

資料・研究ノート

東南アジア低湿地の土壌

—その2. 湿地林下の有機質土壌—

久 馬 一 剛*

Solis of Swampy Coastal Areas in Southeast Asia
—Part 2. Organic Soils under the Swamp Forest—

Kazutake KYUMA*

The vast area of tropical peat land in Southeast Asia represents an important fraction of potentially cultivable land. Tropical peat develops under swamp forest in the freshwater environment of the low coastal zone. Most is deep ombrogenous peat of the raised-bog type, and thus extremely oligotrophic in nutritional status.

This paper reviews the process of formation, physical and chemical characteristics, and classification of tropical peat, and discusses in detail problems that these characteristics raise in attempts at reclamation. Continuous land subsidence due to dewatering, compaction and decomposition of peat is particularly serious when deep peat is

drained for reclamation. Deficiencies in both major and minor elements of oligotrophic peat are no less a problem than subsidence. After disappearance of peat due to decomposition, moreover, the underlying clay may develop into acid sulfate soil. Another unsolved problem in the utilization of peat is the failure of grain formation of paddy rice, which is otherwise the crop most adapted to peat land.

It is tentatively concluded that only a few percent of total tropical peat land may be reclaimed successfully, and the rest should be conserved as natural swamp forest.

I は じ め に

東南アジアの低湿地を2区分する場合、いろいろな面からみて最も意味のある区分は、大陸部東南アジアの低湿地と、島嶼部東南アジアの低湿地を分けることである。この区分は、気候的には、顕著な乾雨季の交替を示す大陸部の熱帯サバンナ気候と、常時湿潤な島

嶼部の熱帯降雨林気候という対照を示すし、地形発達史的には、ヒマラヤ山塊に起原をもつ大河川の運ぶ大量の土砂によって、急速に堆積され発達するデルタと、スンダ陸棚に面する広大な潮汐平野の面積と後背山地の土砂供給量の間アンバランスから、なかなか埋積の進まない島嶼部沿海地域との対照をみせる。そして、これらの気候と地形の違いから、どんどん陸化熟成の進む大陸部デルタの粘土質土壌と、自然の過程ではなかなか陸化熟成の起こらない島嶼部の有機質土壌との顕

* 京都大学農学部; Faculty of Agriculture, Kyoto University, Kitashirakawa, Sakyo-ku, Kyoto 606, Japan

著な対照がもたらされる。さらにそのために、大陸部デルタでは水田としての土地利用が進展してきたのに対し、島嶼部沿海地域の大部分は未開の湿地林として残されているのである。

しかし、今日この島嶼部の湿地林地帯が、最後に残された開発対象として、注目をあびるに至っている。すでにマレーシアでもインドネシアでも、湿地林地帯に政府の農地開発プロジェクトが入り込んでいる。いったい湿地林地帯の開発はどこまで可能なのだろうか。前報ではマングローブ下の堆積物に由来する土壌としての酸性硫酸塩土壌について、これを積極的な開発の対象とする立場で論議をした。なぜなら、この場合のリスクはすべて経済的なものであり、農地の絶対的不足という条件の下では多額の投資も可能になると考えたからである。本報では湿地林下の土壌について、その生成・分類・性質などをレビューした上で、開発のポテンシャルを考えるのであるが、マングローブ下の土壌の場合と同じ積極的な開発の立場をとれるだろうか。本報で最もクルーシャルな論議は、まさにその点についてなされねばならないだろう。なぜなら熱帯低湿地は、地球上で乏しくなった緑の森林の最後の立地であるのかもしれないからである。

II 東南アジアの湿地林の拡がりとその生成

a. 湿地林＝泥炭地の拡がり

現在の東南アジアの湿地林 (swamp forest) は、ほとんど例外なく淡水条件下の泥炭質堆積物上に乗っている。したがって、逆にいえば、湿地林下の土壌は泥炭土壌であり、この特異的な土壌の分布を抑えれば湿地林の拡がりを知りうる。

東南アジアの泥炭研究の草分けである Polak は、近年の総説 [1975] の中で、熱帯

に泥炭が存在するということが、なかなかヨーロッパの研究者に受け入れられなかった事情を書き添えており、オランダ人植物学者 Koorders という人が1895年に出版したスマトラ横断の探険記がきっかけになって、今世紀初頭になりはじめて熱帯泥炭の存在が認知されるに至ったということである。現在では表1のように、熱帯圏全体では約3,000万ヘクタールの泥炭が存在することが明らかにされており、中でも東南アジアには全体の2/3、2,000万ヘクタールが集中している。その分布は図1のごとくであり、いわゆるスダ陸棚に面した半島マレーシア、スマトラ、サラワク、カリマンタンに広い面積がある。ただし、これらの分布に関するデータも、まだ人によりくい違いが大きく、たとえば、表1の中で Driessen [1978] は西イリアンの泥炭面積を7万ヘクタールぐらいと見積もっているのに対し、Polak [1975] の図1では非常に大きい見積もりを与えている。また、ヴェトナ

表1 熱帯泥炭の地域別分布 (Driessen [1978] より引用、一部改変)

	Location	Tropical Peats (ha)
Asia	Thailand	200,000
	Vietnam	1,500,000
	Peninsular Malaysia	800,000
	Sarawak, Sabah, Brunei	1,650,000
	Kalimantan	6,265,000
	Sumatra	9,700,000
	Irian Jaya	70,000
	Papua	500,000
	Others	1,500,000(?)
		22,185,000
Africa	Kenya/Uganda	500,000
	Zaire	1,000,000
	Others	1,500,000
		to 2,000,000(?)
		3,000,000
		to 3,500,000
America	Guianas	500,000
	Brazil	1,000,000
	Colombia	350,000
	Venezuela	3,000,000
	Others	300,000(?)
		5,150,000

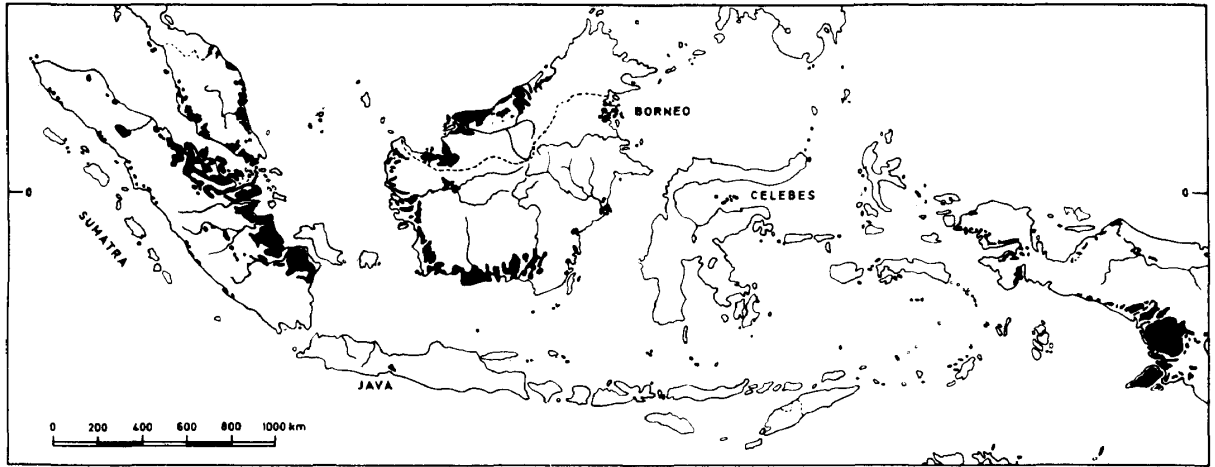


図1 マレーシアとインドネシアにおける泥炭の分布 (Polak [1975] より引用)

ムの見積もりが Moormann [1961] の土壤図にもとづいて 150万ヘクタールと与えられているのは過大であって、たかだか30万ヘクタール程度 (Vo Tong Xnan からの聞き書き) である。

ただし、これらの推計をするにあたっての問題は、泥炭土壌をどのように定義するかということにある。Polak [1952] は重量で65%以上の有機物を含有する、1 m (もし耕作下であれば 50 cm) 以上の厚さの有機質堆積物を泥炭土壌としているし、Driessen [1978] は重量で65%以上の有機物を含有し、50 cm以上の厚さをもつものを泥炭土壌として表1を作っている。この定義は1930年モスクワで開かれた第2回国際土壤学会での泥炭の定義に由来している。¹⁾ Moormann [1961] はメコンデルタの土壤調査で、有機質堆積物 30 cm以上をもつものを泥炭土壌としている。このように泥炭土壌の定義が変われば、泥炭地の面積の見積もりは大きく変る。後述するアメリカ合衆国農務省の Soil Taxonomy 方式における有機質土壌 (Histosols) の定義を適用し、有機物含量30%以上の有機土壌物質を表層 80 cmの深さ内で、積算で 40 cm以上有する

1) この定義に付随して、黒泥 (muck) は有機物含量が35~65%のものと規定されている。

ものを有機質土壌とすれば、それはインドネシアだけで 2,700万ヘクタールにもものぼるとされている [Driessen and Soepraptohardjo 1974]。

b. 熱帯泥炭地の種類とその生成

これらの泥炭と、その上の湿地林は、どのようにしてできたのだろうか。Anderson [1964] はサラワク、ブルネイの湿地林地帯の研究の中で、次の二つの湿地を区別した。

i 淡水湿地 (freshwater swamp)——規則的にか、あるいは時々冠水し、一般に $\text{pH} > 4$ の泥炭土か黒泥土を有する。その灼熱減量は $< 75\%$ で、平坦ないしわずかに凸な表面をもつ。

ii 泥炭湿地 (peat swamp)——冠水することがなく、 $\text{pH} < 4$ の泥炭土を有する。その灼熱減量は $> 75\%$ で、顕著に凸な表面を有する。

すなわち、淡水湿地は無機物含量が比較的高く、どちらかといえば mesotrophic (中栄養) であるが、泥炭湿地は無機物含量が低く、常に oligotrophic (貧栄養) である。そして、淡水湿地は雨季にはんらんする川沿いの低地にできるが、面積的には泥炭湿地に比し無視できる程度である。ただし、この区分

はさほど厳密でなく、たとえば泥炭湿地の周縁部は、頻繁に冠水し、無機物含量が比較的高い点では淡水湿地と見做すことができるし、逆に淡水湿地でも、さらに有機物が集積し冠水位よりも高くなったものは泥炭湿地となる。

Anderson [*ibid.*] はこのように泥炭湿地を規定した上で、この湿地の主体をなす泥炭湿地のでき方を、次の3段階に分けて説明した。

第1段階——海岸の湾、デルタなどの沖積堆積物にマングローブが定着する。沖積物の堆積がさらに沖へ向かって続くと、内陸側のマングローブは漸次移行型群落によっておき換えられ、マングローブ下にたまった堆積物上に浅い泥炭ができる。

第2段階——海側の縁辺部で沖積物が堆積され続けると、湿地林はマングローブと交替しながら前進する。こうして、もともとの湿地の海からの隔たりが増すにつれて、満潮時の河川のバックアップにより河岸には沖積物が堆積して自然堤防を作り、最終的にはその高さは湿地の底泥のレベルより高くなる。こうして泥炭湿地に特有の皿状の基盤ができ、泥炭の集積は急速に進んで、浅いレンズ様構造が発達する。

第3段階——湿地の中の泥炭集積速度は低下し、典型的な平頂の沼沢原 (bog plain) が発達する。この沼沢原は *Shorea albida* の優越する植物群集によって占められる。

この Anderson の研究で明らかのように、熱帯泥炭の大部分は木質泥炭であるが、その形状は高位泥炭的であり、いわゆる raised bog を作り、完全に降雨に依存して生成する ombrogenous な泥炭である。地形的な低地や浅い湖沼が漸次植生に占拠され、その遺物が埋積してできる topogenous な泥炭は、Anderson のいう淡水湿地にあたり、これは周辺からの水や無機物の流入によって養われ

ているために、eutrophic（富栄養）ないし mesotrophic なものが多いのに対し、raised bog を作り周辺からの物質の流入が望めない ombrogenous な泥炭は、常に oligotrophic である。後述するように、泥炭地を農地として利用する場合の一つの大きい問題は、ここにある。

このようなドーム状の地形断面の二つの例を、図2に示してある。この図にみられるように、周囲の河川の水位にくらべ数mも盛り上がっている場合があり、降水は泥炭のドームの頂上から放射状に排水される。この図からもわかるように、よく発達した泥炭のドームの頂上はかなり平坦であるが、これは、泥炭が集積するにつれて、ますます貧栄養になり、それに対応した貧弱な植生が成立するため、高位にある中心部では泥炭の集積速度が減じ、縁辺部では中心部と同じレベルまではなお集積が続くためである。この泥炭集積につれて集積速度が低下することを、 ^{14}C 年代測定によってたしかめたのが、表2のデータである。この例の泥炭湿地は深さ 12 m に及び、最下部の泥炭は約 4,300 年前にたまったものと考えられ、初期の集積速度は約 4.7 mm/年程度であったことがわかる。成熟した泥炭の集積速度として、わが国では、北海道の多くの泥炭地で 1 mm/年といわれているが、Driessen [1978] も熱帯のドーム状泥炭の集積速度として 0.5 mm/年以下という値を与えている。

東南アジアの泥炭湿地の生成時期については、上例のごとき ^{14}C 年代測定から、最終氷期ののち、いまからおよそ 5,000~6,000 年前に海水準は最高位に達したが、その時の海岸線が、今日の泥炭湿地の最も内陸側の縁にあたると考えられている [Anderson 1964]。こののち海岸線が徐々に後退するにつれて、現在みるような泥炭地が発達してきたものであろう。この海岸線の後退は、大陸部東南ア

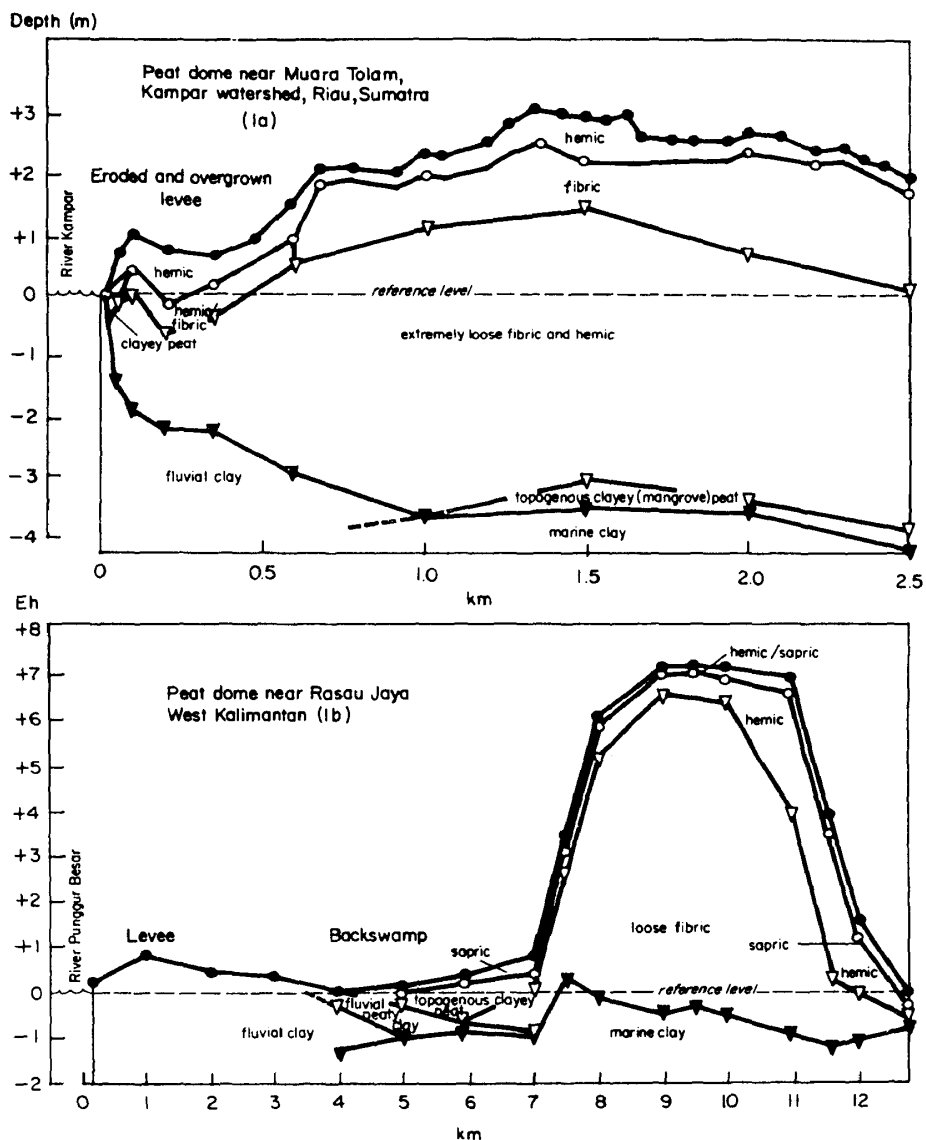


図2 二つの代表的ドーム状泥炭の断面 (Driessen [1978] より引用)

表2 サラワク泥炭の¹⁴C年代測定結果 (Anderson [1964] より引用)

Depth of Sample (feet)	Age (years)	Depth (feet)	Calculated Rates of Peat Accumulation (feet per 100 years)
16.40	2,255±60	0.00-16.40	0.7271
32.81	3,850±55	16.40-32.81	1.0285
39.37	4,270±70	32.81-39.37	1.5634

ジアのデルタにみられるような、旺盛な堆積作用の結果ではなく、海水面の相対的低下に

よると考えられる。そして、スンダ陸棚に面した浅い海においては、この海水面のわずかな低下によって露出された潮汐平野の面積は大きく、これを堆積するための土砂の供給が不足したために、広大な泥炭湿地ができたものと考えることができよう。

Andriess [1972] は多年、サラワクの土壤調査に従事し、西サラワクの土壤についての詳細な報告をしているが、その中で広大な泥炭湿地の成因として、下層土の養分不足、低pH、菌類の活動を阻害する高温などを、低湿な条件とともに数えている。しかし、結論的には“an adequate explanation for these peat

accumulations is still lacking” と述べている。彼は泥炭地を次のように2区分した。

- i Basin peat swamps
- ii Valley peat swamps

前者は Anderson [1964] の淡水湿地と泥炭湿地の両方を含み、主要な河川の最下流域に広く生成するのに対し、後者は開析された丘陵の小さい河谷をうめてたまる泥炭である。サラワクのような年中湿潤な条件下では、丘陵斜面は植生でよくおおわれ、谷にはほとんど

土砂の堆積が起こらない上、雨の多い時期にはしばしば深くはらんする。こういう条件の下で集積した泥炭を valley peat とよんでいる。

Andriess [1974] は Basin peatswamps のできる地形環境として、図3の二つの環境、つまりラグーン的环境とデルタ的环境とを区別した。前者のラグーン的环境は、半島マレーシアの東岸に多く、海岸にできた砂堆の内側に泥炭がたまる型であるが、デルタ的环境では、海岸線が漸次後退し、泥炭湿地がそれを追って広がる型であり、スマトラ東岸やカリマンタン西岸に典型的にみられるとしている。このデルタ型環境での泥炭湿地の生成は、上に Anderson [1964] が描写したものにほかならない。Andriess [1974] はデルタ型泥炭湿地の生成段階を、模式的に図4のように示した。図の縦線の左側は土砂供給量の少ない河川で養われるデルタの場合であり、右側は土砂供給量の多い場合である。東南アジア島嶼部の低湿地はまさにこの左側のモデルで代表されるのに対し、東南アジア大陸部のデルタは右側のモデルで説明される。

ところで、ドーム状に盛り上がった泥炭の場合に、地下水位がどこにあるかが有機物の分解との関連で問題である。Anderson [1964] によれば、高く盛り上がった raised bog であっても、地下水位は泥炭のほぼ表面にあり、季節によってわずかに変動する。その変動はサラワクの4～10月の間に中心付近で19 cm 程度、周辺部では10～12 cm 程度であったという。この結果からみれば、泥炭はほぼ年中水で飽和されており、そのために高温下でありながら分解をまぬがれていると考えられる。しかし、表面の10～20 cm にある部分では、わずかに酸化される機会があることと、後述するように養分含量が高いことから、内部にある泥炭より分解度が進み、わずかにコロイド的な性質を示すことが知ら

れている [Driessen and Rochimah 1976]。

c. 熱帯泥炭上の植生と泥炭層下の堆積物の特徴

熱帯の泥炭は主として木本植物の遺体よりなり、木質泥炭 (woody peat) といわれる。後述するように、体積の大部分は水であって、半腐れの木本遺体は、大きい木の幹や枝のうち分解度の低いものが骨格構造を作ってからめられており、全体として水の中に浮かんでいる状態である。したがって、泥炭の開発にあたっては、これらの比較的未分解の、大きい幹や枝が作業をむずかしくする一要因となる。この泥炭の上に成立する湿地林の植生については、北西ボルネオにおいて Anderson が木本242種（うち低木38種）と若干の草本を同定している [Polak 1975]。また、Buwalda [1940] は東スマトラの植生調査に際し、泥炭層の厚さと川からの距離によって植物群落が変わることを見出し、3 m 以上の厚さをもつ泥炭では植生が貧弱になるといっている。この厚い泥炭上には *Myrtaceae* と *Calophyllum* が背の高く細い樹体を密生させて優占するが、地表にはシダ類や苔類やある種のカヤツリ草科の草本も生えている。泥炭が3 m 以下の厚さしかもたない周辺部では、下生えに *Araceae*, *Commelinaceae*, *Palmae* (*Salacca conferta*, *Licuala*) やシダ類が入り [Polak 1975], いわゆる mixed swamp forest を作る。逆に、森林の中心部の泥炭層が最も厚い部分では、植生は伸びが悪く疎になり、これをインドネシアでは “padang” forest とよぶ。これらの植生のタイプと泥炭土壌の性質との間には、後述するような対応がある。

泥炭層の下にある無機質堆積物は、砂堆の後背に泥炭のたまるラグーン型泥炭地の場合には多少とも砂質であるが、デルタ型の泥炭地の場合には粘土質である。この泥炭層の下の粘土質堆積物は色相 10YR～7.5YR で明

度/彩度が7/1~2から4/1~2であり、古川[1979]の表現によれば白粘土をうすくち醤油で染めたような色をもっている。この特徴的な色は、粘土が有機物を含む水によって洗滌漂白された結果を示し、日光還元法による遊離鉄(Fe₂O₃)含量1%, 遊離マンガン(MnO₂)含量0.01%以下となっている。したがって、有機物を過酸化水素で分解するだけで白色となり、脱鉄の操作は不要である。古川[同上論文]はこの泥炭層下の白色粘土の生成過程をtidal flat podzolizationとよんでいる。南スマトラにおける彼の研究によれば、潮汐平野にあっても、自然堤防上の土壌は黄~褐色を呈し、かなりの量

の遊離酸化物を含んでいる。したがって、泥炭層下の粘土の白色化は、潮汐平野に堆積した粘土が、その後泥炭形成に伴ってうけた強烈な溶脱の結果であると考えられる。古川のtidal flat podzolizationは還元溶脱をも含む概念であり、しかも土壌断面の上下方向での溶脱・集積ではなく、横方向での溶脱地域・集積地域の分化としてとらえるものである。

つまり、泥炭層下で生成される白色粘土は巨大な溶脱層にほかならず、溶脱された遊離酸化物は海底に沈殿し巨大な集積層を作ると考える。また、この溶脱作用を起こす作用因子は潮汐作用であり、干満潮による強制的な水の動きにより、溶脱・集積地域の分化が行われる。久馬らも1976年に実施したサラワクの水田土壌調査において、泥炭質水田土壌にお

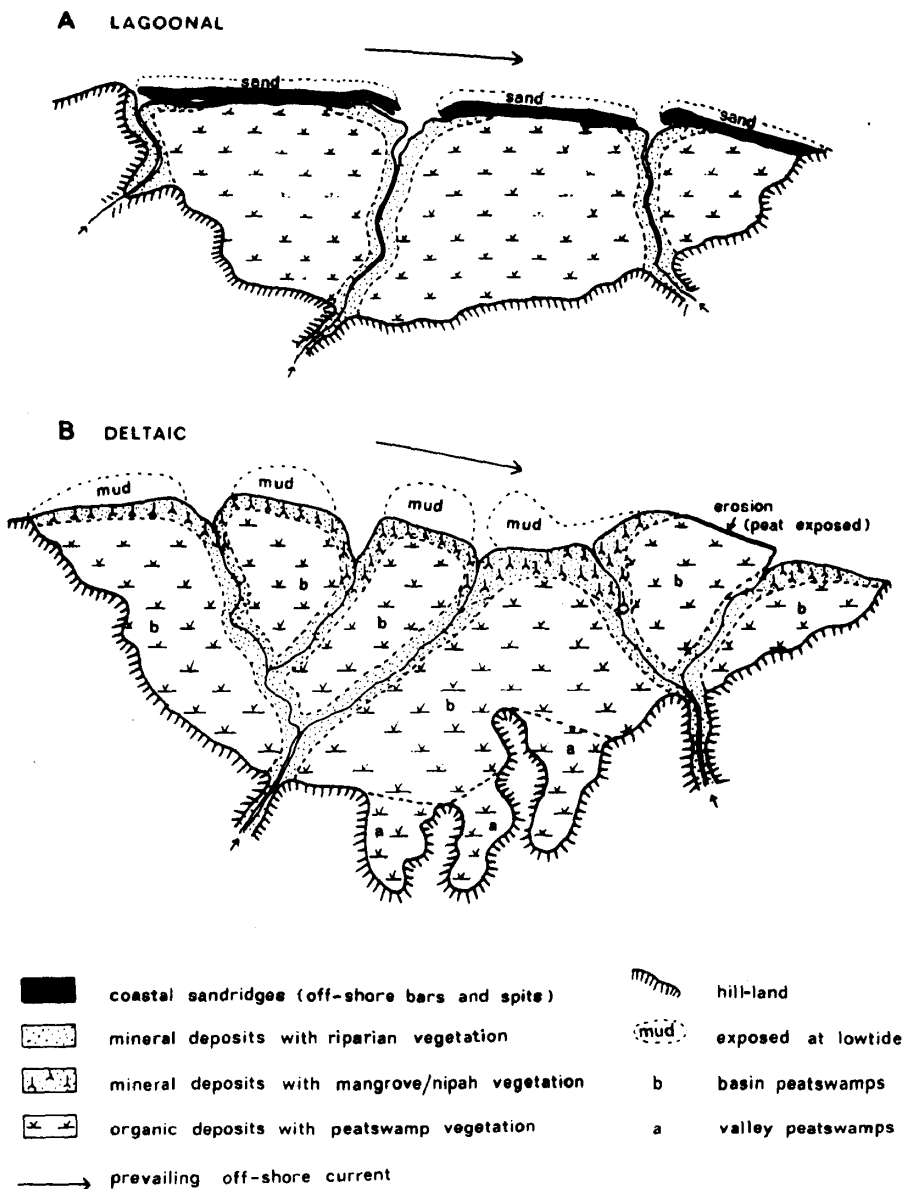
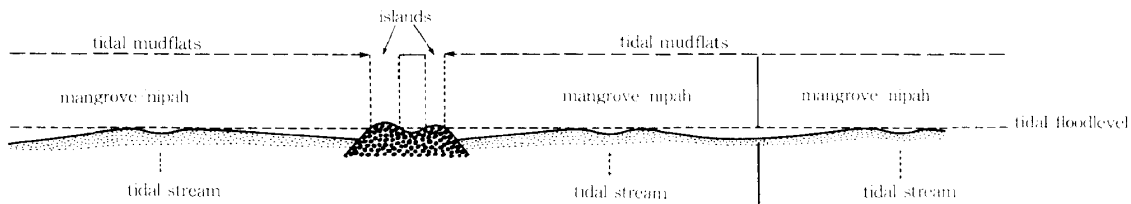
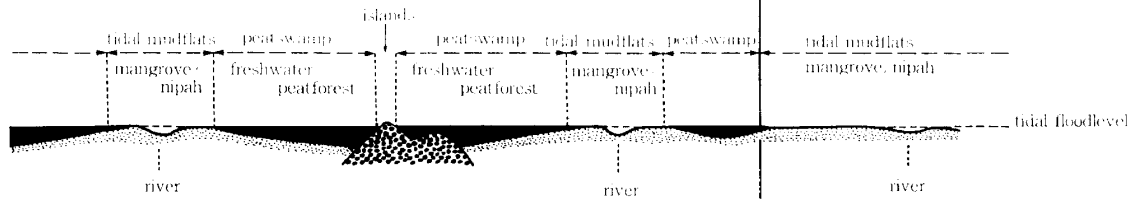


図3 泥炭湿地の地形環境 (Andriess [1974] より引用)

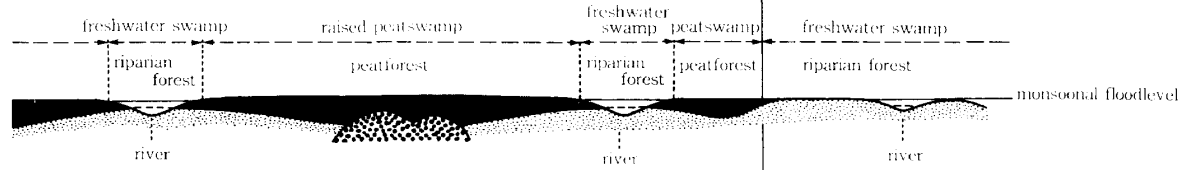
A COASTAL PRELUDING STAGE



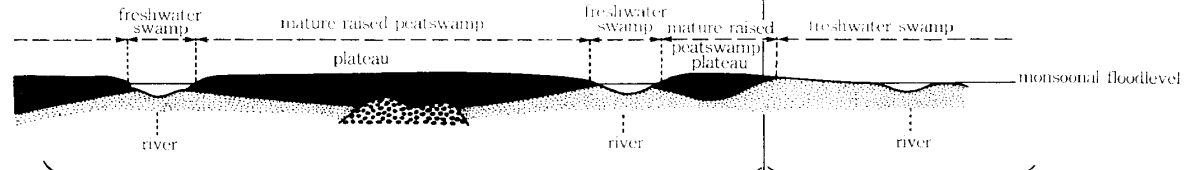
B COASTAL INITIAL STAGE



C INLAND SEMI-MATURE STAGE



D INLAND MATURE STAGE



- ORGANIC DEPOSITS
- MINERAL DEPOSITS
- COUNTRY ROCK

RIVER SYSTEMS WITH LOW DEPOSITIONAL CAPACITY — GRADUAL BUILDING UP OF INCIPENT LEVEES WITH ACCUMULATION OF ORGANIC DEPOSITS > MINERAL DEPOSITS

RIVER SYSTEMS WITH HIGH DEPOSITIONAL CAPACITY — GRADUAL BUILDING UP OF RIVERINE PLAIN WITH ACCUMULATION OF MINERAL DEPOSITS > ORGANIC DEPOSITS

図4 東南アジアの泥炭湿地の生成段階模式図 (Andriess [1974] より引用)

ける粘土の漂白化の事実をみている。

泥炭上の植生、泥炭層下の堆積物について述べたついでに、泥炭層から流れ出る水についてもみておこう。半島マレーシア、東マレーシア、インドネシアの各地にアイ(エ)ル・ヒタム (Aier Hitam or Aer Itam) という地名が散在する。“黒い水”という意味のマレー語である。こういう地名は必ず泥炭地に隣接したところにあり、泥炭地から流れ出す小川の水が醤油のような黒褐色をしていることに由来する。この水の組成についての分析値はあまり手許にないが、1例だけ半島マレーシアのセラングール州ティンギ川の分析例を

示すと次のとおりである [小林 年不詳]。

pH 4.3, Ca 1.2, Mg 0.2, Na 2.3, K 1.1, HCO₃ 0.7, SO₄ 2.7, Cl 2.3, SiO₂ 5.3, 蒸発残渣 71.4, 浮遊物 40.7

(いずれもmg/l)

pH の低さ、塩基類やケイ酸の乏しさが目立つが、蒸発残渣や浮遊物の量は一般河川の値とあまり変わらない。溶存有機物の量も組成も不明であるが、おそらくは泥炭起原のポリフェノール類を含有し、これが強いキレート溶脱 (cheluviation) により上述の白色粘土を生成した原因物質であると思われる。

III 泥炭土壌の分類

温帯の低湿地に発達する泥炭については、しばしば次の3区分がなされる。

低位泥炭——ヨシ、スゲ、ハンノキ、ヤチダモなど。富栄養

中間泥炭——ワタスゲ、ヌマガヤなど。中栄養

高位泥炭——ミズゴケ、ホロムイスゲなど。貧栄養

これらのうち低位泥炭と中間泥炭の一部は topogenous で Anderson [1964] の淡水湿地の泥炭に対応するし、中間～高位泥炭は ombrogenous で泥炭湿地の生成物に相当する。しかし、温帯の泥炭はいずれも草本の遺体が主であり、現在の植生も草本で、いわゆる原野の景観を示すのに対し、熱帯泥炭は木本を主体とする木質泥炭であり、現植生も湿地林である点で温帯の泥炭と異なる。しかし、ここで述べる土壌分類の上では、草本か木本かの違いや、原野か森林かの景観の違いは特に問題とされず、温帯・熱帯の泥炭はともに有機質土壌としてくくられる。

現在のアメリカ合衆国農務省 (USDA) の土壌分類体系 Soil Taxonomy [1975] では、かつて bog soils とよばれた有機質土壌 (泥炭土と黒泥土) を Histosols (Gr. histos=生体の組織) とよび、最高のカテゴリー (soil order) における一つの taxon としている。FAO/UNESCO の世界土壌図の凡例に用いられる土壌単位でも、有機質土壌は Histosols としてほぼ USDA のそれに対応しているので、ここでは USDA 方式による分類について述べる。

USDA 方式では有機土壌物質を、粘土を全く含まぬ時に有機物>20%、粘土含量≥60%の時に有機物≥30%を含むもの (粘土含量が中間的な時は有機物含量も比例的に変化する) と定義した上で、有機質土壌=Histosols

とは、上部 80 cm の半ば以上 (≥40 cm) が有機土壌物質よりなるものと定義している。

有機土壌物質を次の3種類に区分する。

i fibric 土壌物質——容積重<0.1 g/cc で、セニ含量が体積の2/3以上であり、飽和水分が絶乾物あたり850~3,000%以上のもの

ii sapric 土壌物質——容積重≥0.2 g/cc で、セニ含量は体積の1/3以下であり、飽和水分が450%以下のもの

iii hemic 土壌物質——上記二つの中間的分解度をもつもの

そして、それぞれの土壌物質が卓越するものを Fibrists, Hemists, Sapristis として suborder 段階で区別する。Great group のうち、熱帯で重要なものを列挙する。

Fibrists

Tropofibrists——熱帯にあって fibric 物質の卓越するもの

Hemists

Sulfohemists——有機土壌物質が何であるかにかかわりなく、酸性硫酸塩土壌的性格を表面から50 cm 以内に示すもの

Sulfihemists——有機土壌物質が何であるかにかかわりなく、可酸化性硫化物を表面から1m 以内にもつもの

Tropohemists——熱帯にあって hemic 物質の卓越するもの

Sapristis

Troposapristis——熱帯にあって sapric 物質の卓越するもの

スマトラのリアウ州における泥炭地土壌調査で同定された great group の中で、最も頻度の高いものは Tropohemists であり、泥炭層のうすいものの中にまれに Troposapristis があり、また厚いもの (>2~3 m) には Tropofibrists が多い。

IV 熱帯泥炭土壌の性質

a. 物理的性質

泥炭を作っている半分解有機物の密度は、無機物含量により変るが、ほぼ1.4~1.8であり、多くの純粋な熱帯の森林泥炭では1.43 g/cm³である [Driessen and Rochimah 1976]。熱帯泥炭の容積重は0.05から0.40 g/ccの範囲にあり、分解度、無機物含量や充填密度によって変異する。この比重と容積重から全孔隙率を求めると、大体75~95%となる。つまり、比較的分解度も高く、密に充填された泥炭でも、全体積の3/4は孔隙であり、分解度の低いドーム状泥炭の中心部では95%までが孔隙であって、有機物はわずかに5%を占めるにすぎない。先にも述べたように地下水位はほとんど地表面にあるのであるから、この孔隙はすべて水でみたされ、泥炭はあたかも水中に半分解有機物が浮遊した状態を呈していると考えられる。湿地林が、こういうものの上に支えられていることは驚くべきことといわねばならない。

ところで、泥炭の容積重は、前節で述べたとおり分類上の基礎として使われる重要な性質であり、分解度をよく反映している。Fibric 物質は最も分解度の低いセニ状物質であり、その容積重は<0.1 g/ccである。Sapric 物質は最も分解の進んだ段階のもので、やや腐植化してコロイド的性質を示し、その容積重は≥0.2 g/ccである。分解度で上記二者の中間段階にあるhemic物質の容積重は、ほぼ0.07~0.18 g/ccの範囲にあるとされている。

分解度の低い泥炭にあっては、透水性はよく、開発に際して排水工事には特に困難はないと思われるが、脱水による体積の減少・収縮・沈下が最大の問題となろう。また、ある程度分解度が進みコロイド的な性質を示すものでは、不可逆的な脱水によって、保水力が低下するだけでなく、疎水的になり撥水性を

示す。また、こうなったものが粉碎されると軽い粉状となり、侵食をうけ易い。

b. 化学的性質

泥炭を分類する場合の一つの基準として、養分含量の多寡をとることがある。Coulter [1957] は半島マレーシアの泥炭を研究し、次の区分を提案した。

- i eutrophic (富栄養)——主として草本由来で、無機物含量高く、pHは中性ないしアルカリ性。温帯のfen peatに相当するが、東南アジアにはない。
- ii oligotrophic (貧栄養)——無機物含量、特にCa含量低く、強酸性でpH 3~3.5。
- iii mesotrophic (中栄養)——上記二者の中間的、pHはほぼ5.0程度で塩基に富む。

また、Fleischer は上記と同様の区分を、より定量的に行うための基準として、表3を提案した [Driessen and Soepraptohardjo 1974]。従来の研究によれば、東南アジアの泥炭はほとんどoligotrophicであり、一部がmesotrophicの範ちゅうに入るとされている。表4に東南アジアの泥炭についての分析値を集めてあるが、表3と比較すれば、ほとんどすべての試料がmesotrophic~oligotrophicであることをたしかめられる。

上に引用したような分析値をみるにあつ

表3 Fleischerによる泥炭の化学組成にもとづく栄養性の分類基準 (Driessen and Soepraptohardjo [1974]より引用)

	N	K ₂ O	P ₂ O ₅	CaO	Ash
	in % of Dry Matter				
Eutrophic (富栄養)	2.5	0.10	0.25	4	10
Mesotrophic (中々)	2.0	0.10	0.20	1	5
Oligotrophic (貧々)	0.8	0.03	0.05	0.25	2

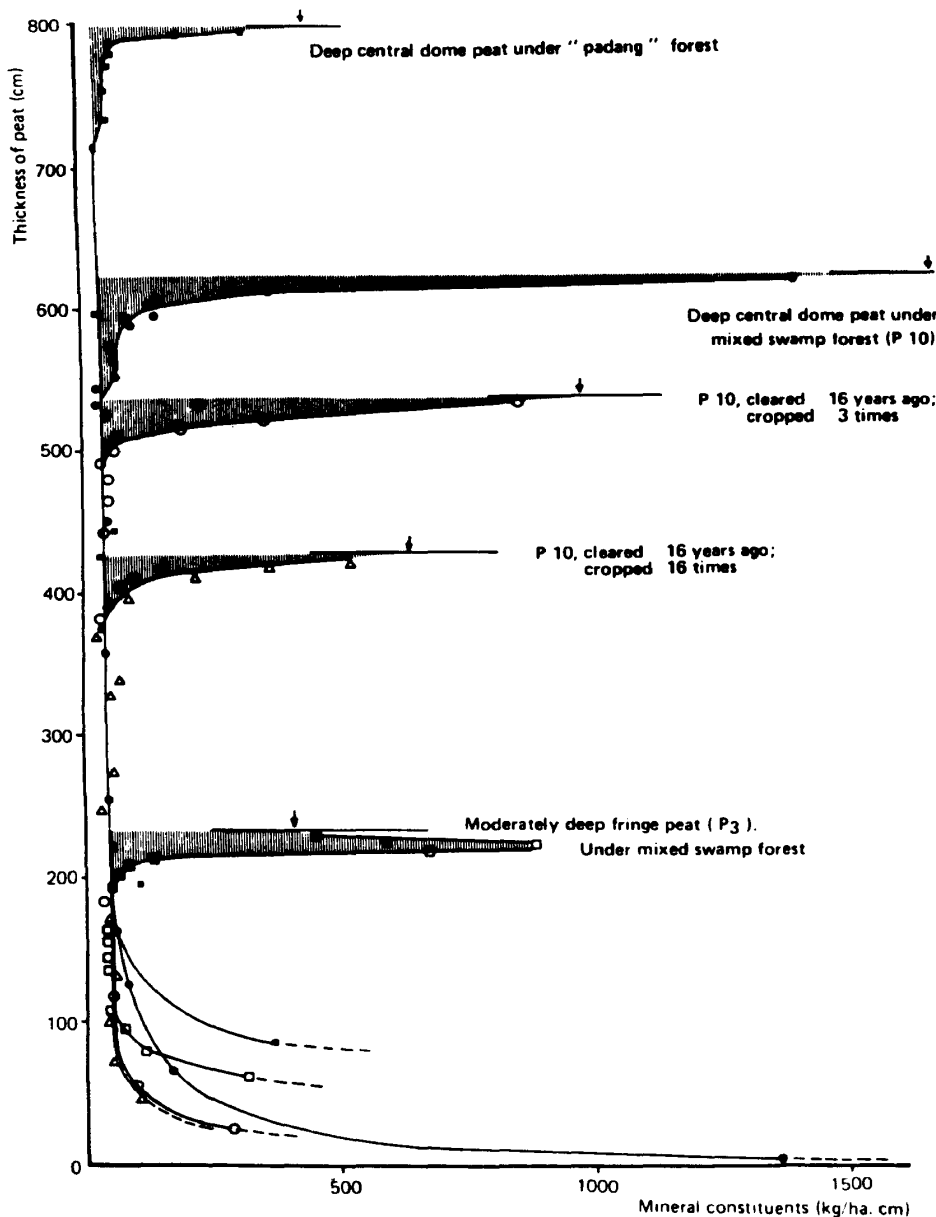
表4 マラヤ、カリマンタン、スマトラの若干の泥炭の化学組成 (Andriess [1974] より引用)

Type of Peat	Locality	pH H ₂ O	% D. M.		C/N	% D.M. Total Ash	ppm Dry Matter				% Org. Matter	
			N	C			P ₂ O ₅	CaO	MgO	K ₂ O		
Forest Basin-peats	<i>West Kalimantan</i>											
	Andjongan Sungei Kunjit	3.3	1.44			3.48	900	2100			1300	
	Sumur Bor	3.3	1.45			1.36	400	2900			200	
			1.80			2.28	1200	4200	1400		1000	
	<i>Sarawak</i>											
	Stapok Gedong	3.1	1.96	41.36	21.2	10.2	357	1496	2887		375	
		3.4	1.90	39.50	21.0	2.9	614	860	810		950	
	<i>Malaya</i>											
	Klang Kuala Langat	3.8	1.37				1000	8300	3400		1000	
						6.6		2400	600		680	
<i>Sumatera</i>												
Pengalian Langgam			1.06			3.0	400	3200		2100		
			1.89			6.39	900	2000		1900		
<i>South-east Kalimantan</i>												
—			5.26			15.97	2470	1040		1360	82.39	
—			3.67			15.69	1950	870		1380	74.83	
—			5.10			12.56	1570	680		1110	83.48	
Cyperaceae Peat	—		3.67			8.68	1360	1210		350		
	—		2.63			12.69	2370	1830		1540		
Probably Fresh-water Swamps	—		1.63			42.24	4930	2040		3950		

て注意すべきことは、これらがいずれも乾物あたりの重量百分率で与えられていることである。先にも述べたように、泥炭の容積重は低く、また相対的な変動が大きいので、重量百分率よりも一定体積中の養分含量を与える方がより实际的であろう。

泥炭層内での灰分の分布をみると図5のごとくであり、ほとんどの植物養分は根系の集中している上部 25 cm 層内に含まれ、80 cm 以上の深さの灰分含量はきわめて低い。この図には退化したいわゆる padang forest と mixed swamp forest の灰分含量を比較してある(上の二つの曲線)が、これをみれば、退化した padang forest の根系が浅く、その養分蓄積量が mixed swamp forest よりはる

かに低いことがわかる。すなわち、mixed swamp forest では上部 80 cm の層内に 13,250 kg/ha の灰分が含まれ、そのうちの 10,850 kg/ha は循環され、2,400 kg/ha が泥炭の有機物中の組成成分として存在したのに対し、padang forest では深さ 80 cm 内の総量 5,630 kg/ha のうち 2,380 kg/ha が有機物中に組み込まれ、わずかに 3,250 kg/ha しか植物に利用できる形では存在しない。また、mixed swamp forest を開墾・作付した時の灰分含量の変化をみると(中央3本の曲線)、泥炭層の厚さの減少とともに、顕著な灰分含量の低下が認められる。図5の最も下の曲線は、ドーム状泥炭の周縁部にあるうすい泥炭の場合であるが、灰分含量は padang forest



■ = central dome peat under degraded forest; ● = central dome peat under mixed swamp forest; ○ = same site as ●, forest cleared 16 years ago, land cropped 3 times; △ = same site as ●, forest cleared 16 years ago, land cropped 16 times; □ = peat near dome fringe under mixed swamp forest; ↓ = ash contained in semidecomposed litter

図5 西カリマンタンのドーム状泥炭中の無機成分の分布 (Driessen [1978] より引用)

下の厚い泥炭にくらべて高く、また底部の粘土層の影響で、泥炭層深層の灰分含量が高まっているのがみられる。

上例の開墾・作付による無機養分含量の

変化は、Driessen [1978] による表5に、よりくわしく示されている。開墾後の経過年数と作付の強度の両方の影響が認められ、全灰分、 P_2O_5 、 K_2O 、 SiO_2 などは顕著に減少するが、 CaO 、 MgO は、開墾時の焼却による添加と恐らくは系外からの施用により、土壌中での含量は増加している。

ここにみたように開墾によって一度植生が消滅すると、植生と泥炭層表層のごくうすい部分の間に蓄積・循環されていた養分の多くは、泥炭を生成するきわめて湿潤な気候下においては、強い洗脱作用にさらされて急速に系外へ失われてゆく。もちろん開墾に際しては、必ず排水が先行するために、地表の泥炭の分解が促進されて、有機物の構成成分となっていた養分元素が徐々

に遊離され、系に添加される効果を他方では期待できる。しかし、系全体としては損失が大きく、一層貧栄養化することは明らかである。

表5 スマトラとカリマンタンの泥炭土壌表層の養分含量 (Driessen [1978] より引用)

Surface Soils		Nutrient Contents (kg/ha)					
		P ₂ O ₅	K ₂ O	MgO	CaO	SiO ₂	Total Ash
West Kalimantan (0-20cm)	Deep Peat under Light Mixed Swamp Forest	664	119	482	444	5,892	9,070
	Same; Cleared 16Yr Ago, Cropped 3 Times	266	128	647	1,239	1,670	6,570
	Same; Cropped 16 Times	163	40	432	933	983	4,340
Riau (0-25cm)	Moderately Deep Peat under Mixed Swamp Forest	217	86	685	211	14,960	17,500
	Same; Cleared 2Yr Ago, Never Cropped	229	50	965	1,612	11,870	17,180
	Same; Cleared 30Yr Ago, Perennial Crops	432	74	852	3,050	4,400	16,000

ところで泥炭土壌においては、多量・中量元素のみならず、微量元素の含量や有効性にも問題があることがよく知られている。表6には、インドネシアの多数のドーム状泥炭について測定された微量元素の全含量を示す [ibid.]。ここでも、下層の微量元素含量が表層のそれにくらべて、はるかに低いことがみ

られ、このことは、表層の微量元素がやはり養分循環過程にとり込まれていることを示している。したがって、植物体中に蓄積されている微量元素量をも考慮しないと、植生を伐採焼却して開墾した際の、土壌の微量元素状態についての正当な評価はできないだろう。

表6 スマトラとカリマンタンの湿地林泥炭中の微量元素含量 (Driessen [1978] より引用)

Element	Contents(kg/ha)at Sample Depths of	
	0-25 (cm)	80-100 (cm)
Cobalt	0.1-0.2	0.05-0.1
Copper	0.8-8.0	0.2-0.8
Iron	143-175	67-220
Manganese	4.1-25	1.1-7.1
Molybdenum	0.6-1.0	0.3-0.6
Zinc	2.8-4.4	1.8-4.8

これらの養分元素の有効性を支配する要因として、泥炭の有機物組成を考える必要がある。表7には、Hardon and Polak [1941] の古典的なデータを、ヨーロッパの泥炭の有機物組成と比較してある。分析値をみると、熱帯泥炭での水溶性成分、ヘミセルローズ、セルローズ含量の低さと、リグニン含量の高さが特に目立つ。これは、一つには熱帯の高温条件下での微生物活性の強度と、もう一つは熱帯の泥炭がいわゆる木質泥炭であることと関係づけることができよう。

表7 熱帯泥炭と北歐泥炭との有機物組成の比較 (Polak [1975] より引用)

Origin	Peat Type	Soluble in:			Hemicellulose	Cellulose	Lignin	Protein
		Ether	Alcohol	Water				
Sumatra } Borneo } Borneo }	Acid Forest Peat	4.67	4.75	1.87	1.95	10.61	63.99	4.41
		2.50	6.65	0.87	1.95	3.61	73.67	3.85
		2.85	3.63	0.56	0.73	0.21	68.89	3.97
Finland	Bog Peat	3.5	4.6	7.8	18.2	16.6	38.5	3.8
	Forest-Sphagnum Peat	2.8	5.8	3.6	12.2	4.4	38.4	9.4

表8 インドネシアの湿地林泥炭の有機物組成と、そのカチオン交換特性 (Driessen [1978] より引用)

	Weight (%)	CEC (meq/100g)	Partial CEC (meq/100g)
Hemicellulose	1 to 2	100	1 to 2
Cellulose	0.2 to 10	70	< 7
Lignin	64 to 74	240	150 to 180
Humic Substances	10 to 20	400	40 to 80
Others	< 5	—	—
Organic Matter of Peat	100	190 to 270	

表8は、上の Hardon and Polak [*ibid.*] と Rozmej and Kwiatkowsky [1976] のデータをまとめて Driessen [1978] が整理したもので、泥炭のカチオン交換容量が主として安定なリグニンと腐植質によることを示している。特に、この腐植質の中には強いキレート形成能をもつ腐植酸・フルボ酸の存在が考えられ、これが微量元素の Cu, Zn などを安定なキレートとして系外におくことが想定される。特に Cu は多くのキレート剤と非常に安定なキレートを作り、泥炭土壌ではしばしば Cu 欠乏の起こることが報告されている。

泥炭土壌の窒素はすべて有機態であり、その全窒素含量は 0~20 cm 層で、2,000~4,000 kg N/ha と見積られる。Hardon and Polak [1941] によれば、このうちわずかに3%以下が水溶性画分にあつて植物に容易に有効となるにすぎず、53~68%は安定なリグニン蛋白複合体中にとり込まれ、さらに30~45%は有機溶媒や酸に可溶性画分中にあるとされる。このように、泥炭中に比較的豊富と考えられている窒素についても、その有効化の過程を考慮すれば、必ずしも潤沢とはいえない。

泥炭の化学性を論ずる時に忘れてならないことに、硫化物含有泥炭土壌の存在がある。これは上で泥炭土壌の分類を論じた時にふれた、潜在的酸性硫酸塩土壌としての Sulfohemists, あるいは顕在的酸性硫酸塩土壌として

の Sulfohemists であり、泥炭地の開発に際する重要な考慮事項の一つである。泥炭の有機物自体が硫化物を含有することはまれであるが、泥炭集積の第1段階がしばしばマングローブ湿地を経過することから、泥炭の最下層には、汽水環境下での堆積有機物があり(図2参照)、そこにパイライトが共存する場合がある。

しかし、より多いのは、泥炭層の下にあるか、あるいは泥炭層の間に挟在する粘土質堆積物がパイライトを含有する場合である。このパイライトはマングローブ下で蓄積されたものであるが、淡水湿地化に伴い、その上に泥炭を集積するに至ったもので、泥炭集積過程で起こる上述の粘土の漂白化にもかかわらず、少なくとも一部は安定に残留するものようである(古川久雄よりの聞き書き)。特に泥炭層が浅い場合、開発によって泥炭の酸化分解が急速に進み、最終的にはパイライト含有粘土が地表に現れるということになると、その農業的利用には前報で述べた多くの困難を克服しなければならず、新たな問題を生ずる。こういう場合が東南アジアの泥炭湿地には少なくないことに、十分留意する必要がある。

c. 生物的性質

熱帯泥炭土壌の生物性については、ほとんど研究がなされていない。常時水で飽和されている上、強酸性で養分含量がきわめて低い熱帯泥炭の自然の環境は、生物の活性を高く維持するものでないことは明らかであり、まさにそれだからこそ有機物遺体が泥炭として集積したものである。ただし、一旦排水した時には、生物活性が高まり、急速に泥炭を分解することもよく知られている。この過程での動物や微生物の作用の実態を明らかにすることは、今後の研究における重要で興味ある

課題である。

V 熱帯泥炭の開発と利用の問題点

a. 排水と地面の沈下

熱帯泥炭を開発して農業的に利用しようとする場合の第一の考慮は、排水である。すでに述べたように、泥炭の体積の3/4以上が水で満たされた孔隙であるから、かりに湿地性の作物を作る場合ですら、まずは排水によって表層の充填度を高め、作物の根に対する十分な支持力を与える必要がある。畑作物であれば、少なくとも表面下30cm程度までは排水して、気相孔隙を与えてやる必要がある。

普通、排水のためには浅い明渠を掘るだけで、植生は残す。これは植物の蒸散作用を通じて排水を促進するためである。2~3カ月後になって木を倒し、これを数カ月放置して乾かしたのちに焼却する。熱帯の木質泥炭の場合、明渠は深さ1mで20~40m間隔とすれば、通常は十分有効に排水ができる。しかし、数年後には排水体系の再調節が必要となる。それは、収縮と有機物の分解による地面の沈下によって、有効な水頭が減じ、排水効率が悪くなるからである。

この排水に伴う土地の沈下は、温帯、熱帯を問わず、泥炭地の開発に際する最も深刻な問題である。いま泥炭の脱水による収縮だけを問題にしても、厚さ1mの泥炭の容積重を0.15から0.3g/ccまであげる過程で、地面の沈下量は50cmにもなる。この0.3g/ccという容積重は、カリマンタンで開墾後6年の泥炭地の示す実測値 [Driessen and Soeprahardjo 1974] である。この脱水収縮だけでなく、泥炭の酸化分解も地面沈下のもう一つの要因となる。先の図5における、mixed swamp forestを開墾したあとの経過を示す3本の曲線は、開墾後16年間に3回作付をした区では約90cm、16年間毎年作付をした区

では約2mの土地の沈下が起こったことを示している。排水水位が同一であったとすると、この3回作付と16回作付の差は、人為による耕耘施肥などの作業の強度の違いが泥炭の圧縮と酸化分解を促進して、1m以上の沈下量の差をひき起こしたと解釈できる。

この土地の沈下にかかわるもう一つの問題は、泥炭の焼却である。これは泥炭からの養分の解放をねらいとして広く行われる管理の方式であって、自然の酸化分解過程を加速し、土地沈下を促進する。泥炭焼却のメリットはP, K, Ca, Mgなどの必須養分を供給することにつきるが、デメリットとしては焼却によるN, Sなどの養分の損失や土地の不等沈下、構造の悪化などがあげられる。また、せっかく解放された塩基やリン酸などの洗脱による損失も無視できない [Driessen 1978]。

排水水位や気象条件、泥炭の性質などによって大きい変動があることを承知の上で、排水による泥炭の沈下量として報告されている数字を拾ってみると、排水工実施直後にドーム状泥炭の中央部では年間沈下量は60cm [Andriessse 1974] から100cm [Polak 1952] にも及ぶが、1~2年で沈下速度は落ち着き、その後は5~7.5cm/年程度で経過する。Andriessse [1974] は、排水後の泥炭の耐用年限を計算するのに、6cm/年を使うのがよいと述べている。またDriessen [1978] は、ほとんどの泥炭で収縮率は排水部位の20~30%と考えてよいとしている。こうして地表部の泥炭が収縮によって仮比重を増大すると、さらなる沈下をひき起こすともいっている。

このように、土地の沈下が起こると、周辺からの水の流入も起こるために、排水の効率は急速に悪くなる。そのために排水路を深めて、地下水位を下げなければならなくなる。しかし、この排水-沈下のサイクルは泥炭を相手にしている限りは無限に続き、結局は重力で自然に排水することができなくなるに至

る。ここに至ってもさらにこの土地を利用しようという場合には、輪中堤を築きポンプ排水をする以外にない。オランダの泥炭地の多くはこの例であり、2,000年もの間の排水によって地表から泥炭が消失してしまったところが少なくない。

Andriess [1974] は、排水による泥炭沈下の各段階を、模式的に図6のように示している。図のA点に排水路を掘ると、第Ⅱ段階ですでに泥炭の表面は泥炭地に隣接する河川の水位にまで低下し、これ以上はもはや重力排水はきかない。第Ⅲ段階ではさらに排水水位を下げたが、こうなればポンプによる強制排水を考える以外に方法はない。したがって、重力排水による限りは、第Ⅱ段階が排水をはかってもよい最大の深さということになる。いずれにしても、排水水位は可能な限り浅くし、必要以上の泥炭の消耗を防ぐことが肝要であろう。

b. 土壌の肥培

熱帯泥炭が栄養的にはほとんど oligotrophic と分類される以上、排水して農地化する場合にその肥培が問題となるのは当然である。すでにこれまでの記述の中から、泥炭の多くは pH 3.5~5 の強酸性を示し、K, Ca, Mg などの塩基類やリン酸に乏しいこと、窒

素は総量では比較的多量存在するが、すぐ有効化するものは少なく、泥炭の分解にまたねばならぬこと、微量要素でもケイ酸、銅、亜鉛などが欠乏し易いことなどが明らかである。

泥炭地の開墾に際しては、湿地林の焼却によって一時的に多量の灰分元素が添加されるが、比較的短期間に洗脱により失われること、また施肥に代る手段として泥炭の焼却を定期的に行う管理の方法があるが、これにも沈下の加速だけでなく、種々な問題のあることをすでにみてきた。

一般に、開墾後最初の2~3年は、先駆作物としてトーマロコシ、キャッサバ、サツマイモ、ヤム、パイナップル、種々の野菜などが作られることが多く、これらは上に述べた植生の焼却で添加される灰や、開墾当初の泥炭の急激な分解で解放される養分によって、比較的高い収量を与える。ただし、この時期には、灰の分布の不均一さから、作物のできも非常に不均一となりがちである。そして、開墾後2~3年が経過すると、作物の収量は急激に低下するのが一般である。

地面の急速な沈下がおさまって、沈下速度が定常化した段階では、ココナツ、ゴム、油ヤシ、コーヒーなどの永年作物の植栽が可能となるが、高い収量をあげるためには施肥が必須であるし、また排水に注意して湿害を防ぐとともに、支持力を高めてやる必要がある。

石灰施用と施肥とは、ほとんどいつでも顕著な効果をもたらす。野菜などの短期作物では当初 8~10 ton/ha の苦土石灰を施用し、その後

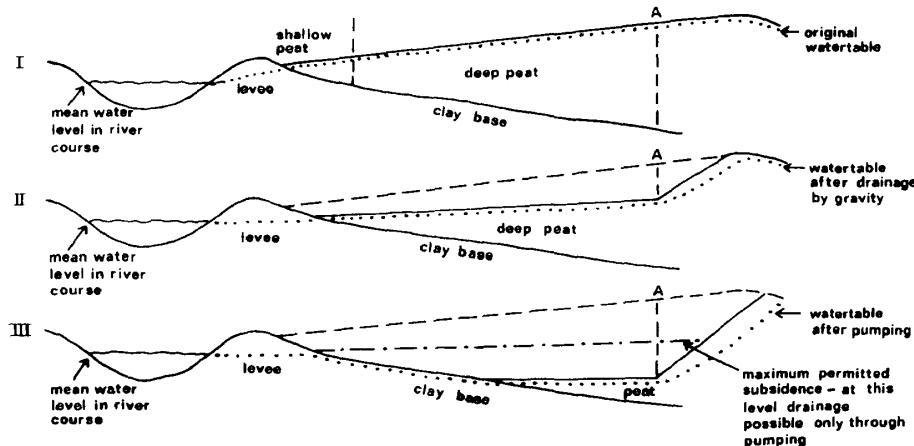


図6 排水による泥炭の沈下過程模式図 (Andriess [1974] より引用)

も年々 1 ton/ha 程度を施すと、高い収量を維持するのに役立つ [Chew 1971]。

一般に肥料成分の中では、窒素とカリの肥効が最も高く、リン酸がそれに次ぐ。Ca, Mg, S や Cu, Zn, Mn, Mo, Fe などの微量元素の欠乏も熱帯泥炭では広く認められる。一般に微量元素については分析値がない場合が多いから、Driessen [1978] は標準的な施肥量として、ヘクタールあたり CaSO_4 15 kg, MgSO_4 15 kg, ZnSO_4 15 kg, MnSO_4 7 kg, Na_2MoO_4 0.5 kg, $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$ 0.5 kg を施用することをすすめている。また、多量元素の年間の施肥量の標準はヘクタールあたり N 50~130 kg, P_2O_5 30~70 kg, K_2O 100 kg としている [ibid.]。

しかし、現状では施肥を行う農民は少なく、したがって泥炭の焼却によって養分を回復するのではなければ、何年かの耕作ののちには農地を放棄して次の土地へ移ることにならざるをえない。こうして略奪的に利用されたあとに放棄されたところでは、植生の回復もむずかしくなる。Driessen [ibid.] は泥炭地開発の方式として、皆伐をやめ、排水後の条件にもたえるような木をまばらに残すことによって、無機養分の溶脱を多少とも防止し、同時に庇蔭により表土の加熱による分解や必要以上の乾燥を防ぐことを提案している。また永年作物を植える場合には、自然植生と漸次おき換えてゆく方式が望ましいとしている。

c. 泥炭土壌と水稻栽培

わが国では北海道の泥炭地総面積の1/4, 約5万ヘクタールが少なくとも一時は水田として利用されたことがあり、泥炭土壌に水稻を作付けることには、一般的になんらの特異的問題もないと考えられている。しかし、熱帯泥炭では、陸稲はともかく、水稻はいまだにうまく栽培できるに至っていないのである。

水稻が熱帯の泥炭地で特に有利な作物と考えられるのは、泥炭の排水水位を深くする必要がなく、また湛水によって地表をおおうことが、泥炭の分解を抑える効果をもつためである。すなわち、泥炭の保全と長期的利用に最も適したのものとして水稻栽培がとりあげられるのである。

しかしながら、Polak [1952] 以来 Driessen and Suhardjo [1976] まで、インドネシアやマレーシアなどで行われてきた数多くの水稻栽培試験は、いずれも失敗に終わっている。もちろん農民レベルでも泥炭地で水稻を作ろうとした例は多いが、何年か試みたのちには放棄している。理由は不稔であり、これまでのところ、適切な施肥によっても、この困難は克服されていない。ただし、この不稔が問題となるのは、深い泥炭層をもつものだけであり、無機物を多量に混入する泥炭や、表面から 50~60 cm までしか泥炭層がなく、浅いところに無機堆積物をもつものでは、高い収量はえられないまでも水稻を栽培し生産をあげることができている。

この深い泥炭での水稻の不稔の原因については、まだ十分な研究がなされていないが、Driessen and Suhardjo [ibid.] は、これを泥炭の分解産物である水溶性 polyphenol が酸化的リン酸化の uncoupling を引き起こすための稔実障害であると考えている。そして、Cu はこの polyphenol を不活化する能力を有するが、泥炭では Cu 欠乏があるために障害が増幅されるとし、Cu 欠乏をもう一つの不稔の原因としている。彼らはまた、Cu 欠乏が雄性不稔の原因となっている可能性をも示唆している。

もし上のように Cu 欠乏環境での polyphenol による障害が不稔の原因であるなら、polyphenol を除去し、植物に有効な Cu のレベルをあげてやれば、不稔を回避できるはずである。このために Driessen and Suhardjo

[*ibid.*] は、生殖生長期のはじめに短期間水を落とし、水溶性 polyphenol を系外に除くことをすすめている。また Cu 欠乏を直すためには、直接的土壌施用は無効であるので、葉面散布か種子施用をするような手段を考えるべきであるとしている。しかし、いずれの方法についても、いまだその効果を実証するデータを与えていない。

この泥炭地における水稻不稔との関連で興味深いのは、近年埼玉県の一部地区で二毛作田における水稻に異常穂や不稔が発生し、これについての研究が行われていることである。まだ最終的な結論はえられていないが、易分解性有機物の還元条件下での中間代謝産物が、幼穂形成以後に土壌溶液中に蓄積すると、不稔などの異常が出るものと考えられており、これを回避するには穂の形成される期間落水して土壌を酸化状態に保つか、中間代謝産物のメタン醗酵による分解を促進することが有効であることが示唆されている [大山・志賀 1981]。

熱帯泥炭における水稻不稔においては、無機物が水稻根の到達範囲内にあると、これを回避できるといわれているなどの点で、埼玉県の例と違う点があるが、有機物の分解中間産物による障害の可能性が高い点では共通性があり、今後の研究上の一つの指針をうることができよう。いずれにしても、熱帯泥炭地での水稻栽培を成功させることができれば、泥炭の保全と食糧生産との間にある排反性を小さくすることができ、東南アジアの農業に対する重要な貢献となるだろう。

d. 熱帯泥炭はどこまで開発できるか

東南アジアの湿地林地帯が、最後に残された潜在的可耕地を含んでいることは明らかである。現に農民たちの中には、彼らの知識と技術にたよって、湿地林の一部を開墾し成功しているものがある。しかし、湿地林の全体

が潜在的可耕地であるとは考えられない。では、どこまでが開発可能なのか。上の議論をふまえて、土壌の立場から開発の限界を考えてみたい。

一つの考慮は、図6にもとづくものである。排水水位を、重力排水が可能な限度をこえて下げるべきではない。ポンプによる強制排水を考える時期があるいは将来来るかもしれないが、さしあたっては重力による排水以上のことを考えない方がよい。その場合、泥炭のドームをとりはらって、全面をほぼ河川の水位より少し高いぐらいにまで平坦化し農地化してよい、ということになるのかどうか。

ここで泥炭の質が問題になる。ドーム状泥炭の中心部で泥炭層の厚い部分がきわめて貧栄養であることは、図5から明らかである。植生区分でいえば、mixed swamp forest のところはまだましであるが、padang forest のところは手をつけられない方がよいという判断になる。ここで、泥炭層の厚さと泥炭表層土の栄養状態との関連を、スマトラで調査した Suhardjo and Widjaja-Adhi [1976] の結論を引用すると、ドーム状泥炭の周縁部は中心部に比べて、pH、塩基状態などが相対的によく、この極端に貧栄養の中心部から、よりましな周縁部への移行は、泥炭層の厚さが2~3 m 付近のところで行われている。より安全側をとって2 m を限度とすると、全く別に西サラワクにおいて土壌調査をした Andriesse [1972] の結論と一致する。彼は1 m 以下の泥炭層をもつもの、1~2 m の泥炭層をもつもの、それ以上のものを別の作図単位とし、最初の二つを農業的に利用可能なものと考えている。西サラワクの場合、全泥炭面積は約2,680 km² であるが、2 m 以下の泥炭層をもち、農業的に利用可能と考えられるのは、わずかにその14%弱ということになる。

さらにもう一つの考慮が必要である。それ

は泥炭層の下にパイライトなどの可酸化性イオンを含む潜在的酸性硫酸塩土壌が出ないかどうかという点についてであり、特に泥炭層の厚さが1m以下の場合に十分注意しなければならない。なぜなら、うすい泥炭では何十年かの中に、泥炭層が全部分解し消失してしまうことを予期しなければならないからである。南カリマンタンに Gambut というところがあるが、この Gambut は泥炭の意である。ここは1930年代に開墾される前は泥炭地であったのであるが、現在では地表に全く泥炭を認めることができない。幸い、ここでは酸性硫酸塩土壌の問題はなく、水田として現在も利用されているからよいものの、今後の開墾にはこの考慮が必要である。

さらに欲をいえば、いま述べたように泥炭層が全く消失した時にでも、地表面が隣接する川の低水位よりも高いことが望ましい。この条件をみたす場合の泥炭層の厚さは1m以下と考えられ、排水によって泥炭の沈下が起これば、かなり早い時期から水稻の栽培が可能となるであろう。ただし、この条件をみたす土地の面積は、Andriess [ibid.] のデータでみれば、西サラワクの泥炭地のうちわずかに5%以下である。しかも、ここから硫化物含有堆積物の面積をさしひくことになる。

このように考えてくると、すぐにでも開発可能な泥炭地の面積は、きわめて少ないことがわかる。泥炭の深さ2mまでという範囲を開発の対象とする場合、長期にわたって農地を保全するためには、排水水位を浅くする必要があり、それには泥炭地での水稻栽培技術を確立することが前提となる。水稻をうまく栽培できるようになるまでは、mixed swamp forest 内にある ramin (*Gonystylus bancanus* など), meranti (*Shorea leprosula* など), merawan (*Hopea mengarawan* など) などの有用材を択伐する、注意深い林業によって細く長く泥炭地を利用するのが、賢明な

方策であるように思える。

VI おわりに

東南アジアの湿地林は、地球上の特異な自然であるというにとどまらず、少なからぬ環境保全的機能をもになっていると思われる。湿地林の開発が、不可逆的な自然の破壊に導く危険が大きいとすれば、開発の計画は慎重の上にも慎重に立てられねばならない。そして、そのためにも、熱帯湿地林生態系についての多面的かつ詳細な研究が、今日ほど必要とされている時はないであろう。

参考文献

1. Anderson, J.A.R. 1964. The Structure and Development of the Peat Swamps of Sarawak and Brunei. *J. Trop. Geogr.* 18:7-16.
2. Andriess, J. P. 1972. *The Soils of West Sarawak*. Memoir 1. Sarawak: Gov't. Printing Office.
3. ————. 1974. *Tropical Lowland Peats in Southeast Asia*. Communication 63. Amsterdam: Royal Tropical Institute.
4. Buwalda, P. 1940. Bosverkenning in de Indragirische Bovenlanden. *Rep. For. Res. Sta. Bogor* (Cited from Polak [1975]).
5. Chew, W.Y. 1971. Yield and Growth of Some Leguminous and Root Crops on Acid Peat to Magnesium Lime. *Malays. Agric. J.* 48:142-158 (Cited from Driessen [1978]).
6. Coulter, J.K. 1957. Development of the Peat Soils of Malaya. *Malay. Agric. J.* 33:63-81 (Cited from Anderson [1964]).
7. Driessen, P.M. 1978. Peat Soils. In *Soils and Rice*, edited by IRRI, pp. 763-779. Los Baños: IRRI.
8. Driessen, P.M.; and Rochimah, L. 1976. The Physical Properties of Lowland Peats from Kalimantan. *Soil Res. Inst., Bogor, Bull.* 3:56-73.
9. Driessen, P.M.; and Soeprahardjo, M. 1974. Soils for Agricultural Expansion in Indonesia. *Soil Res. Inst., Bogor, Bull.* 1:41-55.
10. Driessen, P.M.; and Suhardjo, H. 1976. On the Defective Grain Formation of Sawah Rice

- on Peat. *Soil Res. Inst., Bogor, Bull.* 3:20-43.
11. 古川久雄. 1979. 「南スマトラ低地部の土壌」『東南アジア研究』17:409-424.
 12. Hardon, H.J.; and Polak, B. 1941. De Chemische Samenstelling Enkele Venen in Ned. Indie. *Meded. Lab. Scheikd. Onderz.* 101 Landbouw 17. Buitenzorg (Cited from Polak [1975]).
 13. 小林 純. 年不詳. 「半島マレーシア河川の水質データ」未発表（著者のご好意による）.
 14. Moormann, F. R. 1961. *The Soils of the Republic of Vietnam*. Min. of Agric. Saigon.
 15. 大山信雄; 志賀一一. 1981. 「生育異常現象の土壌面からの原因究明」『埼玉県における水稻異常生育（とくに異常穂あるいは不稔）に関する調査試験成績（中間報告）』農事試; 埼玉農試など（編）, 41-45ページ所収.
 16. Polak, B. 1952. Veen en Veenontginning in Indonesia. *MIAI. Nrs.* 5 & 6. Bandung: Vorkink (Cited from Driessen [1978]).
 17. ————. 1975. Character and Occurrence of Peat Deposits in the Malaysian Tropics. In *Modern Quaternary Research in Southeast Asia I*, edited by G.J. Bartstra and W.A. Casparie, pp. 71-81. Rotterdam: A.A. Balkema.
 18. Rozmej, Z.; and Kwiatkowsky, A. 1976. The Sorption of Waste Waters on Peat. *Fifth Int'l. Peat Congr.* Poznan (Cited from Driessen [1978]).
 19. Suhardjo, H.; and Widjaja-Adhi, I.P.G. 1976. Chemical Characteristics of the Upper 30 cm of Peat Soils from Riau. *Soil Res. Inst., Bogor, Bull.* 3:74-92.
 20. USDA, Soil Conservation Service, Soil Survey Staff. 1975. *Soil Taxonomy, A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. Agric. Handb. 436. Washington, D.C.: Gov't. Printing Office.