

自组织和地貌演化

刘桂芳* 黄金国 马建华 译

1 前言

越来越多的文献认为地貌系统发育包含着自组织;并且证明自组织行为存在于多种不同的地球表面过程和地貌发育过程中。自组织在一些情况下是很明显的,例如象周期性河床和多边形土形成的有序的、重复性的模式,或者象流域水系和地势大范围稳定少变的特征(Hallet, 1990)。这点具有一般性,包括景观或地貌演变引起空间组织程度或信息量增加方面的任何情况。本文的目的在于论证大范围的、长期的地貌演变过程中的地貌自组织问题。目的是确定地貌发育自组织范围以及形成的一般条件。首先需要进行有关自组织的概略的地貌分析,这样就能概括出自组织地貌系统的充分必要条件。这篇文章对自组织和非自组织地貌系统的例子作了解释。最后,阐明了地貌发育的两大类型(地势上升和下降),以区别自组织和非自组织的基本差异。

在地貌自组织研究中,有几种不同的但密切相关的观点和定义。在某些情况下,自组织被直接视为一种现象,其表面特征由于系统内部过程和非独立的外部控制变成有序的或重复的空间模式,这种例子包括在冰缘环境下的多边形土的形成(Hallet, 1990, Werner 和 Hallet, 1993),滩角的演化(Werner 和 Fink, 1994),最新风化过程中的地球化学自组织行为(Nahon, 1991),浅塘演化序列的自形成过程(Clifford, 1993)以及河床的实验性研究(Nelson, 1990)。Huggett(1988)据此认为所有这些现象都表明在那些耗散的地貌系统中均存在自组织的趋势。

在某些情况下地貌的自组织是与远离平衡态的耗散系统的自组织研究相连的。在这种情况下能量被引入开放的远离热力学平衡态的耗散系统。这个观点可以追溯到 Prigogine's (1980)在物理化学方面作的工作。Huggett(1988)认为耗散系统理论在地貌学研究中很有成效,并且 Phillips(1993c)认为这种观点与现有的传统观点,即把地貌系统看作一个开放系统的观点相一致,Gu 等(1987)曾描绘了作为耗散结构的河流系统,Haigh(1988)解释了喜马拉雅山崩系统的形成,Carter 和 Orford(1991)讨论了耗散自组织行为在沙质海滩沉积结构中的情况。Ibanez 等(1994)给出了关于地中海流域盆地发展的类似解释。

与地貌学自组织有关的第三概念是自组织临界状态(SOC)。Bak 等(1987)在物理学中介绍了 SOC,却引用了地貌学中的例子(沙丘坡面)。地貌学家注意到,斜坡现象凭借物质的增加(或其它坡面变陡的方式)可能最终将斜坡推至稳定的终止状态(临界角)。从这一点上说,局部的滑动或错动,可能引起下部类似的错动或削弱斜坡上部坡面的稳定度。这类错动可能是微小和局部的,也有可能多次波及整个系统。Bak 等(1987)将其称为自组织临界状态(SOC),因为该系统内部的动力学机制使这个斜坡各处都处于临界状态。他们认为 SOC 在物理系统中普遍存在,这也许就是引起常见的“1/f”噪声的原因,而在地貌学中,典型的现象就是碎片的结构。

SOC 没有将新的见解引入斜坡的稳定性和山崩现象中,但是已经应用到了河流水系和流

域盆地的演化中。人们早已认识到自组织是这些现象的一般原理(例如, Woldenberg, 1969), Rinaldo 等(1993)把“沙堆模型”理论扩展到了河流系统中,他指出,当达到地方侵蚀基准面,能量耗散在整体上达到最小时,河网形成就达到了稳定状态。Rigon 等(1994)则把河网模型范围扩展到分水岭,他坚信,很容易证明地貌的演化遵循自组织原理。关于河流演化的并排重要的工作理论,至少可以追溯到本世纪 60 年代(Leopold 和 Langbein, 1962; Langbein 和 Leopold, 1964; Woldenberg, 1969),然而较近的研究工作则明确地把能量耗散理论同 SOC 的概念和经常见到的河网耗散结构相联系。Tkayasu 和 Inaoka(1992)、Kramer 和 Marder(1992)在 SOC 理论的基础上建立了水系演化模型, Stark(1991)、Masek 和 Turcotte(1993)通过渗透或有限扩散聚集,在自我封闭水系演化的基础上提出了更加广泛的类似模型。这项工作尚未发展到野外实验研究,尽管 Simon(1992)指出,能量耗散理论能够对被扰动的河流系统开展野外试验研究。这个理论和类似模型的成功早已被判定,因为实际水系的几何形状和特征可以作相似统计,其统计特征可以通过多种方法获得或最大限度地近似获得(Kirchner, 1993)。

上述有关自组织的地貌分析的论点是有联系的。在 SOC 中,象斜坡错动或排水网络扩展一类的事件在个别元素水平上相当复杂(如沙粒、独立的小山坡或河网)。然而,在更广阔的尺度上,物质聚集行为变得更加有序和可以理解。这种现象同样也具有耗散系统的特征,它始终处于远离热力学平衡的有序状态,这已由 Brooks 和 Wiley(1988)在信息理论和热力熵之间进行严谨推导而得到证明。在地貌系统中自组织被看作是一种自发过程的结果也显示出这种趋势,总起来说,那些单个微粒和碎屑的不可预知的行为,最终要在聚集体上表现为可预知。

2 自组织(及其它的)地貌系统

Montgomery(1989)认为地貌系统不是一种(热力学上的)非平衡自组织系统。他指出,地貌系统向着最终的稳定状态发展,从共同的起点发展到多样的、性质不同的形式不是随意的。Montgomery(1989)认为远离平衡状态的生物系统的自组织能造就全新的形态、功能和性质不同的形式(例如鱼相对于哺乳动物),而地貌系统在演变过程中其发展形式具有性质上的相似性和继承性(例如汇水盆地或者沙坡移动)。

在一个广大的范围内考察,地貌系统确实遵循此种模式。但具体到较小范围内,地貌演变则确实从相似的开始状态发展成后期的多样化的状态。这由初始条件的敏感性和多种地貌系统的扰动性所证明,因此,相同的初始状态在随机压力和环境约束作用下发展成彼此不同的形式(Scheidegger, 1983; Loewenherz 1991; Ijjasz-Vasquez 等, 1992; Barrett 和 Schaetzl, 1993; Kempel-Eggenberger, 1993; Phillips, 1992a; 1992b; 1993a; 1993b; 1993c)。

在地貌学中,自组织和非自组织行为能被看作“历史之矢”和“时间之矢”的对应关系。时间之矢似乎适用不可逆所导致最大混乱的过程。例如,化学风化不可逆地将岩石转化为残积物、土壤和溶解物,或者将一个高地形剥蚀成准平原。即使微观规律允许岩石再生或山脉重建,上述过程也是不可能发生的。相反地,历史之矢会导致较高的有序和组织状况。例如,持续的成土作用将未风化沉积物或风化碎屑转化成一个逐渐有序的土壤剖面;或者河流的雕刻作用能把地面变成有组织的流域盆地和河流体系。

这些例子使我们看到,许多地貌学现象都可以从时间之矢或历史之矢的观点得到合理的解释。此外,它们还表明,自组织和非自组织表现在地貌发育的不同阶段和状态;在地球化学风化过程中无序度的增加之后是成土作用中的自组织行为;或者在侵蚀作用中无序度的不断增加之后或之前,也许伴随着自组织作用。

时间之矢和历史之矢都可以应用到地貌演化中去吗?在什么环境下哪种起作用?假如上

面给出的那些例子不十分清晰,那么用何种标准能够识别自组织行为?为阐述这些问题,需要运用系统信息理论。

从热力学上看,一个远离平衡态的自组织耗散系统可以通过分析某个系统及其环境总能量的增加和系统内部熵的减少或恒定来认识(理论上)。熵是表示混乱度的量,系统内的有序和有组织的增加,或绝对的或相对的都符合热力学第二定律。用公式可以表示为

$$dS = d_e S + d_i S, d_i S > 0 \quad (1)$$

式中 dS 表示系统及其环境的熵变化, $d_e S$ 表示由于系统和外部环境的物质和能量的交换所引起的熵变化, $d_i S$ 是系统内不可逆过程引起的熵变化。

在地貌研究中或其它研究中,能量的消耗即使在过程一响应实验中也是难测试到的;何况地貌的演化中涉及能量的地方又如此繁多。然而,地貌中的有序程度及有组织程度(即统计学或信息学上的熵)还是可以测量的,这已经得到充分的证明(例如,Perillo 和 Marone, 1986; Culling, 1987, 1988; Zdenkovic 和 Scheidegger, 1989; Fiorentino 和 Claps, 1992; Singh 和 Fiorentino, 1992; Yang, 1992; Fiorentino 等, 1993. Phillips, 1987; 1994)。熵有几种不同的概念和定义,相类似的热力学熵虽然是一种有用的方法,但用来解释地貌的演化,则存在一些严重的缺陷(Davy 和 Davies, 1979; Thorm 和 Welford, 1994)。下面的论述基于熵的动力系统的定义,并且认为自组织系统有独立于热力学熵以外的明显的熵“标记”。

3 熵和自组织

首先,阐述这么一个事实,即地貌系统与外界交换物质和能量,是一种开放和耗散结构,很明显,这是一种远离热力学平衡态的系统。演变的地貌系统需要不断地输入自由能,这符合热力学第二定律。象许多简单的物理和化学过程一样,地貌系统同样遵循热力学第二定律。然而,这些只能告诉我们很少一些关于地貌系统功能和演变方面的事情。

地貌的演变在好些重要方面都不同于化学反应或者气体分子的情况。地貌受原来状态的影响很大,而不太依赖于周围环境。另外,地貌系统受内部因素影响也很大(例如,河道中的水力几何学现象或者海岸与波浪的相互作用),这和理想气体或化学试剂中的情况完全不同,生物作用会对地表过程造成直接和非直接的影响,这同非生命现象有本质的不同。继承特征,内部作用和生物因素影响,共同决定了物质和能量如何输入输出地貌系统。

显然,能量流动对于一个地貌系统的演化以及理解过程一响应关系都是重要的,但对自组织问题的提出关系不大。作为开放和耗散的系统,地貌系统在增加或减少组织性和复杂性方面不受能量和热力学的制约。

在数学意义上(与热力学不同),熵是度量系统不确定程度和不可预知程度的指标,反之,也就是度量系统的有序程度和有组织程度的指标。在一个随机的白噪声系统中,最后的结果可能都一样(例如,所有点的高度可能都一样,或任何用于构成河网系统的网格单位可能都一样),即熵趋于无穷大,而在一个完全可判定和非混乱的系统中,也只有一个结果:熵是零。有限的正熵与有序性和随机噪声以及可决定的混乱度联合作用有关。

Kolmogorov(k -)熵应用于动力学系统。在信息论和统计学方面,Shannon's 熵和有关的统计学理论应用于信息表达和分配。如果信息或分配是动力学系统造成的(实际的或者假定的), k -熵和信息熵是等价的(Culling, 1988; Kapitaniak, 1988; Forentino 等, 1993)。在数学意义和概念上, k -熵和信息熵同热力学上的熵是有联系的:计算公式相同,而且系统中热力学熵的增加反映为数学中熵的增加。

在一定程度上,自组织系统的 k -熵减少,反映了系统的有序性和组织性的增加。然而,由于地貌系统包括不可逆过程,总熵必定随时间增加。这只能在系统内部完成(至少为系统和环境的总体)。我们用 i 来表示系统的层次,就能为自组织系统定出如下标准:(1)正熵和负熵的总和(统计信息论中的信息量,或动力学系统理论中的相空间)在各个层次上必定是永远增加的。(2)熵在 i 层次上必定是永远增加的。(3)信息(负熵)必定是永远增加的。(4)对于任一 i 层次,信息增加(熵减少)必然被其它层次的熵增所抵消。

如果缺乏随机性压力而正熵随时间增加,地貌系统必须至少有一个正的李雅甫诺夫指数,这是因为 k -熵在数值上等于所有李雅甫诺夫正指数的总和。而这些李雅甫诺夫指数分别和系统复合特征值的真值一一对应相等。一个相关矩阵只需要分别表示出系统各因素正的、负的、或可以忽略的(零)的影响,根据 Routh-Hurwitz 标准,该真值表就可以用来判定系统是否有正的真实特性值,以 R 任何的正的李雅甫诺夫指数(Slingerland, 1981; Phillips, 1992b)。这可以相应的判定系统是否有能力在缺乏随机性压力条件下产生出正熵。

正的李雅甫诺夫指数(λ)表示系统的 k -熵或混乱程度,而负的 λ 则反映系统从初始状态向前发展的指数方式。换句话说, $\lambda > 0$ 表明了信息丢失的速率,而 $\lambda < 0$ 则表明了信息获得的速率。如果是一自组织系统,必定存在一个正的李雅甫诺夫指数,而 λ 的总和必为负值。只有这样,信息获得的速率才能超过熵产生的速率。

动力学系统的雅可比矩阵(系统相关矩阵)中的对角线元素的和,与特征值真值部分的和相等,因此也和 λ 的总和相等。所以,即使从本质上讲,相关矩阵不但能表示是否存在任一正的指数,也能表示出是否 $\Sigma \lambda < 0$ 。矩阵的对角线元素是自影响元素,如果负的自影响(反馈)存在,或者只要负的自影响比正的影响大,则李雅甫诺夫指数的总和必为负值。只要正的自影响占优势, $\Sigma \lambda > 0$,系统则处于较强的混乱状态,是非自组织的。如果不存在自增加或自阻压反馈的话,或者如果彼此相互抵消,则李雅甫诺夫指数的和为零,系统是中立稳定的。

因此,根据这两个假定,我们得到判定一个地貌系统是否为自组织的两个条件,即:

1)这个地貌系统(很可能非线性的)为动态系统,具有以下形式

$$dx_i/dt = f_i(x_1, x_2, \dots, x_n), (c_1, c_2, \dots, c_n) \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

式中 x 是系统的 n 个组分, c 是速率系数,它在等式中常被忽略。

2)这个系统可以用一个 $n \times n$ 的相关矩阵 A 来表示,矩阵代表了每个 x_i 对另一个 x_j 产生的正的、可忽略的或负的影响(A 中的元素具有 a_{ij} 的形式,表示第 i 组分对第 j 组分的影响)。

于是,自组织的两个标准如下:

1)根据 Routh-Hurwitz 准则,矩阵 A 是不稳定的。

2) A 中对角线的和为负($\Sigma a_{ii} < 0$)。

4 自组织的证据

在早期的工作中,作者分析了地貌系统的最简单和最通用的模型,它是与输入、存储和输出有联系的物质流模型。如果外力或相对于阻力的动力未曾越过或逼近系统临界阀,那么该系统在质上仍趋于稳定(Phillips, 1992c)。因此它也是非自组织的。另一方面,如果临界阀在控制系统行为方面发生作用的话,根据 Routh-Hurwitz 准则,系统就是不稳定的,并且李雅甫诺夫指数和是负值(Phillips, 1992)。在这种情况下,系统是自组织的。这个一般的例子以及前面所提到的一些例子可以说明,在不同环境和尺度下地貌系统可以是自组织的,也可以是非自组织的。

为了说明一个地貌系统是自组织还是非自组织的行为,我们给出三个有关地形发育的自组织和非自组织系统的专门例子,它们可以是也可以不是自组织的。

4.1 水力几何学和自组织 在一个测站水力几何学是研究河流横断面流体力学对变化着的强制性水流的响应。对于已知的强制性水流,问题是确定水流宽度、深度、流速和阻力是如何变化的,以对水流作出响应和调节。

如果河流本身始终保持不变,对变化的水流有四个必要的自由度:速度、水力半径(宽度和深度的联合作用)、能量梯级坡度和水流阻力。因为每一个变量既影响其它变量又被其它变量影响,所以它可以描述为一个古典非线性系统。应用 Darcy-Weisbach 方程,我们可以写出

$$V = R^{0.5} S^{0.5} f^{0.5} (\rho g)^{0.5} \quad (3a) \quad S = V^2 R^{-1} f (\rho g)^{-1} \quad (3b)$$

$$R = V^2 S^{-1} f (\rho g)^{-1} \quad (3c) \quad f = V^{-2} R^{-1} S (\rho g)^1 \quad (3d)$$

其中 V 代表平均速度, S 代表能量梯级坡度(以水面坡度来近似表示), R 代表水力半径, f 代表摩擦系数,特殊重力项 (ρg) 看作为常数,因此被忽略。

根据上面的方程式完全可以写成一个相关矩阵,其指数除表 1 由(3a)–(d)式得到的某一自影响以外还表现为正的和负的元素。只有当 $dx_i/dx_i \neq 0$ 时,自影响才不等于零($a_{ii} \neq 0$)。在水力变量中,这只是坡度的一种情况,其影响是负值。这从下面的事实可以看出,在 V 、 f 或 R 没有任何变化(必要的)情况下,与其它水力要素无关的大量水体流动过程会使坡度过陡的水流表面变得平坦、坡度极小的水流会使水体发生堆积,最终导致坡度增加,由此推导出表 1 的相关矩阵。

表 1 由(3a)–(d)式得到的某一测站水力几何系统的相关矩阵

	V	S	R	f
V	0	a_{12}	a_{13}	$-a_{14}$
S	a_{21}	$-a_{22}$	$-a_{23}$	a_{24}
R	a_{31}	$-a_{32}$	0	a_{34}
f	$-a_{41}$	a_{42}	a_{43}	0

已经证明,依据 Routh-Hurwitz 准则,这种系统会逐渐变得不稳定(Phillips, 1990)。那个对角线负元素表明李雅甫诺夫指数的和为一个负值。因此一个水力几何系统符合自组织系统的标准。这和直觉是一致的,给出了系统存在的明显的相互调节作用。这与水力几何学在精确的、可确定意义上是众所周知的不可预知的事实也是一致的,但是从宏观上,可能性上考察,还是具有清晰的规律和一定的可预测性(Leopold 和 Maddock, 1953; Williams, 1978; Phillips, 1990; 1991; Ridenour 和 Giardino, 1991; Lamberti, 1992; Pianese, 1992)。

4.2 非自组织土壤景观的演化 在北卡罗来纳州海岸平原的高地上,最常见的土壤系列之间的主要差别在于质地类型、形态和 A 层、E 层、B 层厚度的不同。通过改进和分析表层(A 和 E)和亚表层淋溶层(B)之间质地差异模型,可以去确定稳定性和潜在的混乱程度(图)。在 Phillips (1993d) 曾较详细地论述了这个模型及其合理性,这里仅简要地加以讨论。

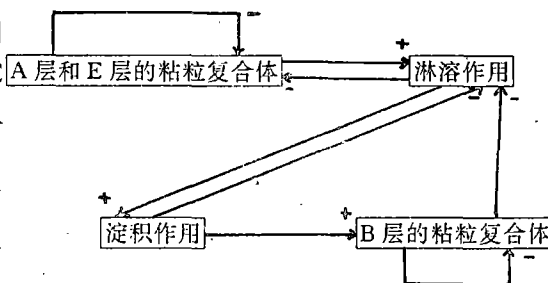


图 北卡罗来纳州滨海平原土壤因质地差异所形成的土层发育系统模型框箭图

由于砂粒和粉粒对化学风化和物理迁移(淋溶)具有抵抗能力,所以层次模型主要集中在粘粒的形成和位移上。较大的颗粒大量被风化,形成的基本产物或者是粘粒矿物,或者是溶解物质,这些物质不影响土壤剖面质地的差异。因此,正是次生粘粒矿物的形成以及这些矿物的物理化学迁移才导致了土层的形成。

粘粒在表层的形成与淋溶作用有直接紧密的关系,因为它决定迁移矿物的供应。由于粘粒

的流失削弱了持水能力和化学风化速率,表层的粘粒复合体的形成因淋溶作用而受到抑制。粘粒的淋溶损失对淀积有积极的影响,但由于土壤下层粘粒的聚积削弱了渗透度和渗透率,因此沉积层反而阻碍了淋溶作用。同样原因,从B层粘粒复合体到淋溶作用之间有关负联系。通过增加土壤下层的持水能力,土壤下层中沉积作用促进了粘粒的形成。由于易风化矿物质被耗尽,B层和A层的粘粒复合体受到了自我限制。图所表示的那些联系与野外观察到的实际情形相符合,并且所构造的模型在很多情况下也是存在的。然而,此模型并不符合所有情况,而且在不同的单个土体中,其结构也可能各不相同(例如增加,减少或改变个别环节的符号)。上面描述的结构代表的只是一种近似的稳定结构(Phillips, 1993b)。

图中系统的相关矩阵按照 Routh-Hurwitz 标准是稳定的(Phillips, 1993b),它表明所有李雅甫诺夫系数都是负的。因此,这个系统不符合自组织标准。

在野外或山坡尺度上,覆盖在北卡罗来纳滨海平原的土壤,呈现出一种鲜明突出的局部性空间变化。在上述的层次系统模型中(Phillips, 1993b),对不稳定的,无序的变量已进行过探讨。然而,尽管存在局部变化,但土壤景观存在着大尺度规律性,非自组织的、均匀化的趋势在更大范围上是可以发现的。例如,滨海平原上的典型高地土壤,除风成沙以外,在所有成土母质上,都形成壤沙或沙壤的A层和E层,以及沙质粘壤的B层。这是在质地和来源都非常不同的母质上形成土壤的一个例子,其地表从晚更新世到早上新世,坡度从0到30%,地形环境从贫脊到河网密布。事实上,除了滨海平原、河口、港湾最年轻的海岸阶地外,同一系列的土壤可以形成于冲积和混合沉积的所有母质上(Danielsetal., 1984)。普遍存在的Norfolk土系就是一个例子。即使在晚更新世的Pamlico阶地上,这些常见土系系列也似乎存在。例如在Pamlico阶地上发现的State土系同1.5米处以上野外发育的Norfolk土系几乎难以区别(Norfolk土系有较厚的沙质粘壤淀积粘化层,可风化矿物较少)。

这种类似土壤的普遍发育(然而由于地方自组织的空间变异性而复杂化)证明在大规模空间尺度内土壤景观的演变是非自组织的。

4.3 变化的地貌和自组织 长期的地貌演变可能在地势演变中最易观察到。如果地貌能以任何可能的方式分成 n 个单元,那么每一个单位 $i(i=1,2,\dots,n)$ 都有平均的或特定的高度 x_i 。当地势上升的速率超过剥蚀的速率时,或在地貌切割过程中,上升地势可能表现为不同高度随时间平均上升; x_i 将发散;相反,下降地势在向下剥蚀过程中可能表现为整个地貌不同高度的平均下降; x_i 将收敛。

我们曾经说过,自组织系统至少存在一个正李雅甫诺夫指数。从最大的李雅甫诺夫指数我们可以得到邻近点发散或收敛的速率:

$$d_j(t) \approx C_j e^{\lambda_1 t} \quad (4)$$

此处 $d_j(t)$ 表示在时间 t 时两个最邻近点之间的第 j 个间隔, C_j 是初始间隔, λ_1 是最大的李雅甫诺夫指数。如果取两边的对数

$$\ln d_j(t) \approx \ln C_j + \lambda_1(t) \quad (5)$$

重新整理一下,我们可以看到,最大李雅甫诺夫指数是邻近单元发散或收敛平均值的函数:

$$\lambda_1 \approx [\ln d_j(t)] - \ln C_j \quad (6)$$

[]表示全部 j 的平均值。

从这里可以很容易看出,如果 x_i 在平均水平上是收敛的,那么 $d_j(t)$ 一定比初始时平均间隔 C_j 要小。同样地,如果 x_i 是发散的,那么 $d_j > C_j$,因此,下降地势一定产生一个最大的李雅甫诺夫负指数,以确保所有这些指数都是负的。上升地势一定产生出最大李雅甫诺夫正指数。

关于平流层臭氧耗竭问题的科学争论

张桂宾* 译

为了估计人类活动可能对平流层中臭氧层的潜在影响,人们常用计算机模型来估算全球平均臭氧量的常态变化(Solomon,1988)。这些模型有着固有的局限性(Brasseur and Solomon, 1986; Trenberth, 1992),而且许多早期的研究是用简单的一维模型完成的。虽然许多争论集中在这些模型是否足以准确地做出有价值的预测上,但是从根本上说,对人为引起平流层臭氧耗竭持有异议,这些意见集中在自然力量比人工力量更大这种观点上。

1 早期的问题

考虑人类影响臭氧层最初是在1970年,当时一篇题为《严重的环境问题》的报告(Wilson and Matthews, 1971)讨论了来自SST(超音速运输机)的燃烧物对臭氧层的可能影响。只有水蒸汽被认为通过扩大催化破坏作用而影响臭氧层,其它的燃烧物,即一氧化碳和氮氧化物的影

所以,上升地势的演变,很可能遵循自组织原则,而下降地势的演变不符合自组织的标准,这和我们的直觉是一致的。因为向下的剥蚀作用将使地形趋于平坦,Zdenkovic 和 Scheidegger (1989)曾指出,平坦地貌的熵要比崎岖地貌的熵高。另一方面,切割作用将地貌分成了不连续的单元。

在现实地貌中,地势上升和下降的地貌发育都存在(Twidale, 1991)。地势上升或下降现象可能会出现在同一地区的不同时期内或者同时出现在不同地区的同一地貌类型中(Renwick, 1992)。因此,地貌演化是自组织的说法是不准确的,而应说地貌演化可能是自组织的。

5 结 语

自组织的现象在地表系统中普遍存在,并且自组织原理已作为一般的原理被提出并应用到地貌系统中,然而非自组织行为在地貌系统中也是存在的。如果可以为地貌系统设计一个合理的带箭头的方框图和综合定性相关矩阵,就可以确定该系统是否显示(或在什么条件下是)自组织行为。地貌系统的自组织(如单测站水力几何学)和非自组织(如土壤地貌发育)行为都可用这种分析方法来说明。

地貌演变可能是自组织的也可能是非自组织的原则已被地貌发育所证明。众所周知,地势上升和下降任何一方(或两者)可能具有长期地貌发育的特征。包括高度均匀发散的上升地势可能是自组织的。而下降地势的地貌发育总是非自组织的,其高度一般是收敛的。

地貌学中的自组织也许象稳定平稳态,它的理论价值不在于它的普遍存在或其广泛的适用性,而在于它给出了两种基本不同的地貌和景观发育方式之间的差别。地貌演化不能用时间之矢和历史之矢的特征来表示,然而地貌学家可以用历史之矢和时间之矢两者或其中之一去解释地表系统的演变。

译自《Progress in Physical Geography》,1995,19(3),309—321