示长春、沈阳、乌鲁木齐积雪和不稳定积雪期 A_0 和 n/N 之间的关系)

同的情况下, 反射率可以有很大的不同, 特别是在冬末春初的时候, 降雪对反射率所起的作用是不同的。雪后反射率的趋势是下降的 (例如图2中长春、乌鲁木齐、郑州、汉口等地)。一般雪后第三天反射率便可下降到降雪日的 30% 以下, 甚至会比月平均反射率低

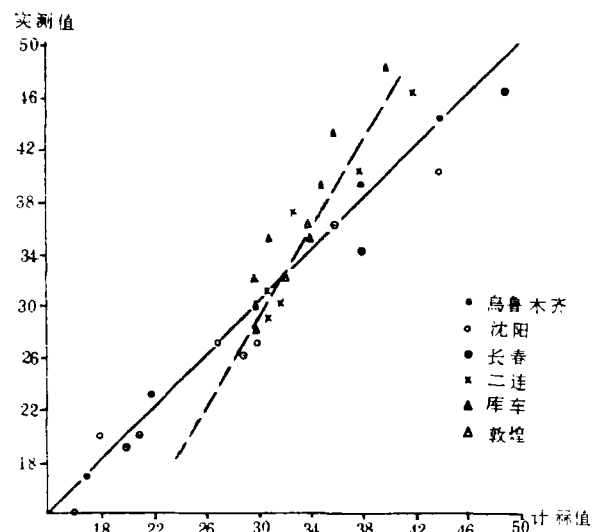


图4 反射率实测值与计算结果的比较图 (实线代表森林草原地区, 虚线代表沙漠地区)

很多, 这种情况一般常发生在温度比较高的时期 (或地区), 降雪后气温回升, 融雪使土壤表面增湿, 从而地面反射率亦显著降低; 不仅如此, 在个别暖冬, 这种降低反射率的作用也是很明显的, 例如沈阳 1959 年 12 月至次年 3 月, 平均气温比 1957 年要高 5°C 以上, 因此反射率平均比 1957 年低 0.15 左右, 长春、乌鲁木齐也都出现过类似的现象。所有这些说明我国大部分积雪地区的反射率和高纬度积雪对反射率的作用是不同的, 这种不稳定的积雪, 会使反射率比第二种类型地区所确定的反射率低 0.05—0.10 左右, 根据分析结果, 这种

現象常发生在冬季(12—2月)长江流域以南,3月份渭河流域、华北沿海及淮河和辽河流域以南的地区和4月份的东北北部及北疆一带。

綜合以上所述,并根据这些站4年实测反射率和积雪日数資料,得到图3中的三条关系曲线,用以确定冷季上述二种类型地区(曲线1,2)和不稳定积雪期(曲线3)的大面积平均反射率。

这个方法也可用来确定其他地区(如黄河流域及长江流域一带)的反射率。例如,北京、郑州、汉口等3个站积雪期計算值和实测值之差平均在0.02以内。

利用多年平均积雪資料及图3計算所得的冷季积雪月份平均反射率与实测值之差不超过0.05(图4)。对第一种类型地区,庫車的計算值偏低最多,为0.04,其他两个站都是很接近的(差值平均約为0.01)。庫車偏低的原因主要是該站位于天山南麓,降雪較多。森林草原地区除烏魯木齐略偏低外(約0.01左右),长春、沈阳的計算值都略有偏高(0.02—0.03),这可能由于大城市附近,雪面污化,反射率实测值偏小造成的。

象本节开始时所指出的,用这种方法确定反射率,在森林地区約偏大0.10—0.15左右,因此森林地区应用这个方法时,应对反射率的計算結果进行訂正,这可参考別多夫斯卡娅得到的結果^[2]。

三、中国地区日射观测場地面反射率的变化 及其和自然下垫面的关系

根据我国1957—1960年不同地区16个日射观测站反射率的統計¹⁾,反射率的时空变化同我国不同地区自然下垫面特征及季节周期有很密切的关系,这种关系反映了各自然区域(景观地带)的反射特性,以二连、长春、郑州、汉口为例(图5),我們看出,从北到南,由半沙漠、草原、温带森林草原至常綠闊叶林地区,反射率的时空变化是很显著的。在冷

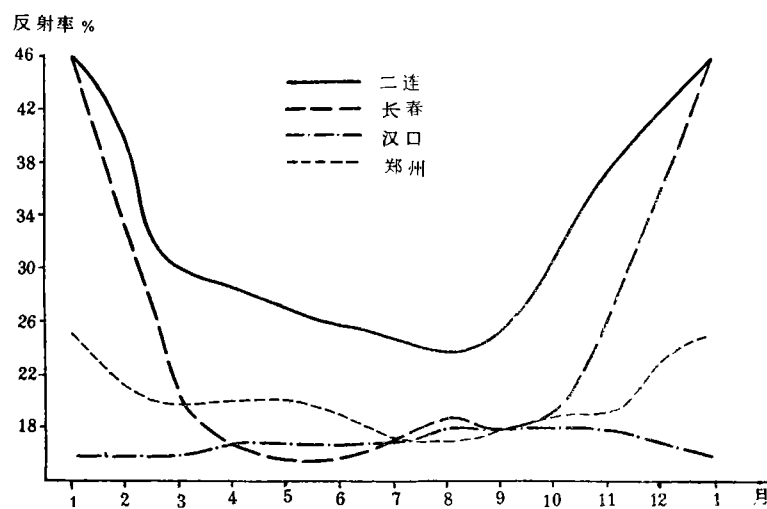


图5 不同自然地带反射率年变化曲线图

1) 反射率的日平均值是按正午附近三次观测平均的办法得到的。

季,由于南北地表光学性质的不同(北方地表积雪,南方有植物生长而且地面潮湿)反射率的差别很大,常常可以达到 0.40—0.50 以上;在暖季,我国除沙漠和半沙漠地区反射率较大外(平均在 0.25 以上)其它地区一般都很接近,平均在 0.16—0.20 之间,因此不同地区反射率年变化过程亦不相同。森林草原地区面积辽阔,反射率的年变化也不很一致,并且年振幅在我国有随纬度北移而增大的现象,例如郑州年较差仅 0.07,北京为 0.12;长春便达到 0.29,这完全是由雪复盖的不同而造成的。半沙漠和沙漠地区,由于暖季反射率较高,且常年干燥,极少雨雪,反射率的年振幅较小,平均看来,暖季期间反射率要比其它地区小 0.10 左右,年振幅在 0.10 以上(例如敦煌)。有些地方因为积雪较多,年振幅也比较

表 2 各自然地带反射率季节变化的比较

自然地带	地 点	冬	春	夏	秋	年平均	年振幅
温带、暖温带森林草原	长 春	0.39	0.18	0.17	0.21	0.24	0.19
	北 京	0.26	0.19	0.18	0.19	0.21	0.12
下草原、沙漠	库 车	0.43	0.27	0.27	0.33	0.32	0.22
亚热带常绿阔叶林地区	上 海	0.15	0.16	0.17	0.16	0.16	0.02
	成 都	0.16	0.16	0.19	0.18	0.17	0.05
	南 宁	0.18	0.17	0.18	0.20	0.18	0.04
	昆 明	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21	0.02
高 原	拉 萨	0.23	0.21	0.20	0.20	0.21	0.04

大,如二连、库车年振幅常可超过 0.20 以上。除了上述地区和个别山地以外,在我国南部常绿阔叶林地区和高原上面,反射率的年振幅都是很小的,平均小于 0.05。但高原上年振幅较小和常年有植被复盖的地方年振幅较小的原因是不同的。高原上(例如拉萨)年振幅比较小的原因是冷季降雪比较少。

反射率的年变化不仅反映了自然地区的特征,同时和各自然地区的季节周期也是很一致的,从表 2 和图 6 中的资料可以看出,反射率的季节变化是很明显的。森林草原带以夏季为最小,春秋次之,冬季最大,同时一般年变化会出现两个低值,一个低值出现在春季

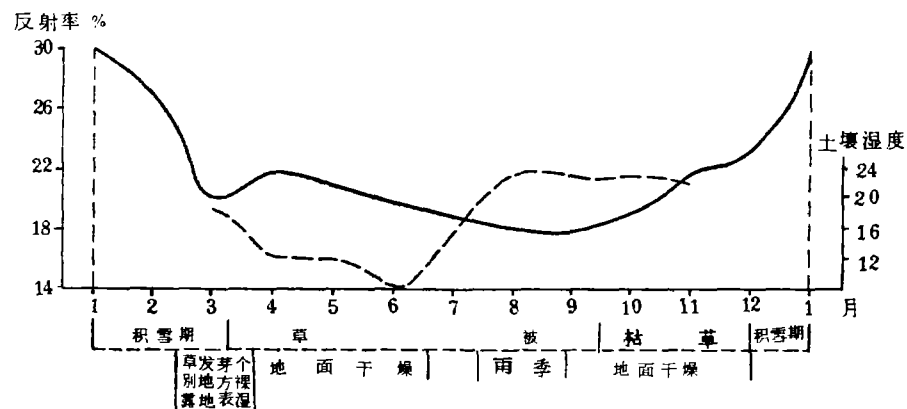


图 6 北京地区反射率的年变化和自然季节的关系
[实线表示反射率,虚线表示土壤湿度(%)]

解冻和融雪以后的 3—4 月間(此时地表裸露潮湿),另外在降水最多的 7、8 月份往往也还有一最低值。在干燥沙漠地区最低值多出现在地面比较潮湿的 7、8 月份。由此看出,反射率不仅和下垫面的积雪及植被情况有关,同时和湿润状况也有很密切的关系。在常绿阔叶林地区,由于常年有植被复盖,反射率月际变化和年振幅都很小,因此反射率的年变化便主要决定于下垫面的潮湿情况,秋季干燥少雨地区,反射率以秋季为较大(例如南宁、赣州、海口);秋季地面潮湿的地区(如成都、上海),则最大反射率出现于夏季,图 7 表示了这种地表潮湿状况和反射率的关系。在干湿季节比较明显的地方(如昆明),一年中最大反射率出现在干季(11—2 月),湿季反射率较小。总起来看,在我国南部阔叶林地区,因为暖季蒸发强,地表比较干燥,反射率比冷季大,年变化趋势和北方相反。

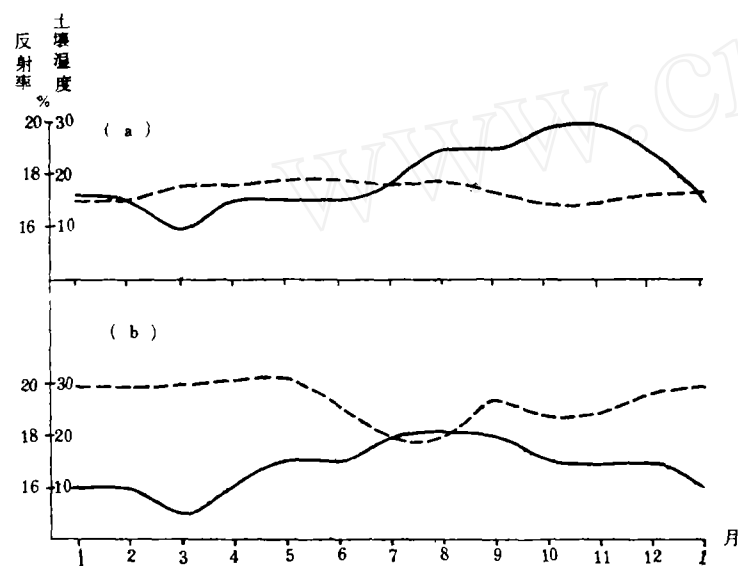


图 7 南宁(a)、上海(b)地表(0—20 厘米)土壤湿度(虚线)和反射率(实线)的关系

所有这些讨论表明,日射观测站测定反射率的变化规律在一定程度上反映了自然地带与季节的特征。同时 B. Л. 加也夫斯基(Гаевский)^[7,11]也指出,暖季期间地面反射率的高空测定结果同日射场资料的差别不大,夏季不超过 0.04,秋季仅有 0.03;与 M. И. 布德科^[17], K. Я. 康德拉捷夫^[18]等人所总结的自然陆面平均反射率比较,也很一致。因此在反射率高空观测资料还不很充足的情况下,日射观测场反射率的研究有助于大面积反射率时空变化规律的了解。

四、中国地区地表反射率分布的主要特征

根据以上各节所述和 200 个台站多年平均积雪日数资料,并参考气候、植被等^[19-20]有关资料,绘制了我国各月平均反射率分布图。按我国反射率的分布状况,可以划分为冷季、暖季及 2 个过渡季节等四个时期,这里分别以 1、4、7、10 等 4 个月反射率代表这几个时期反射率的分布情况(图 8—11)。

(1) 冷季(图 8): 在此季中, 反射率从我国东南沿海的 0.16 增加到最北部的 0.60 以上, 0.20 的等值线大致与积雪对反射率影响的南界及 1 月份 0°C 等温线相符, 此线以南, 反射率逐渐减小, 惟雷州半岛以南和台湾西南部比较干燥, 反射率也比较高(平均在 0.16—0.20 之间)。0.20 的等值线循秦岭大巴山往西至青藏高原即向南弯曲, 东出黄淮平原则呈辐散趋势, 愈近海面气温愈高, 积雪减少, 等值线乃向东北偏转。华北平原的反射率多介于 0.25—0.30 之间。在黄河上游及青藏高原东部, 是一复杂的过渡区域, 有草原、山地、沙漠等各种景观, 因此反射率的变化也比较大, 由兰州至河套, 反射率约在 0.25—0.35 之间, 祁连山山地和青海南部, 因积雪较多, 反射率可超过 0.35, 变化颇大, 但就大面积平均看, 则都不出 0.30—0.40 的范围。冷季在新疆山麓地区, 因积雪较多, 反射率比沙漠地区为高。羌塘高原除终年积雪地区和冰川外, 由于干燥少雪^[24], 风力强烈, 地表粗糙, 虽然温度很低, 反射率并不很大, 平均为 0.25 左右。北疆及东北为我国反射率最大地区。3 月间我国东南地区反射率变化很少, 辽河流域则显著降低; 华北由于升温快、地表干燥, 平均只减少 0.05。0.20 一线仍然稳定在淮河流域一带。

(2) 暖季(图 9): 华南的反射率逐渐升高, 而北方的反射率则有所减小, 在 7、8 月达到最小值。暖季除草原和沙漠大于 0.25 以外, 其它地方都在 0.20 左右, 地区差别最小, 等值线由冷季的东西向变成南北向。新疆盆地中心的反射率比周围大, 这与冷季完全相反, 除云南南部和西藏波密地区仍在 0.18 左右以外, 东北北部和东部, 由于森林及沼泽的影响, 是全国反射率最低的地区, 可以小于 0.16。暖季滇北高原的反射率比其北部的亚高山针叶林、南部的亚热带常绿阔叶林及我国东部地区大。

(3) 过渡时期(图 10、11): 在两个过渡季节中, 0.20 等值线均将我国从东北到西南划分为两半, 形势大致相同, 惟华北秋季反射率比春季小, 而华南则秋季大于春季。在我国最北部秋季降温积雪, 反射率增加; 而春季增温融雪, 反射率减小; 因此春季等值线的位置要比秋季偏南, 这种现象在我国东北更为明显。在过渡时期中, 辽河上游的草原反射率增加; 内蒙至新疆北部的砾质荒漠地区反射率减小。同样在沙漠地区, 反射率比其周围的地区来说(如新疆)在向暖季过渡时相对地升高, 和向冷季过渡时相对地减小。

(收稿日期: 1963 年 9 月)

参 考 文 献

- [1] Савиковский И. А., Наблюдение под солнечной радиации в свободной атмосферы, Тр. ЦАО., вып. 23, 1957 г.
- [2] Пятковская Н. П., Измерения альbedo с самолета, Тр. ГГО, вып. 109, 1961 г.
- [3] Ливова Е. М., Измерения суммарной радиации солнца и альbedo земли до высоты 10—20 км., Тр. ЦАО, вып. 14, 1956 г.
- [4] Кастров В. Г., К вопросу о дневном ходе альbedo земной поверхности, Тр. ЦАО, вып. 14, 1955 г.
- [5] Зубенок Л. И., Измерение альbedo некоторых растительных покровов с самолета, Тр. ГГО, вып. 18(80), 1949 г.
- [6] Гаевский В. Л., К вопросу о роли альbedo в формировании радиационного режима поверхности, Тр. ГГО, вып. 39(101), 1953 г.
- [7] Гаевский В. Л., Альbedo больших территории, Тр. ГГО, вып. 109, 1961 г.
- [8] Лопухин Е. А., Влияние неоднородных поверхностей на радиационный поток в свободной атмосфере, Тр. Среднеазиат. НИИ ГМИ, вып. 6 (21), 1961 г.
- [9] Гойса Н. И., Измерение альbedo больших территорий с самолета, Активометрия и атмосферная оптика, Гидрометеониздат, 1961 г.

- [10] Гойса Н. И., Краткая характеристика альbedo территории Украины, Тр. Укр. НИГМИ, вып. 31, 1962 г.
- [11] Барашкова Е. П., Гаевский В. Л., Радиационный режим территории СССР, Гидрометеониздат, 1962.
- [12] Bauer K. G., Putton J. A., Albedo variations measured from an airplane over several types of surface, J. Geophys. Res., V. 67, No. 6, 1962.
- [13] Robinson G. D., Some observation from aircraft of surface albedo and the albedo and absorption of cloud, Arch. Met. Geophys. und Bioklimatologie, B. 9, No. 1, 1958.
- [14] 卢其尧: 不同密度水稻田的能量平衡与小气候, 作物学报, 第1卷第3期, 1962年。
- [15] Шифрин К. С., К теории альbedo, Тр. ГГО, вып. 39(101), 1953 г.
- [16] Лопухин Е. А., Макроальbedo некоторых ландшафтов средней Азии, Тр. Среднеаз. НИГМИ, вып. 11(26), 1963 г.
- [17] М. И. 布德科: 地表面热量平衡, 科学出版社, 1960 年。
- [18] К. Я. 康德拉捷夫: 太阳辐射能, 科学出版社, 1962 年。
- [19] 中央气象局气候资料研究室: 中国气候图集(简编), 地图出版社, 1959。
- [20] 黄秉维: 中国综合自然区划草案, 科学通报, 1959 年 18 期。
- [21] 徐近之编著: 西藏自然地理资料(气候部分), 科学出版社, 1959。

ИЗМЕНЕНИЕ АЛЬБЕДО ПОДСТИЛАЮЩИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ КИТАЯ И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Чень Цзянь-суй
(Институт Географии АН Китая)

Резюме

В данной статье обобщены результаты измерений с самолета альbedo в теплый период года. на ряде поверхностей большой территории. Приведена средняя величина альbedo некоторых основных подстилающих поверхностей большой территории. По данным 16-ти актинометрических станций рассмотрено отношение между альbedo на актинометрических станциях и природными зонами, а также их годовой ход. Используя отношение между числом дней со снежным покровом и альbedo, обсуждали вопрос о методике определения альbedo зон сухости (пустыни), лесостепи в период со снежным покровом и альbedo различных областей в период с неустойчивым снежным покровом. На основании этих результатов составлены карты распределения альbedo по территории Китая. По этим картам можно выделить следующие периоды: холодный, теплый и переходный.