



Title	林分構造が流域蒸発散に及ぼす影響の研究
Author(s)	村上, 茂樹
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(農学)
Dissertation Number	乙第5645号
Issue Date	2000-03-24
DOI	https://doi.org/10.11501/3168872
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/51671
Type	doctoral thesis
File Information	000000354064.pdf



林分構造が流域蒸発散に及ぼす影響の研究

村上 茂樹

①

林分構造が流域蒸発散に及ぼす影響の研究

第1章 序論	
第1節 研究の背景	
第2節 研究の目的	
第1章 研究の概要	
第1節 研究の概要	
第2節 研究の目的	
第3節 研究の意義	
第4節 研究の範囲	
第5節 研究の方法	
第6節 研究の進捗	
第7節 研究の結果	
第8節 研究の結論	
第9節 研究の展望	
第10節 研究の参考文献	
第11節 研究の謝辞	
第12節 研究の発表履歴	
第13節 研究の問い合わせ先	
第14節 研究の著作権	
第15節 研究の印刷	
第16節 研究の発行	
第17節 研究の流通	
第18節 研究の保存	
第19節 研究の複製	
第20節 研究の転載	
第21節 研究の引用	
第22節 研究の参考	
第23節 研究の留意	
第24節 研究の注意	
第25節 研究の警告	
第26節 研究の危険	
第27節 研究の責任	
第28節 研究の保証	
第29節 研究の賠償	
第30節 研究の追償	
第31節 研究の追徴	
第32節 研究の追徴金	
第33節 研究の追徴料	
第34節 研究の追徴税	
第35節 研究の追徴費	
第36節 研究の追徴額	
第37節 研究の追徴率	
第38節 研究の追徴率	
第39節 研究の追徴率	
第40節 研究の追徴率	
第41節 研究の追徴率	
第42節 研究の追徴率	
第43節 研究の追徴率	
第44節 研究の追徴率	
第45節 研究の追徴率	
第46節 研究の追徴率	
第47節 研究の追徴率	
第48節 研究の追徴率	
第49節 研究の追徴率	
第50節 研究の追徴率	
第51節 研究の追徴率	
第52節 研究の追徴率	
第53節 研究の追徴率	
第54節 研究の追徴率	
第55節 研究の追徴率	
第56節 研究の追徴率	
第57節 研究の追徴率	
第58節 研究の追徴率	
第59節 研究の追徴率	
第60節 研究の追徴率	
第61節 研究の追徴率	
第62節 研究の追徴率	
第63節 研究の追徴率	
第64節 研究の追徴率	
第65節 研究の追徴率	
第66節 研究の追徴率	
第67節 研究の追徴率	
第68節 研究の追徴率	
第69節 研究の追徴率	
第70節 研究の追徴率	
第71節 研究の追徴率	
第72節 研究の追徴率	
第73節 研究の追徴率	
第74節 研究の追徴率	
第75節 研究の追徴率	
第76節 研究の追徴率	
第77節 研究の追徴率	
第78節 研究の追徴率	
第79節 研究の追徴率	
第80節 研究の追徴率	
第81節 研究の追徴率	
第82節 研究の追徴率	
第83節 研究の追徴率	
第84節 研究の追徴率	
第85節 研究の追徴率	
第86節 研究の追徴率	
第87節 研究の追徴率	
第88節 研究の追徴率	
第89節 研究の追徴率	
第90節 研究の追徴率	
第91節 研究の追徴率	
第92節 研究の追徴率	
第93節 研究の追徴率	
第94節 研究の追徴率	
第95節 研究の追徴率	
第96節 研究の追徴率	
第97節 研究の追徴率	
第98節 研究の追徴率	
第99節 研究の追徴率	
第100節 研究の追徴率	

村上 茂樹

目次

第1章 序論	
第1節 研究の背景	1
第2節 本研究の意義と目的	3
第2章 研究の方法	
第1節 蒸発散量測定・解析の研究小史	7
1) 気象学的方法による蒸発散の研究	7
2) 水収支法による蒸発散の研究	11
3) 樹冠遮断の研究	11
4) 蒸散の研究	14
5) 林床面蒸発の研究	15
第2節 流域試験による蒸発散の研究方法とその問題点	16
1) 流域水収支法とその特徴	16
2) 流域試験による森林の効果の評価方法とその問題点	17
第3節 研究方法	19
1) ペンマン・モンテイス式の意味	20
2) 研究方法	22
第3章 試験地の概要と流域水収支の観測・解析方法	
第1節 試験地の概要と森林の変遷	26
第2節 気象観測	31
第3節 樹冠遮断量	33
第4節 流量観測と蒸発散量	36
第4章 蒸発散モデルと森林パラメータ	
第1節 熱収支式とペンマン・モンテイス式	41
第2節 蒸散・樹冠遮断モデル	44
第3節 森林パラメータの検討	46
1) 空気力学的抵抗	46
2) 群落抵抗	50
3) 樹冠遮断モデルのパラメータ	52

4) 葉面積指数	56
第5章 水収支法による流域蒸発散量の観測結果と蒸発散モデルによる再現	
第1節 気象データと評価関数	67
1) 気象データ	67
2) 評価関数	68
第2節 樹冠遮断量	69
1) 観測結果とモデルによる再現	69
2) 観測結果の考察および既往の研究との比較検討	76
第3節 蒸発散量	79
1) 観測結果のモデルによる再現と壮齢林・幼齢林の蒸発散特性の違い	79
2) 観測誤差と樹冠遮断メカニズムについての考察	87
第6章 林齢と気象変化が蒸発散量に及ぼす影響の予測評価	
第1節 蒸発散量の林齢依存性	95
1) 予測結果と考察	95
2) 生態学的考察	98
第2節 気象変化に対する壮齢林・幼齢林の応答	104
第7章 水保全と森林管理	
第1節 蒸発散量評価手法の意義	109
第2節 人工林の間伐が蒸発散量に及ぼす影響の予測	112
謝辞	118
摘要	119
引用文献	124

第1章 序論

第1節 研究の背景

日本の国土の67%は森林で覆われており、その41%は人工林である（林野庁 1997）。日本の人工林は、戦後から近年まで木材の効率的な生産を目的に管理されてきた。しかし、森林管理の主要な目的は、近年、木材生産から公益的機能の増進へと転換しつつある。

この転換の理由のひとつは、外材の輸入の拡大によって、国内林業がもはや経済的に成り立たなくなってきたことにある。高度経済成長や円高により、外材の価格が国産材に比べて低下した。これにともない、木材の自給率も低下し、1965年に75%（総需要量 7521万 m^3 ）であったのが1992年には25%（総需要量 11054万 m^3 ）となっている（林野庁 1970, 1997）。

もうひとつの理由は、国民の森林に対する公益的機能への期待である。総理府の「森林・林業に関する世論調査」では、森林に期待する働きとして「山崩れや洪水をなどの災害を防止する働き」をあげた者がもっとも多い。ついで、「水資源をたくわえる働き」、「貴重な野生動植物の生息の場としての働き」、「大気を浄化したり騒音をやわらげたりする働き」、「木材を生産する働き」の順となっている（林野庁 1997）。

このように社会情勢の変化によって森林管理の目的は変化しつつあるが、森林の公益的機能を増進するために、どのような森林管理をするのが適切であるかについては十分な情報が得られていない。特に森林と水との関係については、

森林整備状況の違いや気象条件と水収支との関係が必ずしも明確になっていない。このため森林と水との関係について渇水や洪水などの災害が起こるたびに議論がなされてきたが、いずれも決着がつかないままに終わっている。

1933年に岡山県地方が大干ばつに見舞われ、農業用溜池の貯水に及ぼすアカマツ林の影響について、林業試験場（現 森林総合研究所）の平田徳太郎と、岡山県技師の山本徳三郎との間で水源涵養論争が起きている（中野 1976, pp. 8-18）。両者とも一般的には森林の水保全機能を高く評価しているが、山本は少雨地方の溜池の貯水には森林の水消費（蒸発散）による地表流出量の低下は好ましくないとし、平田は森林の流出調節作用はどこでも地下水流出の保持に有効であり、溜池の貯水不足はその構造と降雨条件によるとした。この論争中には、森林による増雨作用、林冠の林内蒸発（林床面からの蒸発）抑制作用、施業のあり方などにも議論が及び、森林伐採前後の流況変化に関する調査結果が示されるなどしたが、議論は収束しなかったようである。

近年では、農林水産省の水源税構想が発端で論争が起きている（岸本 1986, 難波 1986）。日本化学工業協会会長の岸本泰延が、森林の育成によって利用できる水が減るから水利用者は被害者である、と主張し、これに対して林業試験場長、難波宣士が、森林の高い浸透能と保水能に基づく河川流量の平準化作用を根拠に反論している。その後、水源税構想が実現せず、議論は継続されなかった。

このような議論が起こると、林況の違いが流域水収支にどのような影響を及ぼすか、という問題は、森林管理者、河川管理者のみならず、社会一般の関心事となる。今世紀の初めから、国内外で行われてきた流域試験（森林理水試験）の結果からも、この問いに対する十分な解答は得られていない。これは森林流

域の水収支が、植生、気象、土壌などの相互作用に支配されて決まる量であり、森林の違いによる水収支を議論するには、これらの効果をそれぞれ分離して評価しなくてはならない、という困難があるためである。実際の流域では森林状態を制御して試験を行うことはある程度可能であるが、気象条件や土壌を制御するのは不可能である。このため、これまでの流域試験の研究は、森林の変化（施業）による流量の変化を統計解析することで現象の記述を行うことのみにとどまっている場合がほとんどであった。

このような背景を踏まえて、本研究では流域蒸発散の観測を行うとともに、蒸発散の林分構造依存モデルを構築して森林被覆の効果と気象の効果とを分離して蒸発散の評価を行った。ただし、土壌に関しては、たとえ皆伐であっても地表攪乱をとまわらない施業であれば保水能がほとんど変化しないと思われる（塚本 1992）ため、本研究では考慮しないことにする。具体的には、①観測から得られる流域水収支を森林、気象のパラメータを含んだ蒸発散の林分構造依存モデルを構築することにより再現し、モデルの検証を行う。②モデルに入力するパラメータを変化させることにより森林と気象の効果を評価し、これまでほとんど情報がなかった蒸発散量に対する林齢の効果、および冷夏多雨・猛暑少雨との関係について考察を行う。③間伐が蒸発散量に及ぼす影響を予測し、本研究の森林管理の評価方法としての発展性を探る。

第2節 本研究の意義と目的

森林からの蒸発散量と森林被覆状態との関係进行评估するには長い期間のデー

タが必要である。また、森林からの蒸発散量は森林被覆状態だけではなく気象変化による影響も受けるため、両者を分離して評価する必要がある（第1節）。これまで、流域試験データの統計的解析によって蒸発散量と森林被覆変化との関係について定性的な知見は得られているが（第2章第2節）、これらの関係を定量的に扱った研究はほとんどなかった。そこで本研究は流域試験データとモデルとを用いて蒸発散量と森林被覆（林分構造）変化との関係を定量的に評価することを目的とする。

本研究では、まず蒸発散量が林分構造（葉面積指数、樹高）に依存するという仮説を提示する。立地条件が一定の下では、ある樹種の林分構造は林齢の関数になると考えられる。そこで、林分構造を林齢の関数として表した蒸発散の林分構造依存モデルを構築し、このモデル、および林齢の異なる森林流域での観測データとを用いて蒸発散量を定量的に評価する。具体的な構成は次のようになっている。

第2章では既往の蒸発散量の測定・解析手法をレビューし、本研究の特徴と位置づけを述べる。まず、蒸発散量そのもの、およびその構成要素である樹冠遮断量、蒸散量、林床面蒸発量について各項目ごとに既往の測定・解析方法を概観し、特徴と問題点を整理する。つぎに、本研究で採用する流域試験による蒸発散量の研究について、既往の研究とその問題点を議論する。最後に、これらを踏まえて本研究での観測とモデルの位置づけ、およびモデリングの方針について述べる。

第3章では茨城県北部の常陸太田試験地の概要と観測・解析方法について記述する。すなわち、観測期間中に行われた壮齢林の伐採とその後の植栽・成長、および気象、樹冠遮断量、流量の各観測方法と流域水収支の解析方法について

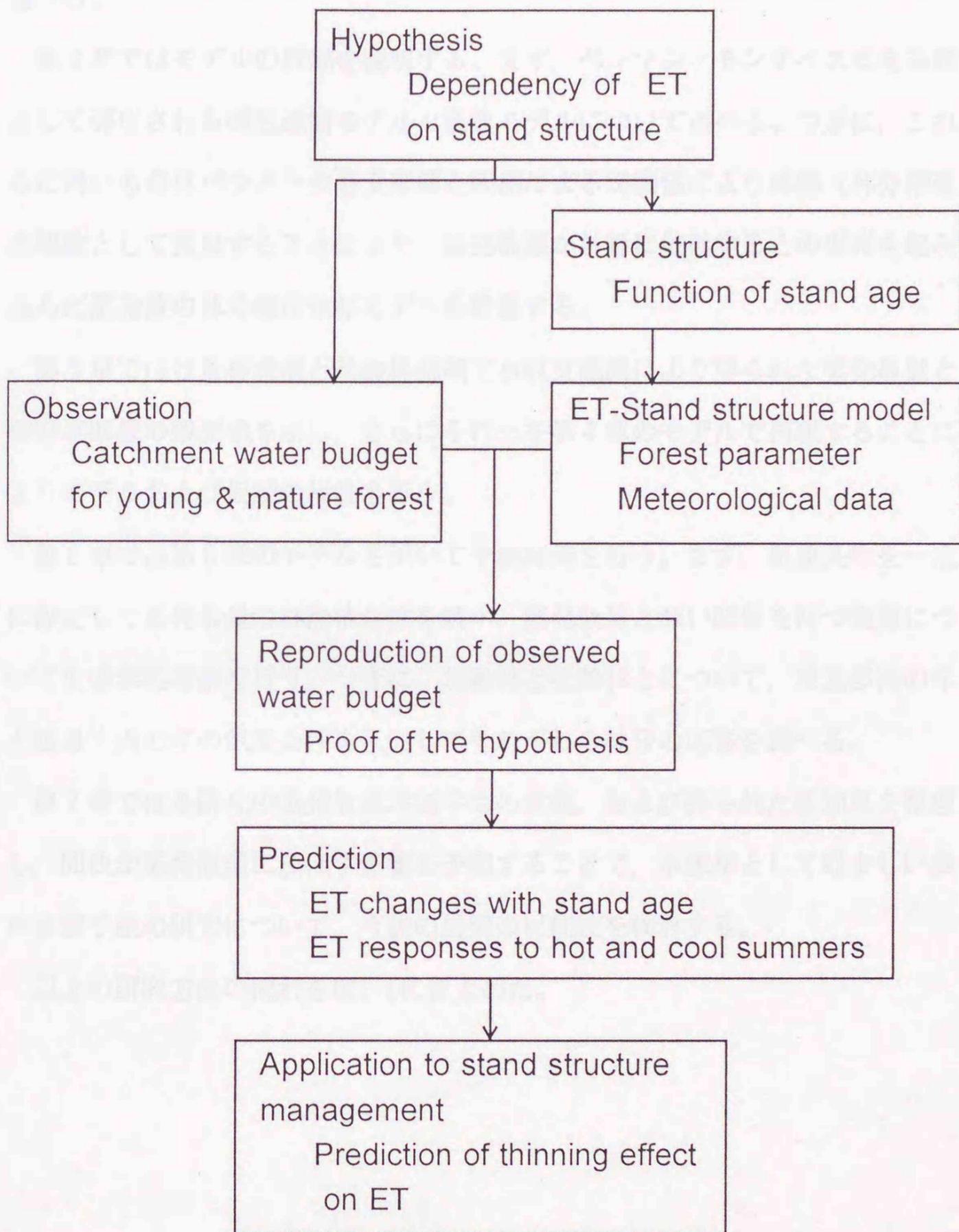


図1-1. 研究方法の流れ

Fig. 1-1. Flow chart for methodology

述べる。

第4章ではモデルの詳細を説明する。まず、ペンマン・モンテイス式を基礎として導出される樹冠遮断モデルと蒸散モデルについて述べる。つぎに、これらに用いる森林パラメータを文献値と観測による実測値により林齢（林分構造）の関数として表現することにより、蒸発散量が林齢に依存するとの仮説を組み込んだ蒸発散の林分構造依存モデルを構築する。

第5章では壮齢林流域と幼齢林流域で水収支観測により得られた蒸発散量と樹冠遮断量の観測値を示し、さらにそれらを第4章のモデルで再現することによりモデルおよび仮説の検証を行う。

第6章では第5章のモデルを用いて予測評価を行う。まず、気象条件を一定に設定して蒸発散量の林齢依存性を調べ、蒸発散量と深い関係を持つ葉量について生態学的考察を行う。つぎに、幼齢林と壮齢林とについて、冷夏多雨の年と猛暑少雨の年の気象条件を入力してそれぞれの林分の応答を調べる。

第7章では本研究の蒸発散量評価手法の意義、および得られた新知見を整理し、間伐が蒸発散量に及ぼす影響を予測することで、水源林として好ましい森林管理手法の研究について、今後の展開の可能性を検討する。

以上の研究方法の流れを図1-1にまとめた。

第2章 研究の方法

第1節では既往の蒸発散量測定法および解析法を概説し、それぞれの特徴と位置づけを述べる。第2節では流域水収支による蒸発散研究の特徴とその問題点を検討する。第3節では、第1節と第2節とを踏まえて、本研究の手法と位置づけについて述べる。

第1節 蒸発散量測定・解析の研究小史

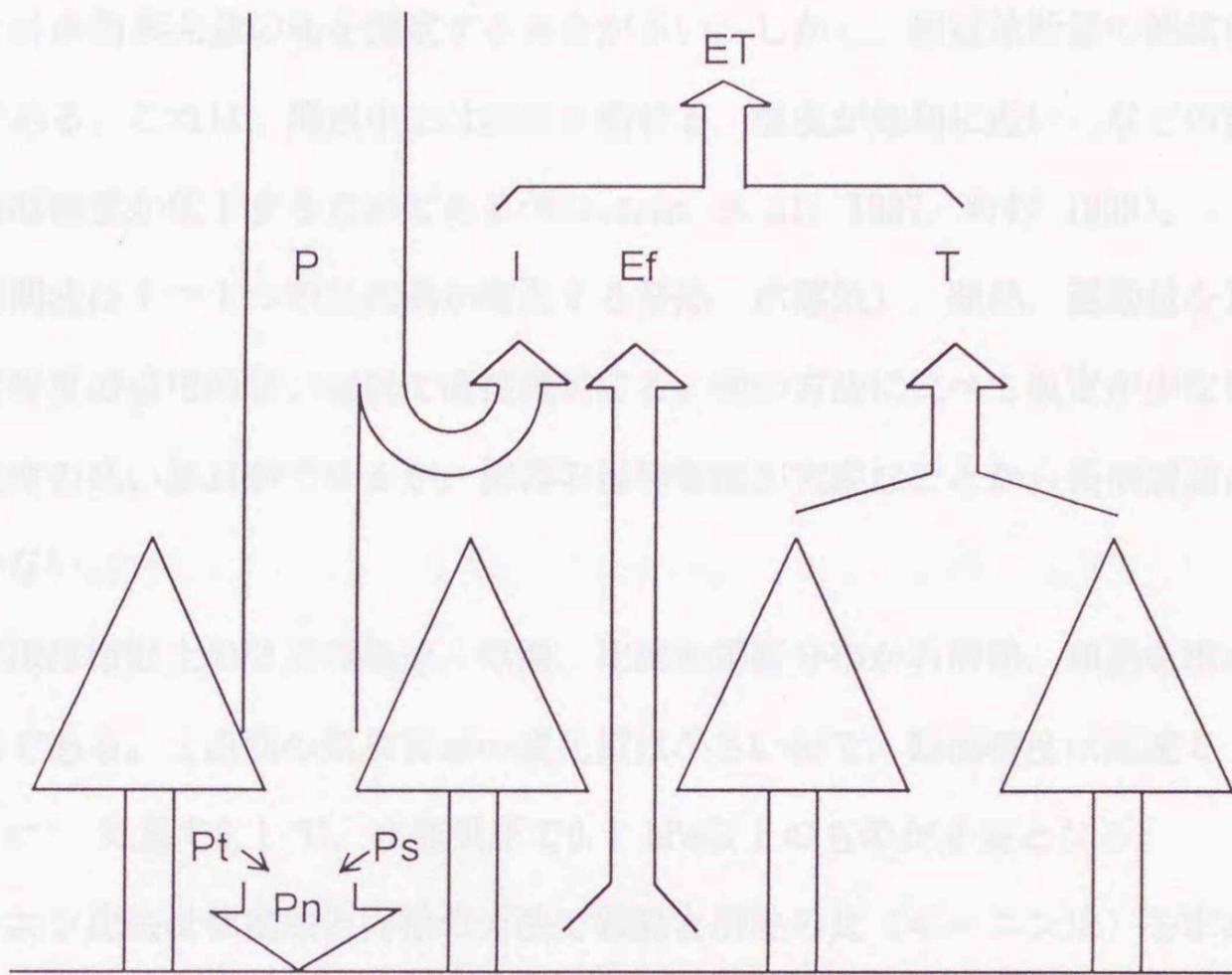
森林からの蒸発散量 ET は、蒸散量 T 、樹冠遮断量 I および林床面蒸発量 E_f からなる(図2-1)。測定法によって、これらのすべての要素を含めた蒸発散量を測定できるものと、個別の要素を測定できるものがある。

測定された蒸発散量とその各要素は、目的に応じてさまざまな方法で解析されたり、あるいはモデル計算に用いられったりする。ここでは代表的な解析方法やモデルについて述べる。

1) 気象学的方法による蒸発散の研究

(a) 気象学的方法による蒸発散量の測定

樹冠上での気象観測から蒸発散量(潜熱)を算出する方法には、渦相関法(乱流変動法)、傾度法、ボーエン比法、ペンマン・モンテイス式(Monteith



- P : Gross precipitation
 - Pn : Net precipitation
 - I : Canopy interception
 - E_f : Evaporation from forest floor
 - T : Transpiration
 - E_T : Evapotranspiration
- P_t : Throughfall
 - P_s : Stemflow

図2-1. 森林における蒸発散過程

Fig. 2-1. Evapotranspiration processes in forest.

1965)による方法などがある(近藤 1981, 鈴木 1992)。これらの方法では蒸散量と林床面蒸発量の和を測定する場合が多い。しかし、樹冠遮断量の観測は困難である。これは、降水中には測器が濡れる、湿度が飽和に近い、などの理由で観測精度が低下するためである(Mizutani et al. 1997, 町村 1998)。

渦相関法は1つ1つの乱流渦が輸送する潜熱(水蒸気)、顕熱、運動量を10ヘルツ程度の追従の早い測器で直接測定する。他の方法に比べて仮定が少ない点で精度の高い測定ができるが、測器の維持管理が大変なことから長期観測には向かない。

傾度法は樹冠上の2点の風速、気温、比湿の鉛直分布から潜熱、顕熱を求める方法である。2点間の気象要素の変化量は小さいので、観測精度は風速で 0.1 m s^{-1} 、気温で $0.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 、水蒸気圧で 0.1 hPa 以上のものが必要となる。

ボーエン比法は傾度法と同様の方法で顕熱と潜熱の比(ボーエン比)を求め、さらにエネルギー保存を表す熱収支式を用いて潜熱と顕熱を求める。傾度法の場合の測定項目にさらに純放射量を加える必要があるが、その分だけ実用上の誤差は少なくなる。

ペンマン・モンテイス式による方法は熱収支的な方法のひとつで、純放射量と1高度での風速、気温、比湿の観測から蒸発散量が求められる。この方法は、第3節および第4章で述べるように、森林パラメータ(空気力学的抵抗と群落抵抗)を含んでいる点で優れている。しかし、そのパラメータの表現式は一般化されておらず、要求される精度に応じて林分による違いや、気象条件、土壌水分の変化による樹木の生理的応答などを考慮する必要がある。これらの要素とパラメータとの関係についてのデータは増えてきているが、まだ十分ではなく、このため、パラメータの決定は他の測定法で求めた蒸発散量から逆算して

行う場合が多い。また、これらの要素のうちのどれを森林パラメータに取り込むかは、目的や対象とする時間スケールによっても異なる。以下の(b)で述べるように、ペンマン・モンテイス式は測定法というより解析手法として有効な手段であり、本研究でもペンマン・モンテイス式を基礎としてモデルを構築する。

これらの気象学的方法はいずれも蒸発散量の日変化を測定できるだけの時間分解能と精度を持っている。しかし、樹冠高よりも高い観測タワーの設置が必要である、長期間にわたる測器の維持管理が困難である、面的な観測値ではなくその場所1点での観測値しか得られない、原理的には一次元として扱える平地林でしか適用できない(第3節参照)、といった難点もある。

(b) 熱収支法による蒸発散量の解析

気象学的測定方法のうち熱収支法(ペンマン・モンテイス式を含む)は、観測に使うこともできるが、以下に示すように解析手法やモデルとしての利用価値も高い。

Stewart and Thom (1973), 山野井・大谷(1992)は、蒸発散量の測定値からペンマン・モンテイス式のパラメータ(空気力学的抵抗と群落抵抗)の日変化を逆算することで、蒸発散特性を考察した。熱収支モデル(近藤ら 1992a)では、バルク係数(森林パラメータ)が既知であるとし、気象データを入力して森林での熱収支を計算している。服部ら(1981), Rampisela et al. (1990), 水谷・池田(1995)は、傾度法、水収支、渦相関法などの観測からペンマン・モンテイス式の抵抗を決定し、この抵抗値と気象データを使ってペンマン・モンテイス式から蒸発散量(樹冠遮断量を含む)を計算している。

このように着目する未知量，既知量は目的によって異なるが，熱収支法によって測定から直接的には分からない森林の生理的特性（群落抵抗）を調べたり，モデル計算を行ったりすることができる。本研究では林分構造（立地条件が一定の場合は林齢と対応する）と蒸発散量との関係を扱うので，林分構造が重要なパラメータとなる。

2) 水収支法による蒸発散の研究

水収支に基づく方法として，ライシメータによるものと流域水収支によるものがある。流域水収支による方法については，第2節で詳しく述べるので，ここではライシメータ法について概説する。

ライシメータは，タンクに土を詰めるなどして，周囲から分離された土柱体を作り，その水収支（降水，流出，貯留）を測定できる装置である。ライシメータの形式としては，降水量と流出量とを測定するものが一般的であるが，それ以外にもタンク全体の重量を測定する秤量ライシメータ，タンクを水や油に浮かせて水位変化をアルキメデスの原理から求めるフローティングライシメータ（竹内 1988）などがある。変わったものとしては，測定対象の林分の地下の不透水性粘土層に波板を打ち込むことで面積84 m²の自然のライシメータを作り，蒸発散量を測定した例がある（Calder 1976）。

3) 樹冠遮断の研究

(a) 樹冠遮断量の測定方法

1) で述べたように気象学的方法による樹冠遮断量の測定は困難なため、樹冠遮断量の測定方法としては以下で述べる水収支によるもの(村上 1999)が一般的に用いられる。樹冠遮断量 I は林外雨量(Gross precipitation) P と林内雨量(Net precipitation) P_n の差から求める(図2-1)。林外雨量の測定には一般気象観測に用いる転倒ます型雨量計、または貯留型雨量計を使用する。林内雨量は樹冠通過雨量(throughfall) P_t と樹幹流下量(stemflow) P_s とからなる。樹冠通過雨量の測定は、通常雨量計を林内に多数配置する方法と、長さ数メートルの樋を1~数本配置して集水した水量を測定する方法などがある。樹幹流下量は、数本の代表木にホースを背割りにしたものや、ウレタンマットを巻き付けて樹皮との間を雨漏り防止用の充填材で埋めた受水器で集水して、その水量を測定することで得られる。そのほか、数本の代表木を含むプロットの林床を漏れのないように全面シートで覆って林内雨を集水・測定する方法もある(Calder and Rosier, 1976)。

(b) 樹冠遮断量の解析とモデル

樹冠遮断量は一降水ごとに分割して解析される例が多い。一降水ごとの林外雨量 P と樹冠遮断量 I の間には、経験的に次のような一次式の関係が成り立つことが知られている。

$$I = aP + b \quad (2.1)$$

ここで、 a 、 b は定数。この一次式の関係は、 P と樹冠通過雨量 P_t 、 P と樹幹流下量 P_s の間にも成り立つことが知られている。一方、Horton(1919)は一降水ご

とのIを(2.2)のように表した。

$$I = ke \tau + S \quad (2.2)$$

ここで、k：樹冠投影面積に占める蒸発に關与する樹体面積の割合、e：降水中の蒸発率、 τ ：降水の継続時間、S：降雨終了時の樹体の保水量である。keは後述の(4.7)式のEと等しい。(2.2)を変形すると、

$$I = \frac{ke \tau}{P} P + S \quad (2.3)$$

となり、(2.1)と比較すると(2.4)、(2.5)の關係が導かれる。

$$a = \frac{ke \tau}{P} \quad (2.4)$$

$$b = S \quad (2.5)$$

(2.4)と(2.5)から、(2.1)のa、bはそれぞれ降水中の蒸発、降水終了直後の蒸発に寄与する量であることが分かる。

これらの回帰式に基づく樹冠遮断量の解析は数多くなされ、成果を上げてきた。村井(1970)はカラマツ、アカマツ、鈴木ら(1979a, 1979b)はアカマツ・ヒノキ混交林、服部ら(1982)はヒノキ、Gash(1979)はScots pine (*Pinus sylvestris*)を対象としている。これらのうち、鈴木ら(1979a, 1979b)とGash(1979)はそれぞれさらに考察を加えて、独自のモデルを作り、観測値を再現している。

鈴木ら(1979a, 1979b)は、回帰式に基づいてSと平均蒸発強度 k_e を求めて樹冠遮断量の経時変化を計算するタンクモデルを作った。鈴木ら(1979b)は k_e の値として測定期間(P_t :約10ヶ月, P_s :約5ヶ月)の平均値を用いている。Gash(1979)のanalytical modelも回帰式に基づいており、樹冠遮断の構成成分を5つに分けてモデル化している。モデルの平均蒸発強度は4週間の微気象観測からペンマン・モンテイス式で求めた平均値を用いている。

近藤ら(1992b)のモデルは、(2.2)式と熱収支式を組み合わせ、さらに森林パラメータの概略値を与えて、最寄りの気象官署のデータから実測値の再現を試みている。本研究では近藤ら(1992b)のモデルとペンマン・モンテイス式を組み合わせ、新たにモデルを構築する(第4章参照)。

そのほか回帰式を基礎としないモデルとしては、武田(1951)のタンクモデル的な流出モデル、Rutter et al.(1971, 1975)のペンマン・モンテイス式を採用したモデル、近嵐・服部(1983)の流域流出モデルからの類推によるもの、Calder(1987)の推計論的モデル(stochastic interception model)、吉田ら(1993a)のタンクモデルなどがある。

4) 蒸散の研究

蒸散量のみを測定する方法として、ヒートパルス法が有効である。これは幹に差し込まれたヒーターによって熱せられた樹液をトレーサーとして用い、ヒーターの上流側と下流側の樹液の温度変化から樹液速度を測定する方法である(森川 1972, 中野 1976, 小南・鈴木 1990, 吉田ら 1993b, 1993c)。この方法では、通水断面積(辺材面積)を成長錘のサンプリングまたは伐採により求

め、樹液速度との積から蒸散量を計算するか、あるいは1)で述べた気象学的方法など他の方法で求めた蒸散量と樹液速度との関係から蒸散量を求める。ヒートパルス法は、単木の蒸散量は測定できるが、その値を流域スケールにそのまま拡張する手法が確立されていないことが問題である。

そのほかの測定法として、葉またはその一部に小型のチャンバーをかぶせて、その湿度変化から蒸散量を測定するポロメータ法や、枝を切った後、数分間はもとの蒸散量が保たれるという仮定のもとで切り取った枝の重量の変化から蒸散量を測定する切り枝法（迅速葉重測定法、リーフカット法）などがある（中野 1976, 桜谷 1988）。これらはいずれも単木の短期間の測定には適しているが、本研究で扱うような長期間の流域スケールの測定には向かない。

服部(1992)はペンマン・モンテイス式や水収支法、切り枝法など、さまざまな方法によって世界各地で測定された蒸散量をまとめた。それによると、北緯 35° ～ 60° の範囲で生育期に極端な土壌水分不足が発生しない地域では、蒸散量は年間250～430 mmの範囲にあり林分条件、気象条件が異なるにもかかわらず、比較的近似した値を示す、としている。

5) 林床面蒸発の研究

林床面蒸発量の測定には、マイクロライシメータが使われることが多い。これは小型の容器に土壌を詰めて林床に設置し、容器内の水収支から蒸発量を測定するものである。しかし、マイクロライシメータ内の土壌が周囲の土壌よりも湿潤になり、蒸発量が過大に評価される傾向がある（服部 1992）。また、落葉層による遮断蒸発が林床面蒸発量のかなりの部分を占めており、これを考

慮する必要がある。玉井・服部(1994)は落葉広葉樹林での観測とモデルを用いて、落葉層も含めた林床面の蒸発特性について評価し、全蒸発散量に占める割合が年間18%、落葉期で36%であることを示した。服部(1992)がまとめた結果では、この値は年間5~20%となっている。

本研究では樹冠と林床面からの蒸発を合わせて蒸発散量として扱うので、特に林床面からの蒸発は取り上げない。しかし、今回対象とする常緑針葉樹林においても、林分が未閉鎖である幼齢林の状態では林床面からの蒸発量がかなり大きいことが予想される。

第2節 流域試験による蒸発散の研究方法及その問題点

1) 流域水収支法とその特徴

流域水収支法は、流域試験地において降水量Pと流出量Qをある期間観測し、両者の差から蒸発散量ETを算出する。すなわち、

$$\sum ET = \sum P - \sum Q - \Delta S \quad (2.6)$$

ここで、 ΔS は期間中の流域貯留量の変化である。 ΔS を推定するのは困難なことが多いので、 ΔS を無視できるように水収支期間を決める。多くの場合、渇水期を起点とする1年間の水収支期間を設定し、この期間で $\Delta S=0$ としてETを観測する。短期水収支法(鈴木 1985, 第3章第4節参照)では、 ΔS の簡易な

推定方法により、より短い期間で水収支を求められる。

流域水収支法の長所として、数10年以上の長期観測が可能である、面的に平均化された蒸発散量が得られるといった点があげられる。一方、短所として、流域が広いと降水量の分布が大きくなりその測定が困難になる、地形的に見た分水界と実際の分水界とが一致しない場合がある、地下水として深部に浸透する水が無視できない場合がある、といった点があげられる。

流域試験において、これらの問題点から生じる誤差を見積もるのは困難である。しかし、次項の例で述べるように流域試験は森林の変化に伴う水収支の応答に関して多くの知見をもたらしてきたことは事実である。そして、流域試験は現在でもなお、起伏が大きくそれによる局所的気象条件の差が大きな我が国の山地において水収支の測定を行う手段として、もっとも有効な方法であると思われる。

2) 流域試験による森林の効果の評価方法とその問題点

流域試験によって、森林の伐採や成長による水収支の変化を測定する方法として、対照（基準）流域法、単独流域法などがある（中野 1976）。対照流域法では、まず2つの並列した流域の流量と降水量を数年間測定して両者の関係を求めておく。そして一方の流域（処理流域）に伐採などの処理を施して、もう一方の流域（基準流域）の流量と比較することによって、森林の効果の評価する。単独流域法は対照流域法で基準流域を欠く場合である。これらの方法はいずれも処理前後の流量変化を統計的に処理し、その違いを検出する手法である。

Bosch and Hewlett (1982)は、これらの方法によって世界各地で行われた94の流域試験の結果をまとめて、森林施業後の年間流出量は森林被覆率の減少とともに増加することを示した。この傾向は一般的なものではあるが、いくつかの例外も報告されている。Langford (1976)はオーストラリアで山火事のあとに再生した高密度のユーカリ林分(*Eucalyptus regnans*)が元の壮齢林分よりも多くの水を消費したと報告しているし、Rowe and Pearce (1994)は皆伐のあとラジアータマツ(*Pinus radiata*)を植栽したニュージーランドの流域が急速にワラビ(*Pteridium esculentum*)とヒマラヤスイカズラ(*Leycesteria formosa*)に覆われたために、伐採5年後には伐採前よりも多くの水を消費した、としている。

一方、蒸発散量と林齢との関係を調べるには観測に長期間を要するため、報告例が少ない。Kuczera(1987)はオーストラリアのユーカリ(*Eucalyptus regnans*)に覆われた複数の流域で、林齢と年間流出量の間に関係があることを指摘した。これに基づいてHaydon et al. (1996)は蒸散量と樹冠遮断量の林齢依存性について考察した。すなわち、葉面積の指標である辺材面積を林齢の異なる林分で測定し、これに基づいて蒸散量と樹冠通過雨量を計算した。計算結果はKuczera(1987)の結果をほぼ再現している。

これらの研究は森林被覆の違いによる水収支の応答について、多くの情報を与えてくれる。しかし、いずれの研究においても、気象変化による影響と森林の変化による影響とを分離して評価することは行われていない。森林の影響のみを評価するために数年間の流量データの平均を取ることによって、気象条件の経年変化を打ち消す手法が用いられることがある (Swank and Crossley 1988, Shimizu et al. 1992)。しかし、成長の早い幼齢林などでは林分構造の変化が早いのでこの方法の適用には問題があるし、期間中に気象条件の大きな変

化を含む場合は解釈が難しい。

これまでに行われてきた個々の流域試験研究の多くは、ある特定の流域での森林処理の前後の水収支変化を、統計的処理は行われるにせよ、ただ単に記述するだけにとどまっている場合が多かった。これに対して第1節で述べた気象学的方法、熱収支的方法、樹冠遮断量の解析方法など物理プロセスを組み込んだ手法では、森林と気象の両方の効果を取り込んだ評価が可能なものもある。

次の節では、これまでに述べた既存の観測・解析手法のいくつかを組み合わせ、流域試験において森林による影響と気象の影響とを分離して評価するためのモデル構築方法について述べる。

第3節 研究方法

森林被覆の変化が蒸発散量に影響することは良く知られており、その観測方法としては流域試験がもっとも信頼性が高いと思われる（第2節）。しかし、森林被覆と蒸発散量との関係について定量的に検討した研究は少ない。これは流域試験による測定結果の解析が主に降水量と流出量のみを用いて統計的に行われてきたこと、森林被覆が林分構造として定量化されてこなかったこと、このため林分構造が蒸発散プロセスとの関わりにおいて扱われてこなかったこと、などによる。また、蒸発散量は気象の影響も受けるため、林分構造の影響を検討するには気象の影響を分離して評価する必要がある。本研究では、蒸発散の林分構造依存モデルによって林分構造の影響と気象の影響とを分離することにより、林分構造の変化と蒸発散量の関係を定量的に評価する。1)では、モデ

ルの基礎となるペンマン・モンテイス式の物理的意味を実際の蒸発散現象と対比することにより、林分構造の変化による影響と気象の影響の分離方法を概念的に述べる。これを踏まえて2)ではモデルの流域への適用方法と本研究の特徴を述べる。

1) ペンマン・モンテイス式の意味

第1節1)(b)で述べたように、ペンマン・モンテイス式は、蒸発散現象をその素過程にまで立ち返って解析する手法として有用である。この式は、熱収支式(エネルギー保存の法則)を基にしているので、入力する気象要素が正しく測定されていれば熱収支は閉じ、しかも森林パラメータの物理的意味が明確であるという特長がある。

図2-2の左側に示したように、蒸発散量は気象、土壌水分などの外部環境条件と、樹木自体がその外部環境条件に対して持つ生理的特性、物理的特性、林分構造などの森林の特性との相互作用の結果決まる。例えば日射が強くと、気温が上がれば樹木はその葉面温度の上昇を抑えるために気孔を通じて蒸散を行う。しかし、土壌水分量が低下してきたり、湿度が低下しすぎると、過度の蒸散を抑えるために気孔を閉じる(生理的特性)。また、葉面温度は外部環境だけではなく、林分構造や表面の色の関数でもある(物理的特性)。したがって、単に蒸発散量を観測によって得るだけでは、蒸発散に対する外部環境条件と森林特性との影響を分離して調べることはできない。

図2-2の右側に示したようにペンマン・モンテイス式では、外部環境条件(主に気象、土壌水分)と森林特性とをそれぞれ個別のパラメータとして含ん

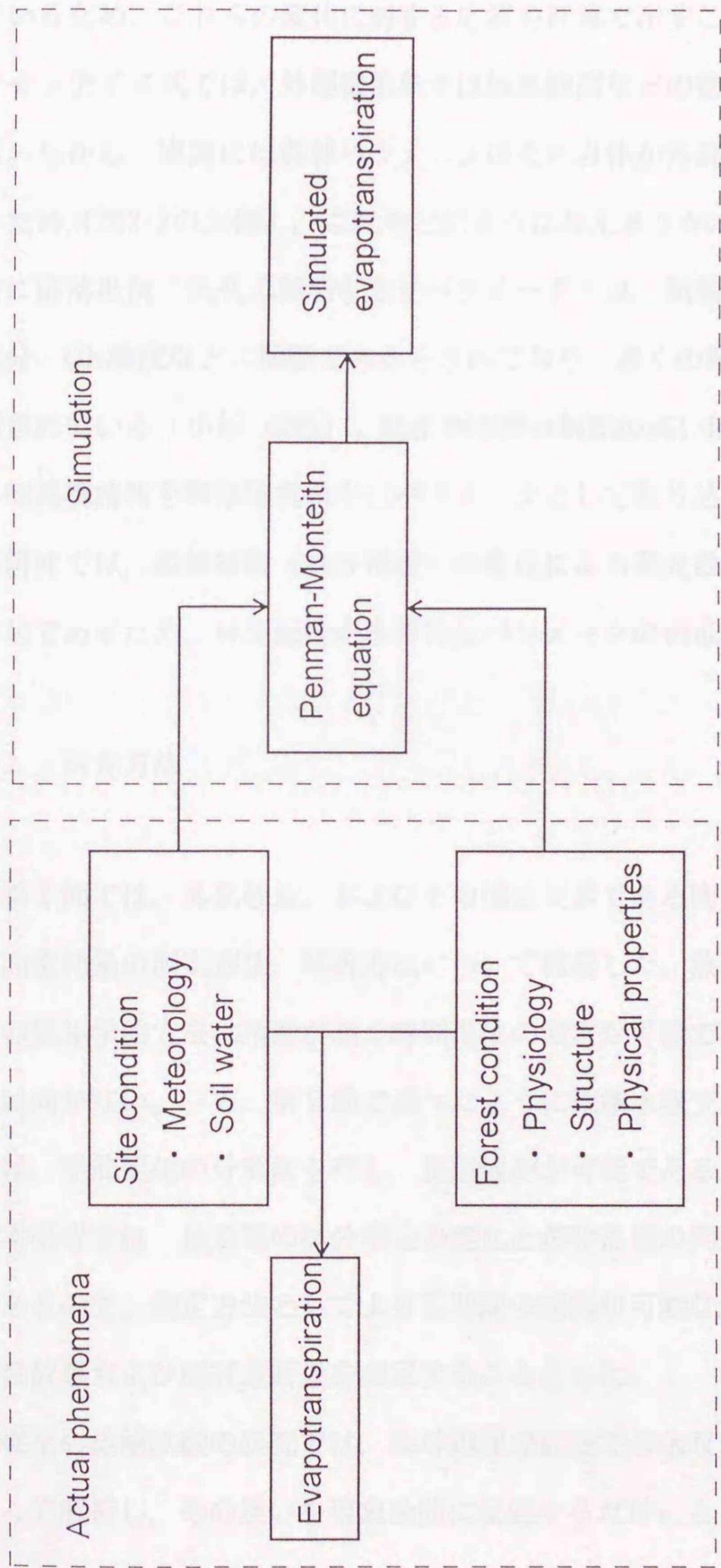


図2-2. 実際の蒸発散量決定要因とペンマン・モンテイス式による計算

Fig. 2-2. Governing factors of actual evapotranspiration and simulation by the Penman-Monteith equation.

でいるため、これらの変化に対する応答を計算で示すことができる。ペンマン・モンテイス式では、外部環境条件は気象観測などの物理観測により与えられる。しかし、実際には森林パラメータはそれ自体が外部環境の関数となっているため（図2-2の左側）、これをどのように与えるかが本質的な問題となる。特に群落抵抗（気孔の開閉を表すパラメータ）は、気象条件、土壌水分、葉内水分、CO₂濃度などの関数であるとされており、多くの経験的な表現形式が提案されている（小杉 1995）。精度や時間分解能の高い解析には、より多くの外部環境情報を群落抵抗の中にパラメータとして取り込むことが要求される。本研究では、森林被覆（林分構造）の変化による蒸発散量の変化を調べるのが目的であるため、林分構造が本質的なパラメータの構成要素となる。

2) 研究方法

第1節では、蒸発散量、およびその構成要素である樹冠遮断量、蒸散量、林床面蒸発量の測定方法、解析方法について概観した。蒸発散量の測定方法としての気象学的方法は精度が高く時間単位の測定が可能であるが、長期間の観測には向かない。一方、第2節で述べたように流域水収支法による蒸発散量の測定は、季節変化の分解能を有し、長期観測が可能である。

本研究では、長期間の林分構造の変化と蒸発散量の関係を調べるのが目的であるので、測定方法としてより長期間の観測が可能な水収支法によって流域蒸発散量および樹冠遮断量を測定することとした。

従来 of 流域試験の研究では、森林処理の前後での水収支の変化を統計処理によって解析し、その違いを現象論的に記述するだけにとどまる場合が多かった

(第2節)。このような手法では、水収支の変化を林分構造と定量的に関係づけて評価するのが困難であり、また、森林の変化による影響と気象の変化による影響とを分離して評価することもできない(図2-3の左側)。

本研究では、林分構造の変化が蒸発散量に及ぼす影響を評価するために、ペンマン・モンテイス式に基づいて新たに蒸発散の林分構造依存モデルを構築し、森林の影響と気象の影響とを分離して評価することを試みた(図2-3の右側)。モデルの構築に際しては蒸発散量が林分構造に依存して変化するという仮説のもとに森林パラメータの検討を行った。

ただしペンマン・モンテイス式を山地流域に適用するには、いくつかの問題がある。第1節1)で述べたように、原理的には次元として扱える平地林でしか適用できない、気象データは流域の樹冠上の値を与える必要がある、森林パラメータは既知ではない、といった点である。このような制約があるため、これまで流域にペンマン・モンテイス式(P-M式)はあまり適用されてこなかったが、Rampisela et al. (1990)、Dunn and Mackay (1995)はある仮定の下でP-M式を流域に適用している。

Rampisela et al. (1990)は流域水収支から求めた蒸発散量と樹冠遮断量に合うように森林パラメータを与えて、蒸発散量の年間の量と季節変化とを気象データから再現している。Dunn and Mackay (1995)は土地利用変化が蒸発散量に及ぼす影響を評価するためにP-M式を大流域に適用するとともに、森林パラメータに文献値を用い、その妥当性を観測で確認している。しかしこれらの2つの研究では、地形の効果は考慮されておらず、気象データも代表点のものが用いられるなど、大胆な仮定が含まれてはいるが、流域蒸発散量の季節変化(1ヶ月単位)を再現するには十分な精度を持っている。これは1ヶ月という

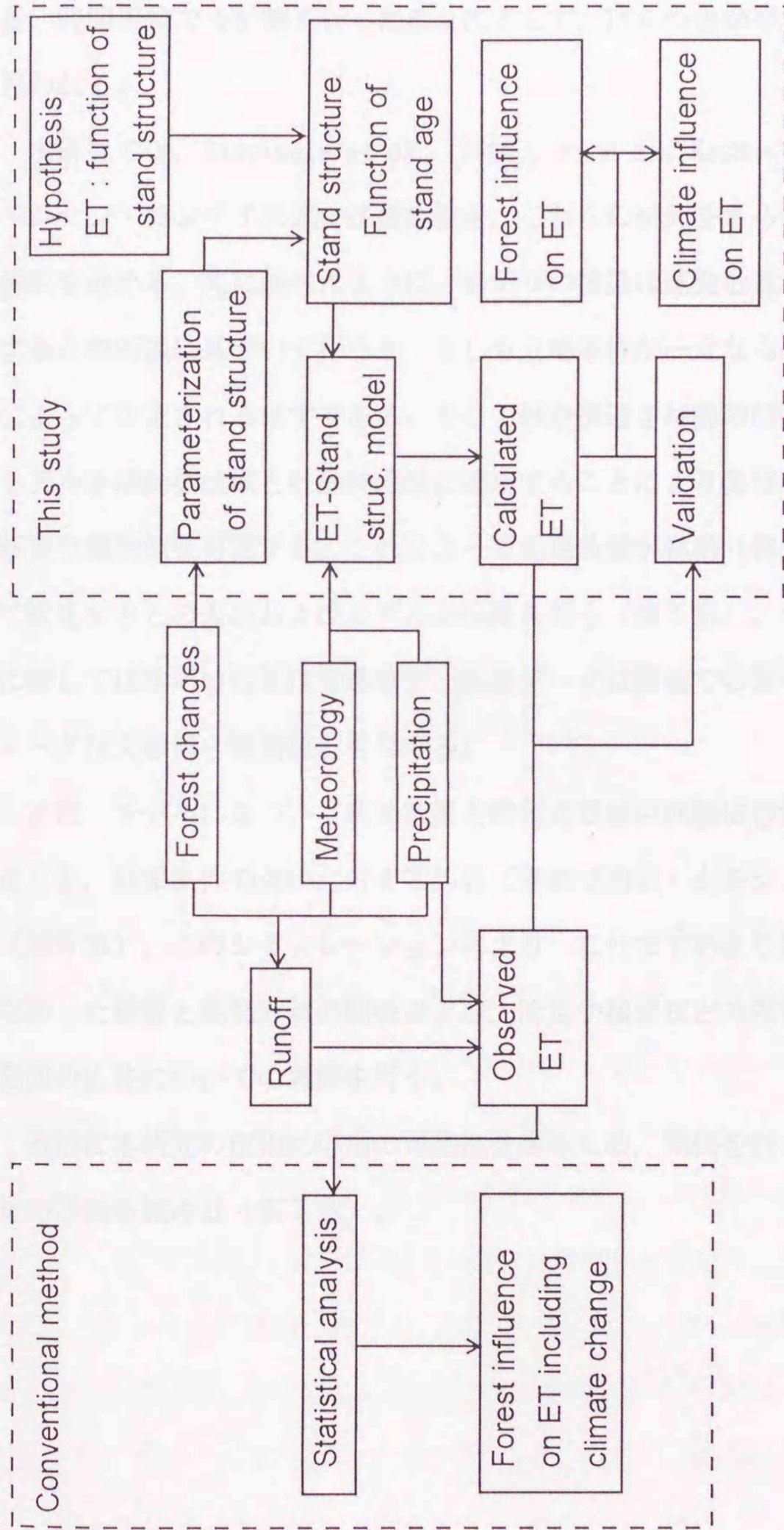


図2-3. 従来の流域試験による蒸発散量の解析方法と本研究の方法
 Fig. 2-3. Conventional method and method of this study for ET analysis by watershed experiments.

長い時間単位での計算を行ったことによって、ばらつきが平均化されたためと思われる。

本研究では、Rampisela et al. (1990), Dunn and Mackay (1995)と同様にペンマン・モンテイス式に基礎を置き、これらの研究をさらに発展させた形で解析を進める。先に述べたように、モデルの構築は蒸発散量が林分構造に依存するとの仮説に基づいて行うが、もしも立地条件が一定ならば林分構造は林齢によって決定されるはずである。そこで林分構造を林齢の関数として表現し、モデルを幼齢林流域と壮齢林流域に適用することにより蒸発散量および樹冠遮断量の観測値を再現する。これによって蒸発散量が林齢（林分構造）に依存して変化するとの仮説およびモデルの検証を行う（第5章）。なお、モデル計算に際しては地形の効果は考慮せず、気象データは露場での値を与え、森林パラメータは文献値と観測値とを与える。

また、モデルに基づいて蒸発散量と樹冠遮断量の林齢依存性（気象条件は固定）と、気象条件の違いに対する応答（林齢は固定）とをシミュレートする（第6章）。このシミュレーションにより、これまであまり知見が得られていなかった林齢と蒸発散量の関係および、冷夏や猛暑などの異常気象に対する蒸発散の応答についての考察を行う。

最後に本研究の技術的応用の可能性を探るため、間伐を行った場合の蒸発散量の予測を試みる（第7章）。

第3章 試験地の概要と流域水収支の観測・解析方法

本研究で対象とする常陸太田試験地は、90年以上の古い歴史を持つ。この章では試験地の地理、歴史、測器の配置と観測法、植生、水収支の解析法について述べる。

第1節 試験地の概要と森林の変遷

対象とする常陸太田試験地は、茨城県北部の常陸太田市郊外の国有林内（東経 140度35分，北緯36度34分）にある。図3-1に示したように，標高は280-340 m，全流域の面積は15.68 haである。この流域の中にはさらに4つのサブ流域があり，それぞれ流量観測が行われている。本研究で対象とするのは，全流域とB流域（2.48 ha）である。地質は結晶変岩，土壌は褐色森林土で，土壌の深さは0.44-4.15 mの範囲にある（Sidle et al. 1995）。年間降水量は1981-1994年の平均で1486 mmである。太平洋岸に位置するため冬季の降水は少なく，降雪が流域水収支に大きく影響することはない。

この流域試験地は1906年に当時の林業試験場によって設定された（木村・山田 1912，玉手 1923，志水 1983）。これは日本で一番古く，世界的に見てもスイスのEmmental試験地に次ぐ古い試験地である。当初，広葉樹林であったこの流域は，1915年に皆伐され，1919年まで観測が継続された。その後は観測が中断していたが，近年になって当時植栽されたヒノキ(*Chamaecyparis obtusa*)・

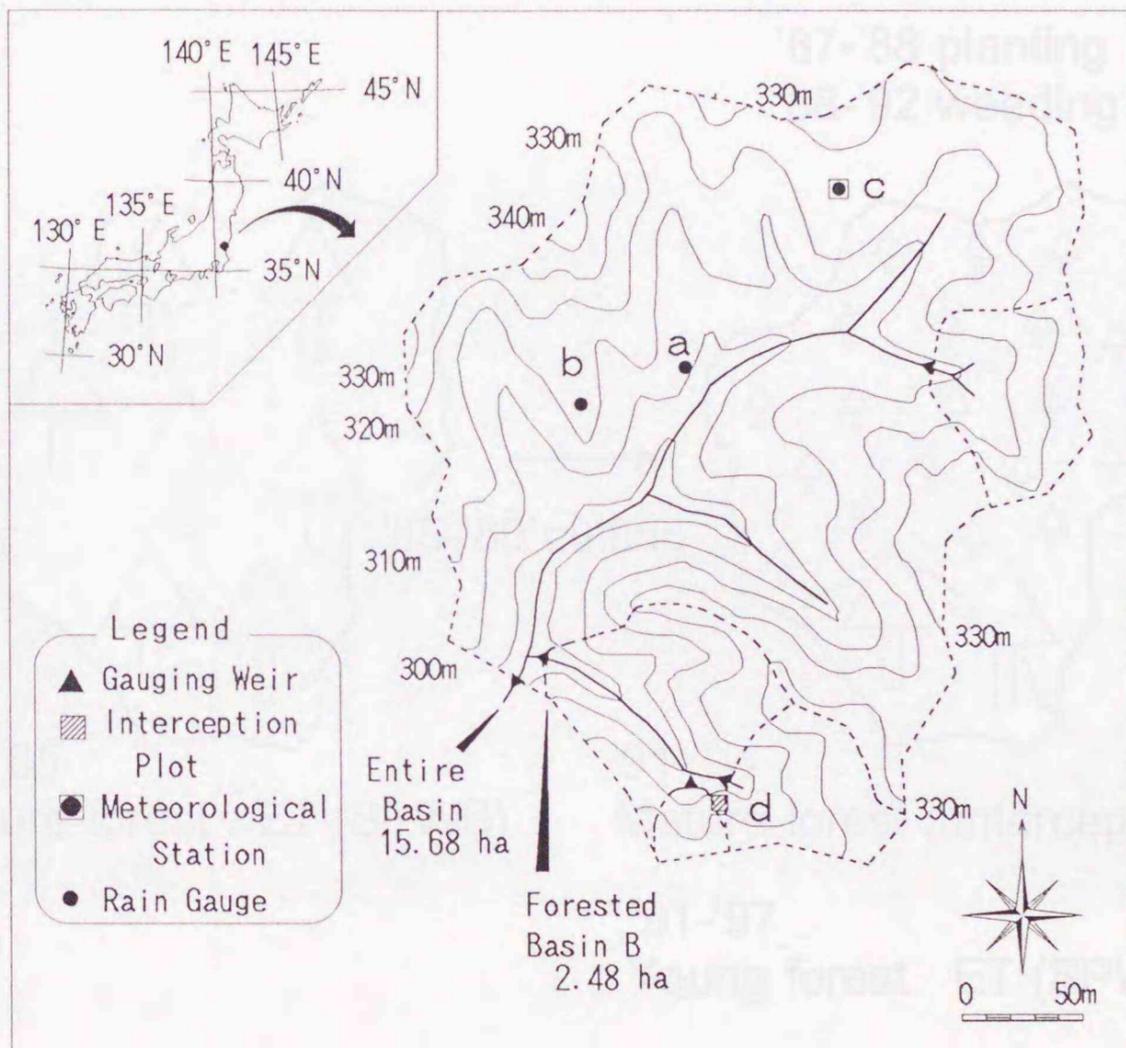


図3-1. 常陸太田試験地の測器の配置

Fig. 3-1. Hitachi Ohta Experimental Watershed and instrumentation.

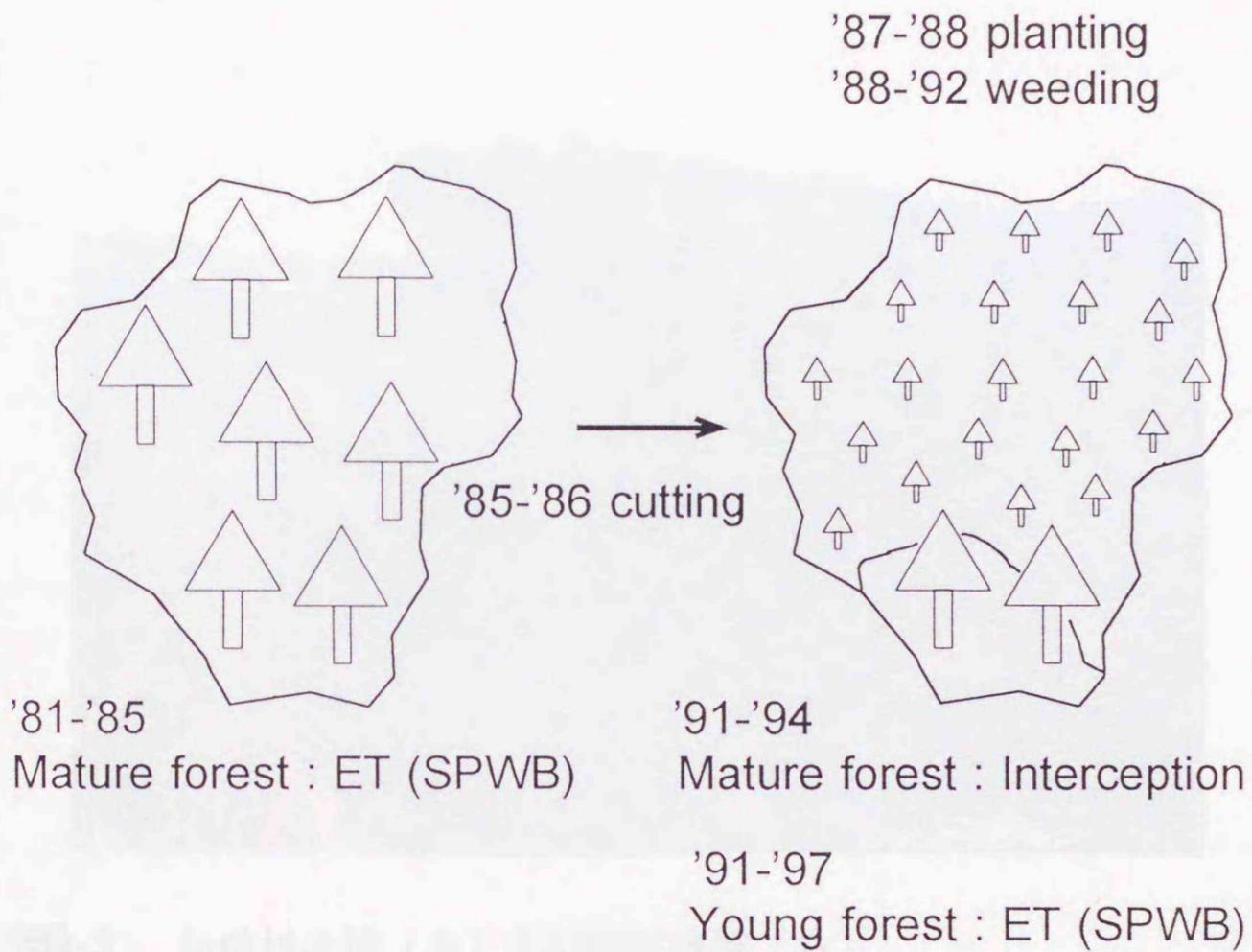


図3-2. 常陸太田試験地の森林の変化と水収支観測

Fig. 3-2. Forest changes and water budget measurements in Hitachi Ohta watershed. Seasonal changes in evapotranspiration were analyzed by short time-period water-budget method (SPWB).



図3-3. 幼齢林流域（左）と壮齢林流域（右）

Fig. 3-3. Young forest basin (left) and Mature forest basin B (right). Trees in foreground belong to the young forest basin. The photo was taken in 1999.

スギ(*Cryptomeria japonica*)が立派な林分となっていることが分かり、1980年に全流域の流量観測と雨量観測が再開された。なお、4つのサブ流域の量水堰は1988年以降に設置されている。この観測再開の後、常陸太田試験地では、斜面水文過程 (Sidle and Tsuboyama 1992, Tsuboyama et al. 1994a, Tsuboyama et al. 1994b, Sidle et al. 1995, Noguchi et al. 1997) や伐採の影響 (藤枝ら 1996), 蒸発散・樹冠遮断 (村上ら 1996a, 村上ら 1996b, Murakami et al. 1999), 水質 (加藤ら 1995) などに関して多くの研究成果が得られている。

1984年以前は流域全体が1919年に植栽されたヒノキ (面積率77%) とスギ (面積率23%) の壮齢林に覆われていたが、1985~1986年にB流域を残して皆伐された。その後、1987~1988年に再びヒノキ (面積率88%) とスギ (面積率12%) が密度3500本 ha^{-1} で植栽されている (図3-2, 図3-3)。植栽から5年間は夏季に下草刈りが行われ、優勢種であるカヤが刈られたが、1999年現在でも下層植生としてカヤが優勢である。1995年2月および1997年12月現在の幼齢林の林況はそれぞれ次の通りであった。平均樹高: 2.9 m, 4.7 m, 平均胸高直径: 3 cm, 6 cm, 密度: 2944 ha^{-1} , 材積: 5 m^3ha^{-1} , 25 m^3ha^{-1} 。一方、1993年現在の壮齢林 (B流域) の林況は、平均樹高18 m, 平均胸高直径32 cm, 密度783本 ha^{-1} , 材積553 $\text{m}^3 \text{ha}^{-1}$ であった。壮齢林の林冠には所々にギャップも存在するが、流域単位で見た場合、林冠は閉鎖している。下層植生は、ヒサカキ (*Eurya japonica*), ツバキ (*Camellia japonica*), ヤブムラサキ (*Callicarpa mollis*), コアジサイ (*Hydrangea hirta*) などである (加藤ら 1995)。なお、幼齢林と壮齢林の葉面積測定がプラント・キャノピー・アナライザー, LAI-2000 (LI-COR Inc., Lincoln, Nebraska, USA) で行われた。これによると葉面積指数は幼齢

林では3.7, 壮齡林では3.8であった(1997年)。この結果については第4章4節でも検討する。

第2節 気象観測

雨量計は, 1980~1985年の間, 図3-1のa地点に設置されていた。その後, この雨量計は壮齡林の皆伐と同時にb地点に移され, さらに1989年にc地点にもうひとつの雨量計が設置された。a地点およびb地点では一転倒が0.5 mmの転倒ます型雨量計とトータライザー(貯留型雨量計), c地点では一転倒が0.1 mmの転倒ます型雨量計とトータライザーがそれぞれ用いられた。どちらの地点においてもトータライザーの値を真値として転倒ます型雨量計の値を補正した。2台の雨量計(b地点とc地点)が設置されていた期間については, b地点の一転倒0.5 mmの雨量計の値が一降水(6時間を区切りとする)について5.0 mm以上の場合だけ両者の平均を流域雨量(P)とし, 5.0 mm未満の場合はc地点の雨量計の値を用いた。これは林内雨量が約0.1 mmの測定精度を持つのに対して, b地点の雨量計が0.5 mm刻みでしか測定できないため, 降水が少ない場合にはこの影響で樹冠遮断量の測定誤差が大きくなる可能性が考えられるためである。なお, 2台の雨量計の年間降水量を比べると, 一貫してc地点よりb地点のほうが大きく, その差は1991~1997年の7年間の平均で3.4%, 標準偏差は1.7であった。

図3-1のc地点の露場においては, 1989年以降, 気象観測が行われている(図3-4)。観測項目は, 全天日射量(SR-180), 温湿度(サーミスタ温度計,



図3-4. 気象観測露場

Fig. 3-4. Meteorological station. This station is located at the point c in Fig. 3-1.

高分子系湿度センサー，HM-202S），風向・風速（風車型風向風速計，KS-82P，高さ5 m），気圧，地温，パン蒸発量で，いずれも池田計器製作所製である。これらのデータは0.1 mmの転倒ます型雨量計のデータとともに10分間隔で磁気媒体に記録されている。常陸太田試験地には商用電源がないため，この気象計測システム（多点データ集録装置，池田計器製作所）は太陽電池によってバッテリーを充電することにより作動している。

第3節 樹冠遮断量

樹冠遮断の測定プロットは，1990年に図3-1のd地点に設けられた。d地点は1985～1986年の皆伐の際，伐採されずに残された壮齡林流域（B流域）に位置する。図3-5に示したように，樹冠通過雨は2つの樋型雨量計（長さ638 cmと651 cm，幅20 cm）で集水し，樹幹流下雨は6本の代表木にウレタンマットを巻き付けて集水した。これらの方法で集められた樹冠通過雨と樹幹流下雨は，ビニールチューブによってそれぞれ自動排水機付きの水位計（図3-6）に導かれ，水位に換算されて記録される。

樹冠通過雨量は，集水された雨水の体積を樋の面積で割って算出した。樹幹流下量は，集水された雨水の体積を樹冠占有面積で割って求めた。樹冠遮断量Iは，流域雨量（林外雨量）Pから樹冠通過雨量 P_t と樹幹流下量 P_s の和である林内雨量 P_n を差し引いて求めた。すなわち，

$$I = P - P_n \quad (3.1)$$



図3-5. 林内雨量（樹冠通過雨量と樹幹流下量）の測定

Fig. 3-5. Measurement of net precipitation (throughfall and stemflow).

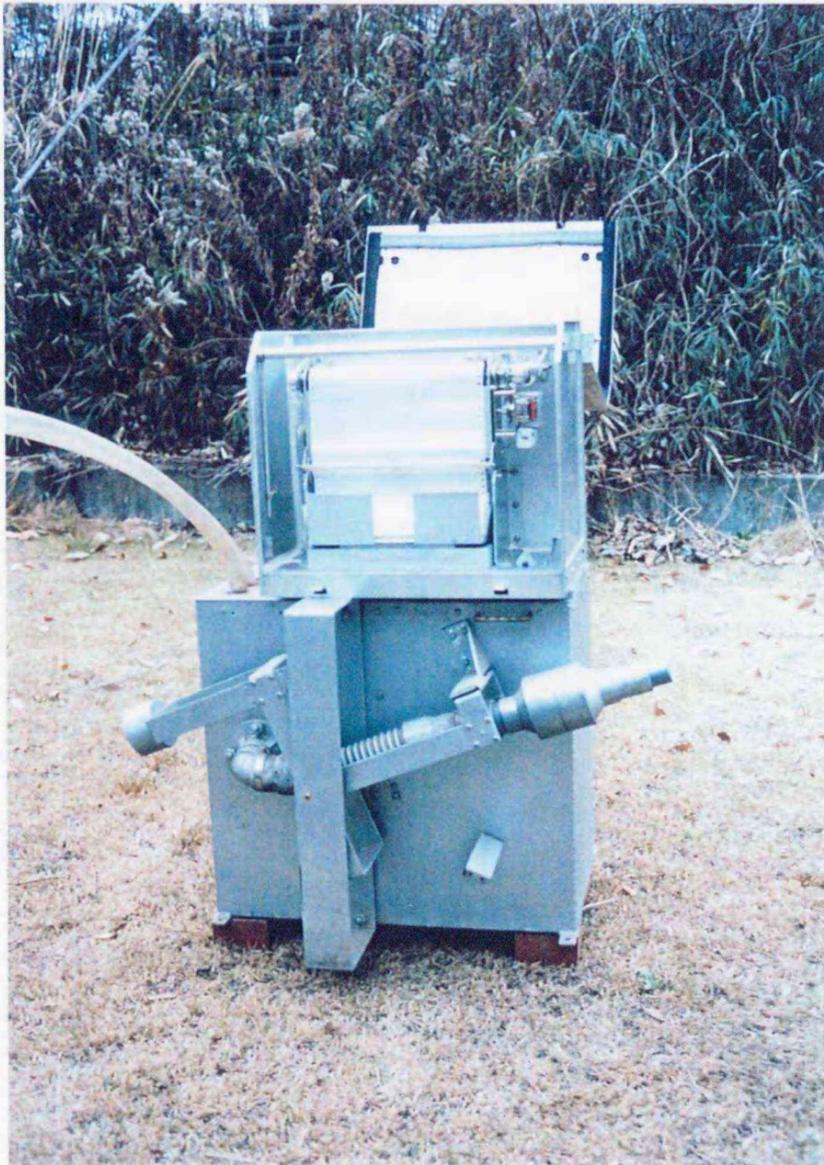


図3-6. 自動排水機付きの水位計

Fig. 3-6. Water level gauge with automatic drainage system.

である。樹冠遮断量の解析は、一降雨ごとに行った。雨が止んでから6時間以上、雨が観測されなかった場合を一降雨の区切りとした。なお、解析期間は1991～1994年の4年間である。

第4節 流量観測と蒸発散量

全流域と4つのサブ流域の流量観測は、いずれも頂角60°のVノッチを備えた量水堰堤によって行われた。水位はフロート式長期自記水位計（横河電子機器（株）水研62型）によって記録された。本研究で対象とする全流域とB流域の量水堰の状況を図3-7と図3-8にそれぞれ示した。幼齢林で覆われた流域の流量は、全流域の流量からB流域の流量を差し引いて求めた。流量データの解析を行った期間は、壮齢林（全流域）については1981～1985年、幼齢林の流域では1991～1997年である。

蒸発散量は雨量から流量を差し引くことによって、年間の量と季節変化についてそれぞれ求めた。常陸太田試験地は太平洋岸に位置しているため、渇水期が冬季に当たる。このため年間水収支の計算については水文年と暦年を同じに設定する（1月から12月）ことにした。一方、蒸発散量の季節変化を求める方法としては、短期水収支法（鈴木 1985）を用いた。鈴木（1985）は、流域貯留量 $S(t)$ が流量 $Q(t)$ とその時間変化量 dQ/dt との関数であると仮定した。すなわち、

$$S(t) = f [Q(t), dQ/dt] \quad (3.2)$$



図3-7. 全流域(15.68 ha)の量水堰

Fig. 3-7. Gauging weir for entire basin (15.68 ha).



図3-8. B流域(2.48 ha)の量水堰

Fig. 3-8. Gauging weir for basin B (2.48 ha).

この仮定のもとでは、 $Q(t)$ と dQ/dt のいずれもが等しい時刻 t_1 、 t_2 において $S(t_1)$ と $S(t_2)$ とが等しくなる。したがって、(2.6)式において ΔS がゼロとなり、蒸発散量は t_1 と t_2 の期間中の降水量の総和と流量の総和との差として求められる。鈴木(1985)は次の3つの仮定が満たされるように t_1 と t_2 を決めている。

①先行する2日間に降水が無く、当日も無降水である日を水収支の起日、終日の候補とする。

②この候補期間で、日流出量の差が日流出量の2%以内である日の組を t_1 、 t_2 とする。

③この組のうち、期間が8日以内のもの、60日以上のものを除外する。

鈴木(1985)は②の条件で流出量の差を2%以内としているが、ここではサンプル数を増やすために5%とした。①は dQ/dt に大きく影響する直接流出を除くための条件、②は等しい $Q(t)$ を見つけるための条件、③は期間が短すぎると求められる日平均蒸発量の変動が大きくなる場合があること、長すぎると季節変化を求められなくなること、の2点を考慮したものである。

この方法では、流域貯留量 S が Q と dQ/dt だけの関数であると仮定しているが、この仮定が成り立たない場合には誤差を生じる可能性がある(第5章)。しかし、その簡便性から日本の流域試験における蒸発散量の季節変化を求めるための標準的な方法といえるほど多用されている(蔵治 1996)。第5章では短期水収支法から算出した蒸発散量の値を月毎に平均した結果を用いる。

以上のようにして算出された蒸発散量の年間値と月別値は、対象とする林分の構造と、そのときの気象条件とを反映したものである。次の第4章では、こ

第4章 蒸発散モデルと森林パラメータ

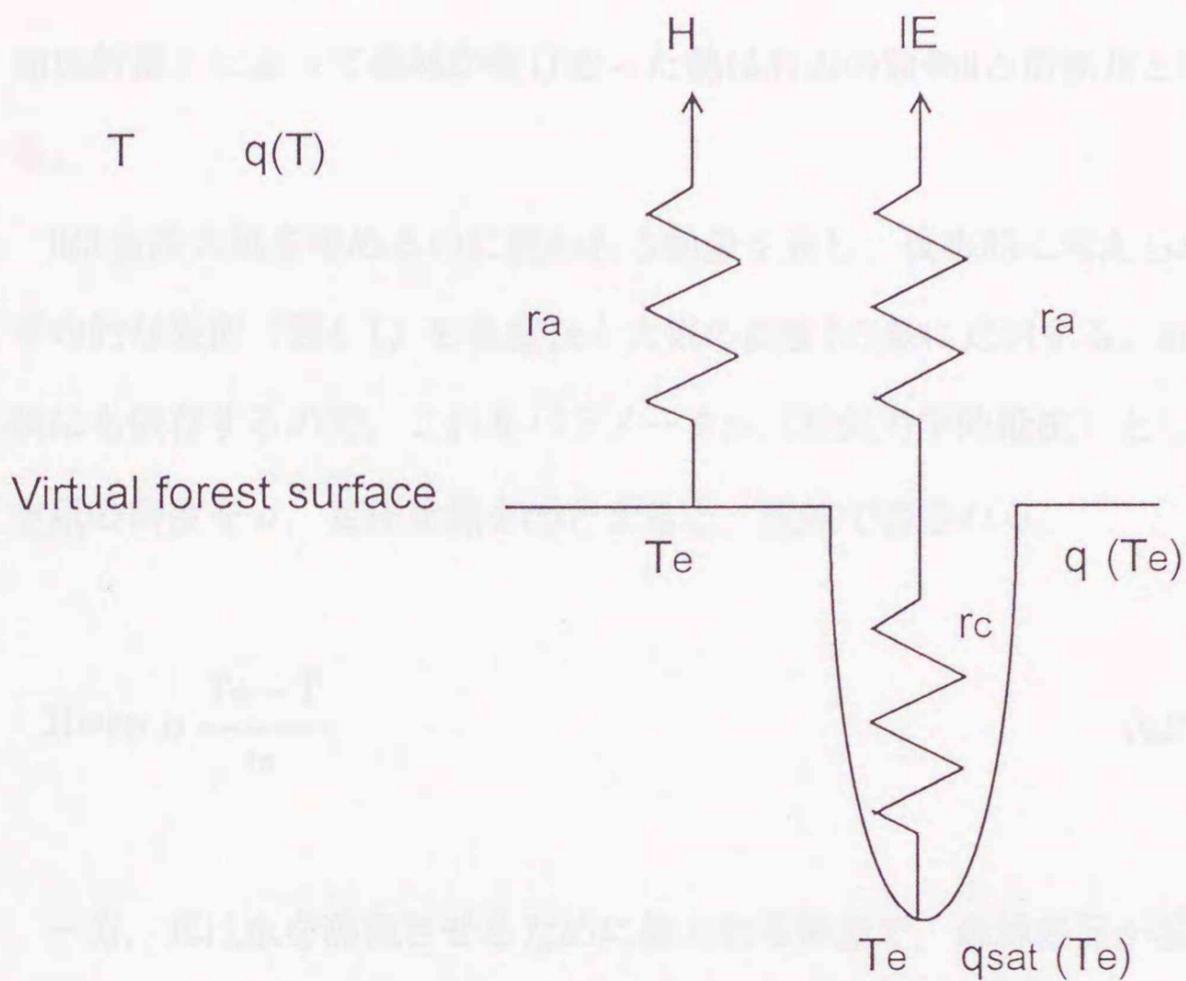
ここでの蒸発散量は、蒸散量と樹冠遮断量とだけからなると仮定した。実際には、未閉鎖の林分については未閉鎖部分からの蒸発散量を、閉鎖林についても林床面や下層植生からの蒸発散量を考慮する必要がある。ここでは、これらの効果は森林パラメータに含まれているものとして扱う。第1節と第2節ではペンマン・モンテイス式に基づいて蒸散、樹冠遮断のモデルをそれぞれ構築する。第3節では蒸発散量が林分構造（立地条件が一定なら林齢）に依存するとする仮説を提示し、これに基づいて第1節と第2節のモデルに用いる森林パラメータを林齢の関数として表現することにより、蒸発散の林分構造依存モデルを構築する。

第1節 熱収支式とペンマン・モンテイス式

ペンマン・モンテイス式は以下の4つの式から導かれる。(4.1)式はエネルギーの保存を表す基本式（熱収支式）である。

$$R_n - G = H + LE \quad (4.1)$$

純放射量 R_n は天空からの放射によって地表面（森林）に届く熱（下向き短波、下向き長波放射）のうち、反射されて地表面が受け取らない分（上向き短波放射）と地表面自身が天空への放射によって失う熱（上向き長波放射）を除いた



- T : Air temperature
- T_e : Virtual surface temperature
- q : specific humidity
- q_{sat} : saturated specific humidity
- H : sensible heat
- IE : latent heat
- r_a : aerodynamic resistance
- r_c : canopy resistance

図 4-1. 仮想的な森林表面からの顕熱，潜熱の輸送と空気力学的抵抗，群落抵抗の模式図

Fig. 4-1. Sensible and latent heat flux from virtual forest surface, and aerodynamic and canopy resistance.

ものを表し、地中熱流量 G は地表面に入る熱の量を表す。左辺の $R_n - G$ (有効放射量) によって森林が受け取った熱は右辺の顕熱 H と潜熱 LE とに分配される。

H は直接大気を暖めるのに使われる熱量を表し、仮想的に考えられる森林の平均的な表面 (図4-1) の温度 T_e と大気温度 T の差に比例する。 H は地表面形状にも依存するので、これをパラメータ r_a (空気力学的抵抗) として取り入れ、空気の密度を ρ 、定圧比熱を c_p とすると、次式で表される。

$$H = c_p \rho \frac{T_e - T}{r_a} \quad (4.2)$$

一方、 LE は水を蒸発させるために使われる熱量で、森林表面が濡れている場合は T_e における飽和比湿 (飽和水蒸気量) $q_{sat}(T_e)$ と大気の比湿 $q(T)$ の差に比例する。しかし、森林の表面は常に水蒸気飽和の状態ではなく、気孔の開閉や降水による濡れ方に依存して表面比湿 $q(T_e)$ が決まる。そこで気孔の開閉 (森林表面の湿りの程度) を表すパラメータとして群落抵抗 r_c を取り入れる。また、 $q(T_e)$ が同じであっても、潜熱 LE は顕熱 H と同様に地表面形状に依存するので r_a も取り込むことにする。 r_c と r_a は直列に配置されているとする (図4-1) と、

$$LE = \rho \frac{q_{sat}(T_e) - q(T)}{r_a + r_c} \quad (4.3)$$

厳密には、 H に対する r_a と LE に対する r_a とは異なるが、ここでは近似的に同じとして扱う。一方、飽和比湿と温度との関係において近似式、

$$q_{\text{sat}}(T_e) \cong q_{\text{sat}}(T) + \Delta (T_e - T) \quad (4.4)$$

$$\Delta \equiv \frac{dq_{\text{sat}}}{dT} \quad \text{at } T=T$$

を用い、(4.1)～(4.3)式と組み合わせて、 $q_{\text{sat}}(T_e)$ と T_e とを消去すると、(4.5)のペンマン・モンテイス式が得られる。

$$E = \frac{\Delta (R_n - G) + c_p \rho [q_{\text{sat}}(T) - q(T)]/r_a}{\Delta + (c_p/l)(1 + r_c/r_a)} \quad (4.5)$$

R_n の中の下向き長波放射は気温、相対湿度、日照時間から推定した（近藤ら1991）。上向き長波放射はステファン・ボルツマンの法則から推定し、 $G=0$ 、アルベドは0.1とした。

第2節 蒸散・樹冠遮断モデル

蒸散は日の出から日没までの間に起こると仮定する。ただし、降水中と降水終了後6時間は樹体が湿っていて蒸散は起きないとする。これらの条件の下で(4.5)式の水蒸気フラックス E が蒸散量 T を与えるものとする。

樹冠遮断モデルは、近藤ら(1992b)のモデルとペンマン・モンテイス式とを基礎にして新たに構築した。このモデルは樹冠遮断量 I を一降水毎に計算するもので、(2.1)～(2.5)式が基本になっている。一降水の区切りは6時間とした。

降水強度が小さい場合は蒸発速度が降水の捕捉率より大きく、樹体にぶつかった降水粒子はすべて蒸発すると考える。一方、降水強度が大きい場合、 I は降水中の蒸発と降水終了直後の樹体が乾く過程での蒸発との和であると考え。これらを式で表すと、

降水強度が小さい場合： $\Omega * P < E \tau + S_{MAX}$ のとき

$$I = \Omega * P \quad (4.6)$$

降水強度が大きい場合： $\Omega * P \geq E \tau + S_{MAX}$ のとき

$$I = E \tau + S \quad (4.7)$$

$$S = S_{MAX}[1 - \exp(-P/S_{MAX})] \quad (4.8)$$

$$\Omega * = \Omega [1 - \exp(-F \cdot LAI / \Omega)] \quad (4.9)$$

ここで、 $\Omega *$ ：降水粒子が樹体にぶつかる確率、 P ：降水量、 E ：ペンマン・モンテイス式で湿面を仮定 ($r_c = 0$) して計算される水蒸気フラックス、 τ ：降水の継続時間、 S_{MAX} ：樹体の保水容量、 S ：樹体の保水量、 Ω ：樹冠の閉鎖度 ($0 \leq \Omega \leq 1$, 閉鎖林分では、 $\Omega = 1$)、 F ：葉面の傾きファクター、 LAI ：葉面積指数。なお、 E は(2.2)～(2.4)式の k_e と等しい。

このモデルには、多くの森林パラメータが含まれている。これらのうち、結

果に敏感なものは r_a と S_{MAX} であり、これ以外のものはあまり結果に敏感ではない(村上ら 1996a)。

第3節 森林パラメータの検討

蒸発散量は森林被覆状態に依存して変化する(第2章第2節)。森林被覆状態を定量化した物理量、すなわち林分構造は、立地条件が一定の下では林齢に依存するはずである。そこで、以下では「蒸発散量は林齢に依存する」という仮説に基づき、この仮説をモデルに組み込むために第1節と第2節で構築したモデル中の森林パラメータを林齢の関数として表す。具体的には、空気力学的抵抗 r_a 、群落抵抗 r_c 、樹体の保水容量 S_{MAX} 、葉面積指数LAI、樹冠閉鎖度 Ω 、葉面の傾きファクター F である。このうち F は一定(0.5)と仮定した。

1) 空気力学的抵抗

空気力学的抵抗 r_a は対数則を用いて推定する。対数則は接地境界層内で風速、温位、比湿の鉛直プロファイルが高度の対数と直線関係になるというものである。また、ここでは第1節で述べたように、 H に対する r_a と z_0 に対する r_a とを区別しない。対数則を用いると、 r_a は、

$$r_a = \frac{1}{\kappa^2 u} \left[\ln \frac{z-d}{z_0} \right]^2 \quad (4.10)$$

ここで、 $\kappa (=0.4)$: カルマン定数, u : 高さ z における風速, d : ゼロ面変位, z_0 : 粗度である。 z_0 は地物の高さとその幾何学的配列に依存し, 高い地物が存在する地表ほどが大きくなる傾向がある。また, 地物がまばらな場合は $d=0$, 地物が非常に密に並んだ場合は $d=h$ に漸近する (近藤 1994)。ここでは服部 (1985)が森林についてまとめた関係式, $d=0.78h$, $z_0=0.07h$ (h は樹高) を用いる。壮齢林流域については, (4.10)式において $z=h=18$ m とすると $ra=8.2/u$ となる。ここでは, u は露上において高さ 5 m で測定した風速をそのまま用いた。幼齢林流域では z は風速計の設置高である5 m とし, h を測定に基づいて1.8 m (1991年)~ 4.9 m (1997年)まで変化させた。これにともなって, 幼齢林流域の ra は $70.2/u$ から $12.2/u$ まで減少した。

任意の林齢における ra を推定するためにまず, 既存の文献に基づき ura の h 依存性を表4-1にまとめた。この表では ra ではなく, ura を示した。これは(4.10)式において ra が u に反比例すると仮定すれば, ura が定数となるためである。図4-2(a)には表4-1でレビューした値とJarvis et al. (1976)がまとめた値, さらに, (4.10)式を用いて幼齢林と壮齢林について計算した値を樹高 h に対してプロットしてある。 ura の値は, 樹高 h が約6 m以下では h の増加とともに減少するが, 樹高約6 m以上の森林ではそれ以下の場合と比べて樹高依存性が小さく, 一定となる傾向を示している。関東のヒノキ林についての樹高 h と林齢の関係 (図4-2(b), 大友(1983)) を使って図4-2(a)の h を林齢に変換すると, 林齢と ura の関係が得られる (図4-2(c))。図4-2(c)は, ura が林齢とともに減少し, 約20年以上では一定になる傾向を示している。これは林齢約20年で何らかの林分構造の変化が起こり, それが ura に反映されたものと考えられる。

表4-1. 空気力学的抵抗と風速との積 u_{ra} と樹高 h の文献値

Table 4-1. Published data on aerodynamic resistance multiplied by wind speed u_{ra} and tree height h .

$z=h+2$ and $u_{ra}=\text{constant}$ are assumed in eq.(4.10) except Hattori et al. (1993) and Mizutani and Ikeda (1995). For those sources, refer to the footnotes.

Source	u_{ra} (s m^{-1})	h (m)
Hattori et al. 1981	3.3	11.0
Hattori et al. 1993	9.6 a	7.0
Mizutani and Ikeda 1995	7.3 b	14.3
Teklehaimanot et al. 1991	5.8	10.0
Rampisela et al. 1990	1.4 c	12.0

a $z=h+1.5$, $u_{ra}=9.6/u^{1.09}$

b $z=h+4.2$

c Calculated from the values of z_0 and d in the paper by using eq.(4.10).

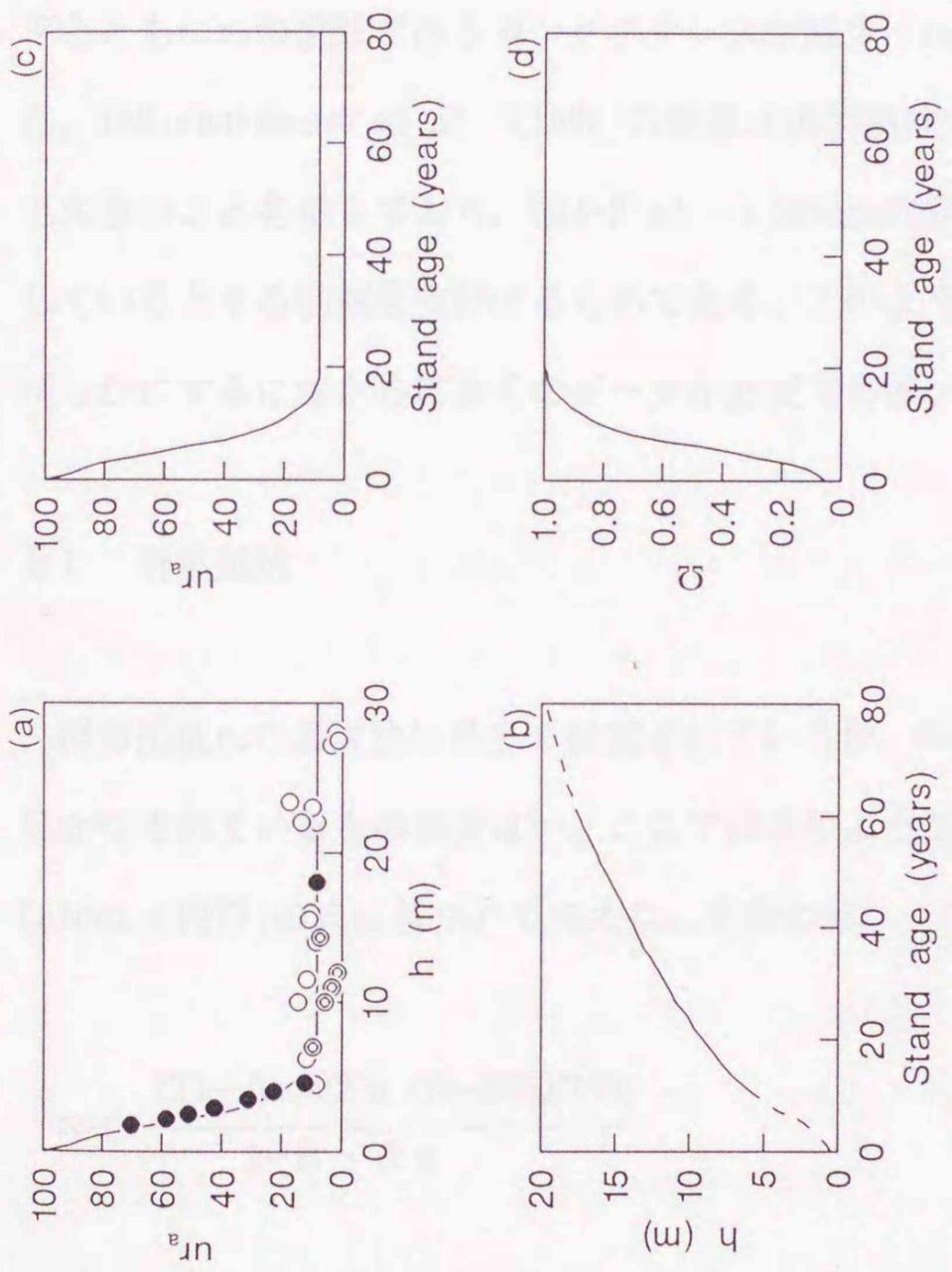


図4-2. 空気力学的抵抗と風速の積 u_{ra} , 樹高 h , 林齢 h , 林齢と樹冠閉鎖度 Ω

Fig. 4-2. Aerodynamic resistance multiplied by wind speed u_{ra} , tree height h , stand age and degree of canopy closure Ω . (a) u_{ra} and h , ● : this study, ○ : Jarvis et al. 1976, ◎ : Table 4-1. The solid line in the figure is to guide the reader's eye. (b) Stand age and h (Ohtomo 1983), (c) Stand age and u_{ra} . The solid line was converted from Fig. 4-2 (a) using Fig. 4-2 (b), (d) Stand age and Ω .

すなわち、ヒノキとスギの人工林は、約20年で樹冠が閉鎖することから、図4-2(a), (c)においてuraが減少から一定へと転じる変曲点は樹冠が閉鎖する時期と関係していると推測される。Teklehaimanot et al. (1990)は林分密度を間伐によって4通り(3000(間伐前), 625, 277および156 ha⁻¹)に設定したSitka spruce (*Picea sitchensis*)の林分(樹高はいずれも10 m)において、密度の低下とともにraの逆数であるコンダクタンスが減少(raが増加)することを示した。Teklehaimanot et al. (1990)の結果は未閉鎖林分のraが閉鎖林分のraよりも大きいことを示しており、図4-2(a), (c)のuraの変曲点が樹冠の閉鎖と関係しているとする推測を支持するものである。このような林分構造とraの関係を明らかにするにはさらに多くのデータが必要である。

2) 群落抵抗

群落抵抗rcの表現法は数多く提案されているが、年間を通して観測による検証がなされているものは少ない。ここではこのような検証がなされているCalder (1977)の式に基づいて与えた。すなわち、

$$r_c = \frac{C[1 - A \cos(2\pi(D - 222)/365)]}{1 - B \cdot \delta e} \quad (4.11)$$

ここで、A, BおよびCは観測に基づいて与える定数、Dは1月1日から数えた日数、 δe は飽差である。もしも飽差が一定であれば、(4.11)式は1月1日から数えて222日目(8月10日)に極小を持つ季節変化をすることになり、Aはこの

季節変化の振幅の大きさを表すパラメータである。また、(4.11)式は飽差が増すと気孔が閉じて r_c が大きくなることを表しており、 B は飽差の増大による r_c の増加の度合いを表すパラメータである。 C は日中の r_c の年平均値に近い値を取ることになる。

壮齡林については A , B および C の値は一定であると仮定して文献値を与えた。すなわち、 $A=0.37$, $B=0.036 \text{ hPa}^{-1}$ は3つの研究 (Calder 1977, Rampisela et al. 1990, 水谷・池田 1995) の平均値, $C=130 \text{ s m}^{-1}$ は5つの研究

(McNaughton and Black 1973, Stewart and Thom 1973, 服部ら 1981, 山野井・大谷 1992, 服部ら 1993) の平均値を与えた。

(4.11)式は土壌水分の効果を含んでおらず、土壌水分の不足による蒸散抑制が起こることは想定されていない。したがって(4.11)式は湿潤な森林流域でのみ有効な式であるが、日本の多くの森林ではこの条件が満たされると考えられる。すなわち、近藤ら(1994)は日本の森林では流域貯留水量の不足による蒸散抑制が起きることはほとんど無いことを、タンクモデルと短期水収支法および熱収支モデルとを組み合わせ示した。近藤ら(1994)が用いた水文データは東京大学愛知演習林の3流域, 森林総合研究所(旧 林業試験場)の去川(宮崎県), 竜の口(岡山県), 釜淵(山形県)の各試験地および岩手県の沢内・湯田のものである。また、熱収支モデルに入力するデータは最寄りの気象官署のものを用いている。近藤ら(1994)の解析手順は、

①タンクモデルで流域貯留水量(土壌水分量)を見積もる。このとき、蒸発散量は熱収支モデルで計算する。

②短期水収支法から求めた蒸発散量の観測値と熱収支法で計算した蒸発散量の値(蒸散の抑制は考慮されていない)とを比較する。

③①の流域貯留水量の多いときと少ないときとで、②の観測値と計算値の比が変化するかどうかを調べる。

④もしも蒸散の抑制が起きていれば、蒸散の抑制が考慮されていない②の計算値が観測値と比べて過大になるはずである。

以上の手順で蒸散量抑制の有無を検討した結果、流域貯留水量が少ない少雨の年でも、②の観測値と計算値との比に低下は見られなかった。

任意の林齢における r_c は、(4.11)式の C を変化させることによって推定した。任意の林齢における C は、服部(1992)に基づいて葉面積指数LAIに反比例すると仮定した。壮齢林の C の値とLAIとを C_m 、 LAI_m とすれば、

$$C = \frac{LAI_m}{LAI} C_m \quad (4.12)$$

(4.12)式から C を計算するためには、LAIの林齢依存性を知る必要がある。これについては第3節4)で述べる。

(4.11)式の A と C を与えるために用いた文献の観測地域は北緯 $33^\circ \sim 52^\circ$ の範囲で暖帯林～寒帯林にあたり、しかも(4.11)式は水分不足による蒸散の抑制が起きないことを仮定している。ここで述べた群落抵抗は、このような立地条件の下で適用する場合には有効と思われる。しかし、熱帯多雨林、および半乾燥地帯や森林限界付近の亜高山帯の森林などでは立地条件が大きく異なるため、ここで用いた群落抵抗をそのまま適用できない可能性がある。

3) 樹冠遮断モデルのパラメータ

第2節で述べた樹冠遮断モデルに必要なパラメータは、樹体の保水容量 S_{MAX} 、樹冠閉鎖度 Ω 、葉の傾きファクター $F(=0.5)$ 、葉面積指数LAIである。4)で述べるように、壮齡林のLAIは林齡に対してほとんど一定であり林齡に対する林分構造の変化は小さいと考えられるので、壮齡林に関するこれらのパラメータは一定であると仮定した。すなわち、 $S_{MAXm}=0.98$ mm, $\Omega=1$ とした。このうち S_{MAX} は1991~1994年の観測に基づいて以下のように算出した。

図4-3は1991~1994年に一降水毎に観測された林内雨量 P_n を林外雨量 P に対してプロットしたものである。以下の解説については、この図と関係する樹冠通過雨量、樹冠流下量の観測結果(図5-1~図5-4)も参照されたい。図4-4は P が10 mm以下の部分を拡大したもので、 P が約1 mm以下では P_n はゼロの近くに分布し、 P が約1 mm以上において P_n が P の増加に対して立ち上がり始めることが分かる。このことは P が約1 mmまでは降水の多くが樹冠に捕捉されて林床に届きにくいためと理解される。一方、樹幹流下量は P が約5 mm以下ではほとんど観測されず、8 mm以上でも観測されない場合がある(図5-3)。そこで、ここでは余裕を持たせて P が約9 mmに達して初めて樹体全体が湿った状態になるとする。

ここで、樹体全体が湿っており(P が9.0 mm以上)、湿度が100%に近くて樹冠遮断による蒸発がほとんど起きず、風も弱くて樹体表面に存在する水が落下しにくい状態を考えると、このときの樹体表面の水量が S_{MAX} となる。このような状態はあまり頻繁には生じないと思われ、その判定を客観的に行うのは困難であるが、Leyton et al. (1967)やZinke (1967)などの先例においてもこれと同様の考え方で S_{MAX} を求めている。ここでは図4-3で P が9.0 mm以上において引いた上限の包絡線(白丸で囲った34点に対する回帰直線)で、 $P_n=0$ となると

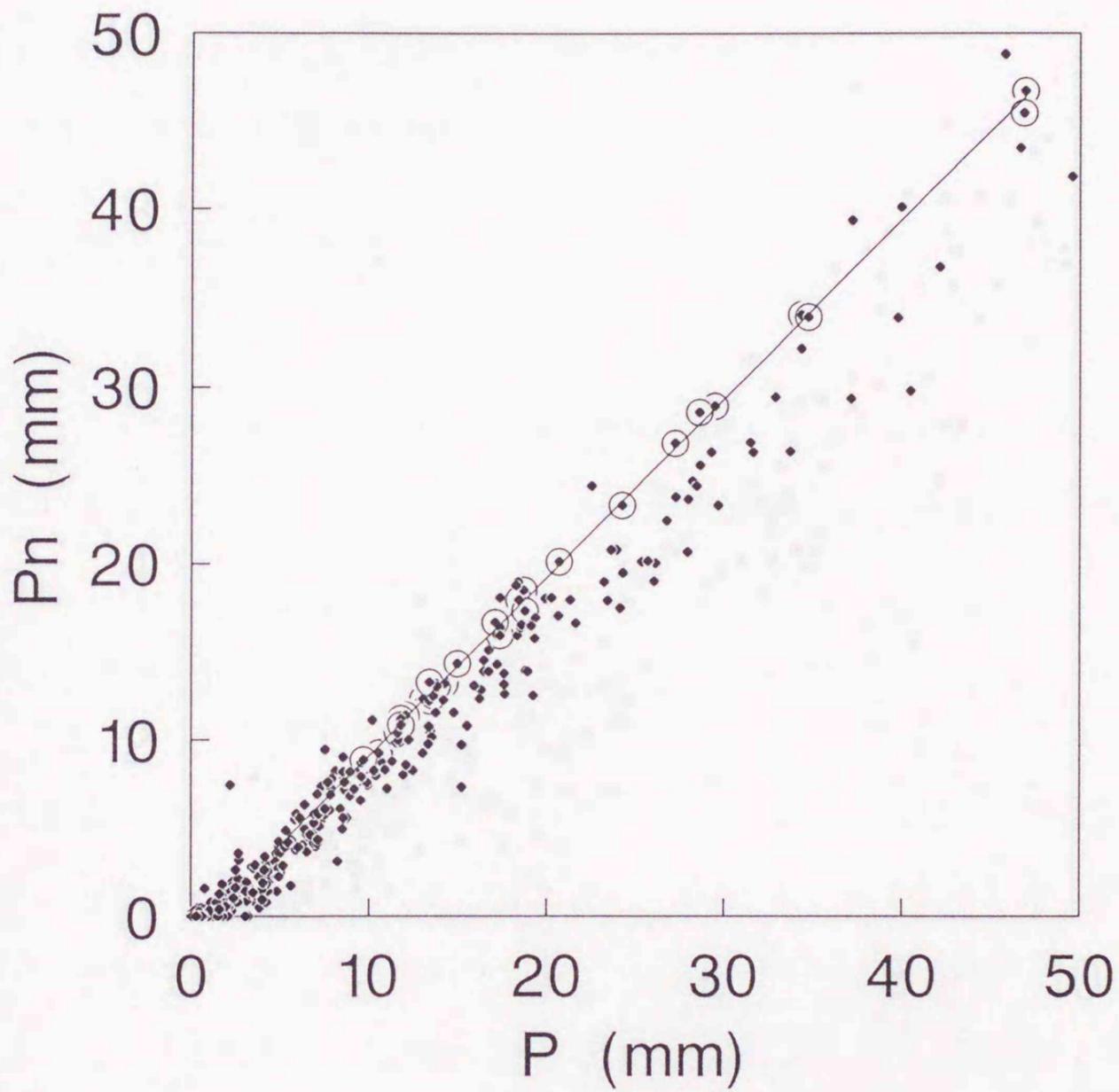


図4-3. 林外雨量Pと林内雨量Pn

Fig. 4-3. Precipitation P and net precipitation Pn. Upper envelope (regression line) is drawn for 34 points except the data for $P_n > P$ and $P < 9$ mm.

$$P_n = 1.010P - 0.991, r=0.999$$

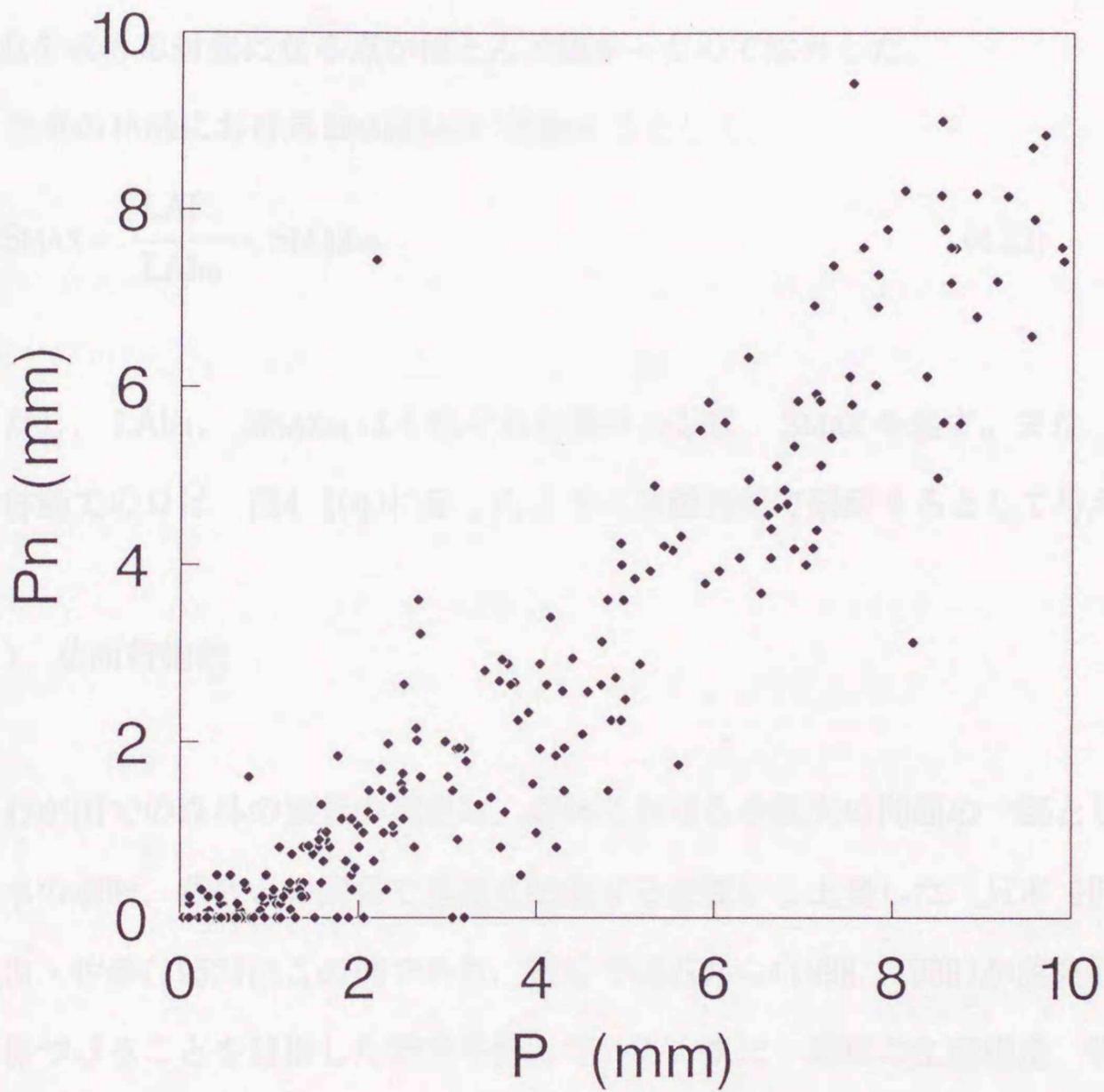


図4-4. 林外雨量Pと林内雨量Pn ($P \leq 10$ mm)

Fig. 4-4. Precipitaion P and net precipitaion Pn (for $P \leq 10$ mm).

きのPの値0.98 mmをSMAXとした。図4-3, 図4-4で $P_n > P$ となる点がいくつか存在するのは, 降水量の測定誤差によるもので, これらの点は対象外とした。また, 図4-3は 50 mm以下の降水しかプロットされていないが, 50 mm以上の降水はSMAXを求める対象になる点がほとんど無かったので除外した。

任意の林齢におけるSMAXはLAIに比例するとして,

$$SMAX = \frac{LAI}{LAI_m} SMAX_m \quad (4.13)$$

ただし, LAI_m , $SMAX_m$ はそれぞれ壮齢林のLAI, SMAXを表す。また, 任意の林齢での Ω は, 図4-2(d)に示したように林齢20年で閉鎖するとして与えた。

4) 葉面積指数

わが国での森林の葉量の調査は, 森林における水収支の問題の一部として, 降水の遮断, 蒸散との関係で葉量を把握する必要から出発した(只木 1976)。丸山・佐藤(1953)はこの例であり, 近年では石井ら(1998, 1999)が蒸発散量と関係づけることを目指した研究を行っている。また, 森林の生産構造, 物質生産の研究が1960年代を中心に生態学者によって精力的に行われ, 葉量について多くのデータが集積された。しかし, 実際に葉量の測定結果と水収支とが対応づけられた研究は行われなかった。これは水収支の測定が葉量(または葉面積指数)の測定に比べて多大な時間と労力を必要とするため, 両者を対応づけるには至らなかったためである。世界的に見ても, 蒸発散量と葉量とを林分構造の変化および林齢との関係で対応づけた研究はほとんどない。

ここでは葉面積指数の観測値と既往の文献値とを用いて、日本のヒノキ、スギについて葉面積指数の林齢依存性および林分構造依存性を検討し、これまでこの章で述べてきた蒸発散モデルのパラメータとして用いる。

LAIの文献値の数は少ないが、葉の乾燥重量に関するデータは多くある(Cannell 1982, 石井ら 1998)。そこで、十分な数のデータを得るために、LAIを葉の乾燥重量に対してプロットし(図4-5)、その回帰直線に基づいて葉の乾燥重量をLAIに変換した。スギについては、葉の乾燥重量はLAIと強い相関があった(図4-5)ので、乾燥重量をLAIに変換した値を図4-6にプロットした。しかし、ヒノキについては葉の乾燥重量とLAIとの間の相関が弱かったので(相関係数0.364)、スギの場合のような変換は行わず、LAIの文献値のみをプロットしてある。図4-6には光学的方法で測定した常陸太田試験地の幼齢林と壮齢林のLAI(第3章1節参照)も示してある。LAIの文献値(Cannell 1982, 石井ら 1998)を示したのは、これらの2つの測定値だけでは、モデルに必要なLAIの林齢依存性を調べるには不十分であったためである。

図4-6の2つの破線は、第5章と第6章のシミュレーションで幼齢林と壮齢林に対して用いるLAIを表す。2つの実線はLAIの大まかな上限と下限を示す包絡線で、林齢15~20年でピークを持つ。LAIは林齢約20年を過ぎると減少し、その後ほぼ一定の傾向を示す。このようにLAI(または葉の乾燥重量)が若齢でピークに達した後、ほぼ一定になることは多くの研究で明らかにされている(第6章第1節2)。しかし、このようなLAIの変化にともなう蒸発散量の変化についてはほとんど研究されていない。本研究では(4.8), (4.9), (4.12), (4.13)式にこのLAIの変化をパラメータとして新たに組み込むことで蒸発散量と林齢との関係を定量的に検討する。なお、図4-6では林齢がゼロのとき、LAI

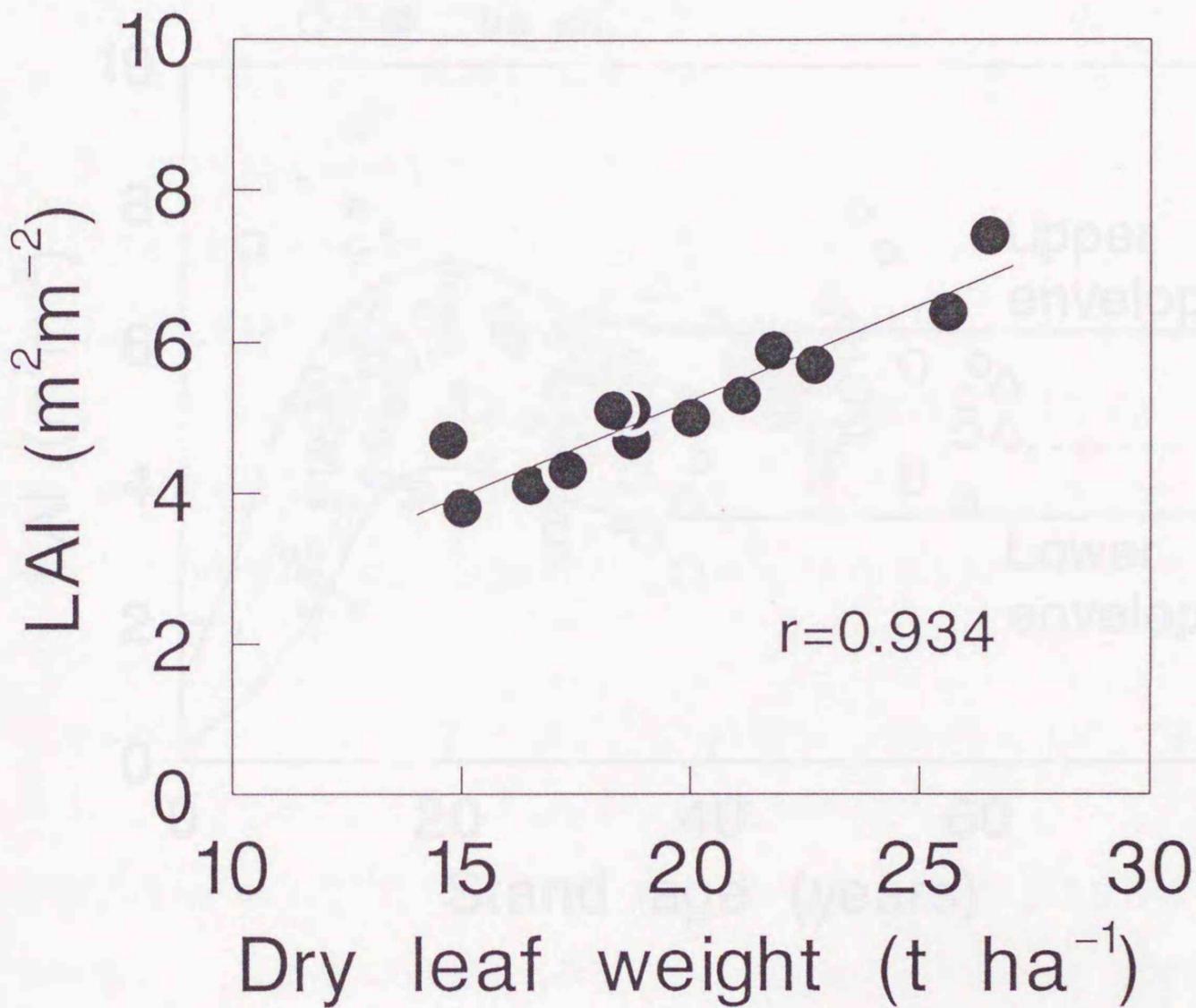


図4-5. スギの葉面積指数LAIと葉の乾燥重量

Fig. 4-5. LAI and dry leaf weight for *Cryptomeria japonica*. The original data were derived from Cannell (1982).

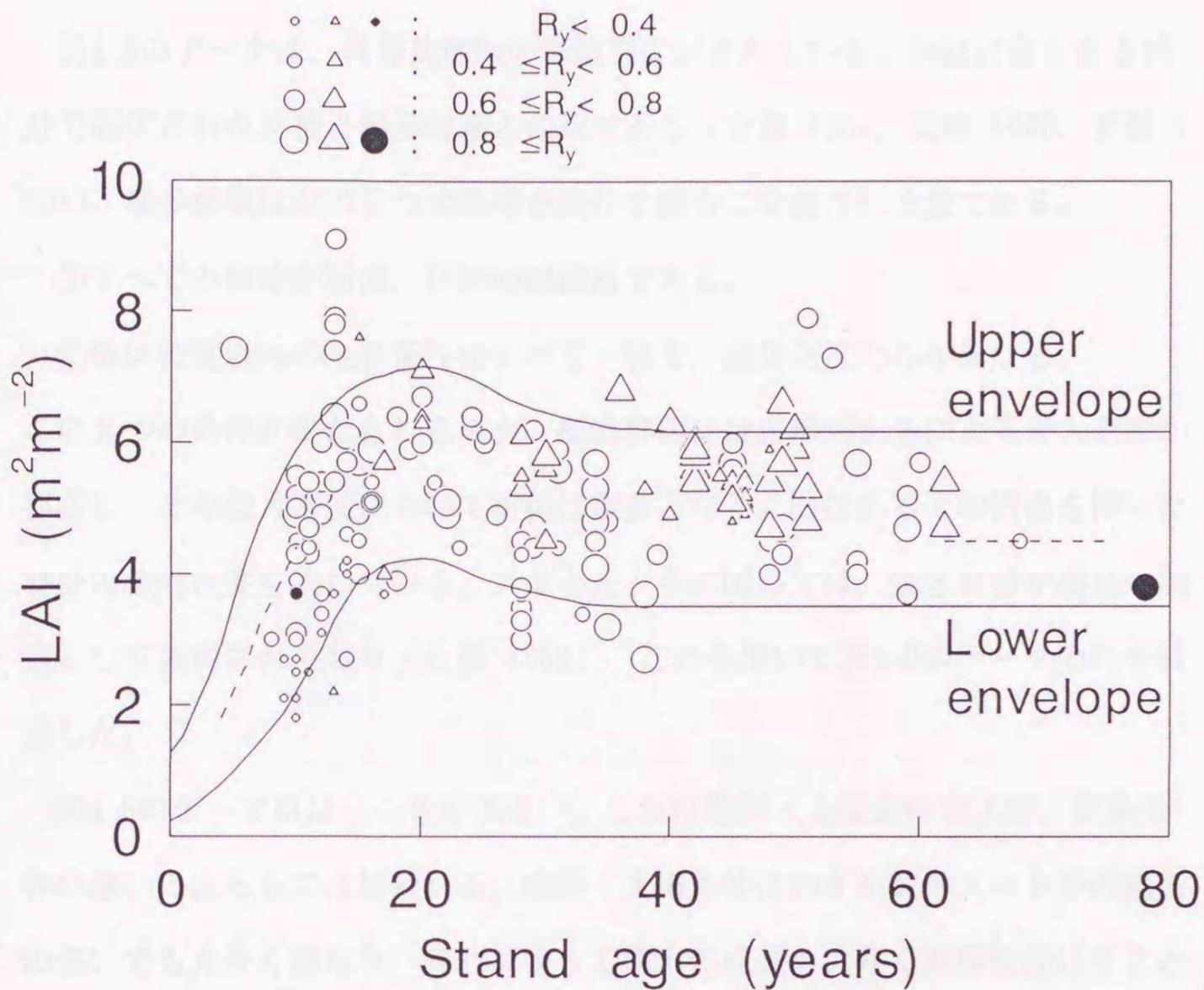


図4-6. 葉面積指数LAIと林齢

Fig. 4-6. Stand age and LAI. ● : measured, △ : *Chamaecyparis obtusa* (Cannell 1982, Ishii et al. 1998), ○ : *Cryptomeria japonica* (Cannell 1982, Ishii et al. 1998). — : lower and upper envelopes, - - - - - : assumed LAI for simulation in chapter 5. Size variations in symbols represent differences of yield index R_y . Some of the LAI for *C. japonica* was predicted from dry leaf weight by the regression line in Fig. 4-5.

はゼロになっていないが、これは植栽時に苗木と下草が存在するために葉量がゼロではないことを考慮したものである。

図4-6のデータは、収量比数 R_y の階級別に示されている。 R_y は対象とする林分で測定された材積と最多材積との比である（安藤 1962, 安藤 1968, 安藤 1992）。最多材積は次の2つの条件を満たす場合に定義される量である。

①すべての個体が同種、同齢の純群落である。

②個体密度以外の生育条件はすべて一様で、個体密度のみが異なる。

この2つの条件が満たされる場合、植物群落には自然間引きによる最大密度が存在し、その最大密度において材積は最多となる。 R_y はある平均樹高を持った林分の相対密度を表している。スギとヒノキに関しては、最多材積が樹高の関数として表現されており（安藤 1968）、これを用いて図4-6のデータの R_y を計算した。

図4-6のデータはばらつきが大きい。これは地形・土壌条件および、気象条件の違いによるものと思われる。地形・土壌条件はわずか数十メートルの場所の違いでも大きく異なり、それによって樹木の成長も大きく影響を受けることがある。例えば常陸太田試験地のヒノキ林のLAIは数十メートル離れた尾根付近と谷付近とでそれぞれ3.2および4.4と、かなり異なった値を示した。これは地形の効果に起因した尾根付近と谷付近での土壌水分条件や養分分布の差によるものと考えられる。これらの地形・土壌条件を定量化することは難しいことから、これらの要因による図4-6のデータの分類は困難である。一方、 R_y の階級別にデータを見ると、林齢約20年以下ではある林齢における R_y がLAIの増加とともに増える傾向を示しており、上限、下限の包絡線が R_y の大小にほぼ対応している。しかし、樹冠は林齢約20年で閉鎖する（図4-2(d)）ので、この林齢

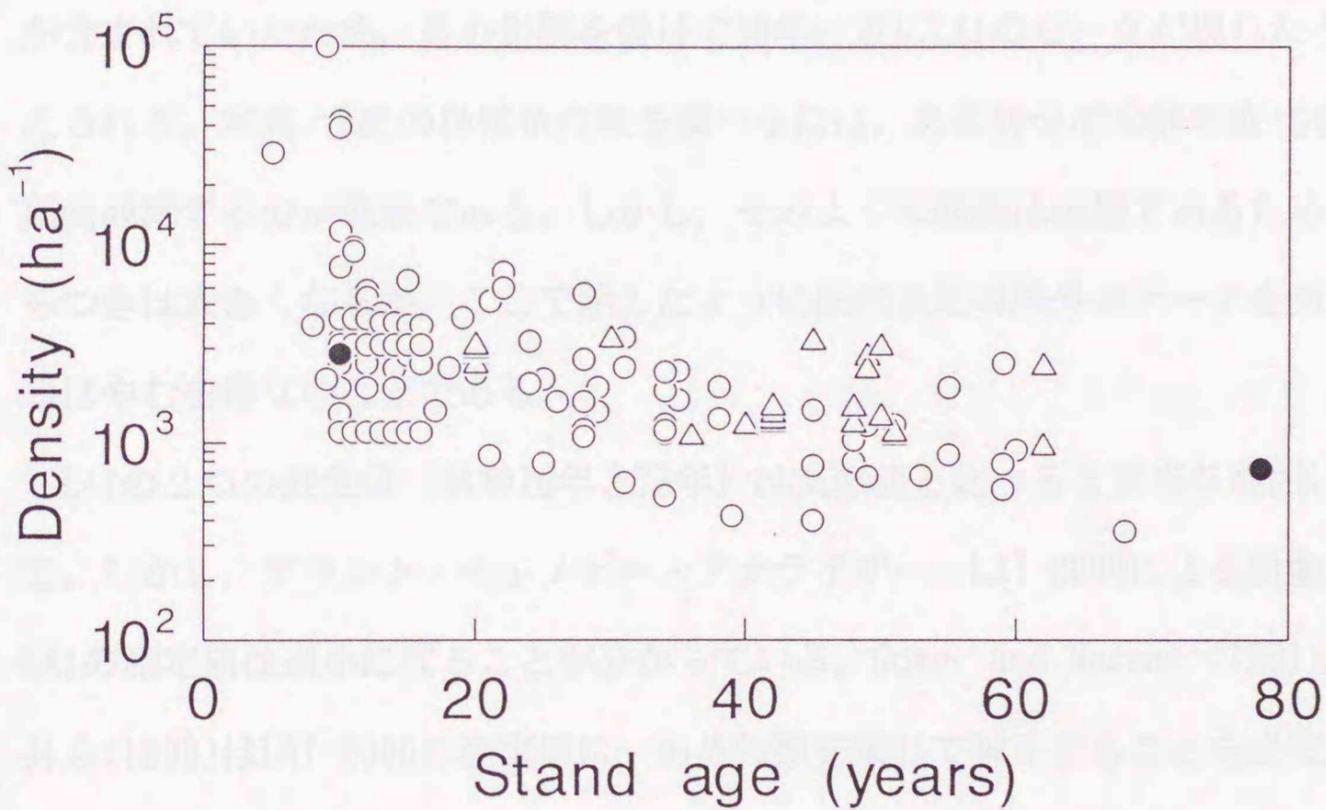


図4-7. 林齢と林分密度

Fig. 4-7. Stand age and stand density. Stand density data corresponding Fig. 4-6 were plotted. ● : measured in Hitachi Ohta, △ : *Chamaecyparis obtusa* (Cannell 1982, Ishii et al. 1998), ○ : *Cryptomeria japonica* (Cannell 1982, Ishii et al. 1998).

以下で R_y がLAIとともに増加するのは当然とも言える。約20年以上の林齢では R_y とLAIの関係は明瞭ではなくなる。

図4-6では林齢15~20年のほかに約50年付近にもLAIのピークが存在するように見える。そこでこの原因について検討したところ、林分密度と関係していることが分かった。図4-7のように林齢と林分密度の関係においては50年付近にピークが有り、図4-6のLAIのピークの林齢と一致する。ある林分の密度は林齢とともに単調に減少し増加することはないが、50年付近に高密度の林分データが含まれていたため、その影響を受けて50年付近にLAIのピークが現れたと考えられる。本来、LAIの林齢依存性を調べるには、ある林分での経年変化を長期間観測するのが理想である。しかし、そのような観測は困難であるため、ばらつきは大きくなるが、ここで示したように国内各地の林分のデータを用いるのはやむを得ないことである。

LAIの2つの測定値（林齢10年と78年）は文献値と比べると妥当な範囲にある。しかし、プラント・キャノピー・アナライザー、LAI-2000による針葉樹のLAIの測定値は過小になることが分かっている。Gower and Norman (1991)と石井ら(1998)はLAI-2000の測定値に、ある係数を乗じて補正することを提案している。その補正係数は約1.5であるが、この値は樹種や林分構造に依存する。いま、仮に測定値に1.5を掛けてみるとLAIは幼齢林が5.7、壮齢林が5.6となり、いずれも図4-6の2本の包絡線の中に収まることになる。

次に林分構造と葉量の関係を検討してみる。パイプモデル (Shinozaki et al. 1964a, 1964b, 吉良 1965) によると、植物個体がある量の葉を支えるためには、それに比例したパイプ（枝と幹の断面積）が必要である。Shinozaki et al. (1964b)は、この理論に基づき、ダケカンバ、ウダイカンバ、シラカン

バの単木について葉の乾燥重量と生枝下断面積の関係を調べた。その結果、両者の対数値はこれらの樹種に依存せず一つの直線で表されることが示された。

この結果から推測すると、図4-6で用いたデータについても断面積とLAIとの間に同様の対応関係があると考えられる。本研究では林分を対象とするので、単木の断面積ではなく胸高断面積合計とLAIとについて検討してみた（図4-8）。なお、パイプモデルに従えば、胸高断面積ではなく生枝下断面積を用いるべきであるが、データがないために前者を用いた。図4-8は、胸高断面積合計が約 $30 \text{ m}^2 \text{ ha}^{-1}$ 以下においてはLAIが胸高断面積合計とともに単調に増加し、 $30 \sim 40 \text{ m}^2 \text{ ha}^{-1}$ でピークに達した後、やや減少してほぼ一定の値になる傾向を示している。胸高断面積合計が約 $30 \text{ m}^2 \text{ ha}^{-1}$ 以下においてLAIが増加するのは、このような若齢林では胸高直径と生枝下直径とがほぼ等しいためにパイプモデル理論の適合性が高いためと考えられる。しかし、林齢の増加とともに胸高直径が生枝下直径よりも大きくなるため、図4-8の胸高断面積合計約 $30 \text{ m}^2 \text{ ha}^{-1}$ 以上では横軸に生枝下断面積合計を取った場合よりもデータが右にシフトして若齢期の増加傾向からは外れるものと思われる。

このようにパイプモデル理論から生枝下断面積合計とLAIとが対応付けられることが予想され、これを用いると樹高や樹冠の厚さなどとも関連づけて林分構造のより綿密な記述ができると思われる。今後、生枝下直径に着目したデータの取得、整理を進める必要がある。しかし、毎木調査による生枝下直径の測定は、枝下に手の届く若齢林を除いては困難であるため、LAI推定の方法としての実用性には欠けるとと思われる。

図4-8ではLAIが胸高断面積合計 $30 \sim 40 \text{ m}^2 \text{ ha}^{-1}$ でピークに達した。林齢と胸高断面積合計の関係（図4-9）では、胸高断面積合計が $30 \sim 40 \text{ m}^2 \text{ ha}^{-1}$ になる林

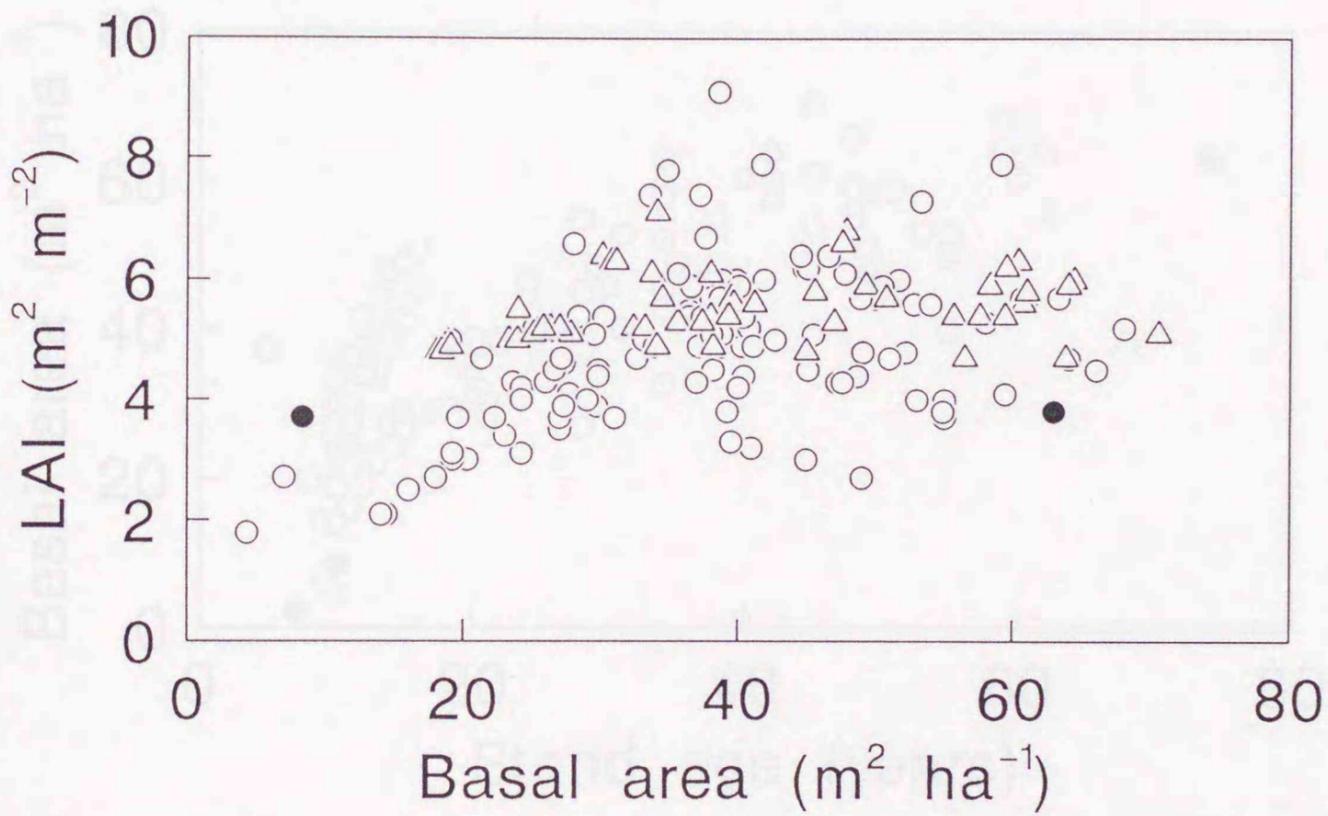


図4-8. 胸高断面積合計と葉面積指数

Fig. 4-8. Total basal area at breast height and leaf area index (LAI). Data corresponding Fig. 4-6 were plotted. ● : measured in Hitachi Ohta, △ : *Chamaecyparis obtusa* (Cannell 1982, Ishii et al. 1998), ○ : *Cryptomeria japonica* (Cannell 1982, Ishii et al. 1998).

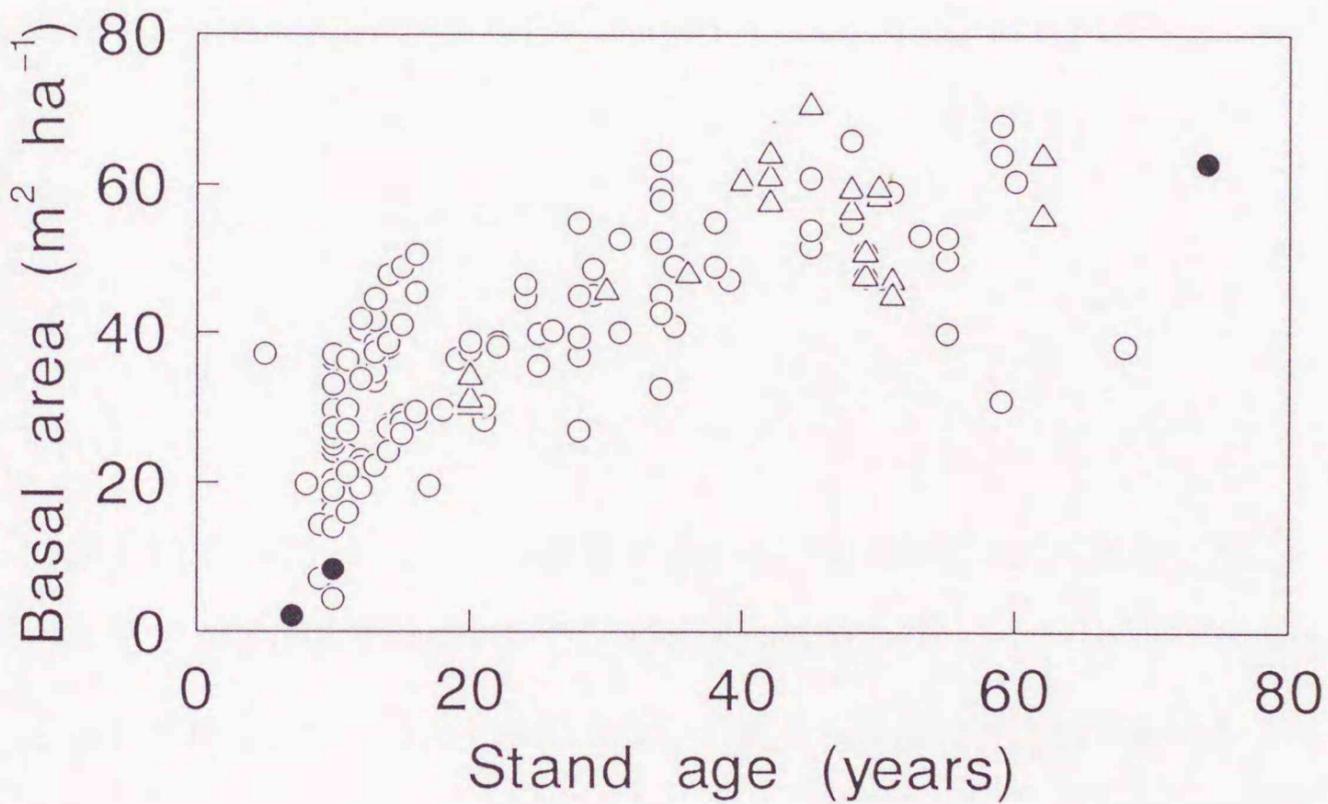


図4-9. 林齢と胸高断面積合計

Fig. 4-9. Stand age and total basal area at breast height. Data corresponding Fig. 4-6 were plotted. ● : measured in Hitachi Ohta, △ : *Chamaecyparis obtusa* (Cannell 1982, Ishii et al. 1998), ○ : *Cryptomeria japonica* (Cannell 1982, Ishii et al. 1998).

齢は15~20年に相当し、図4-6のピークの時期と一致している。図4-9の胸高断面面積合計と林齢とがほぼ一対一の対応関係にあることから、LAIは林齢の関数として表すことも（図4-6）、胸高断面面積合計の関数として表すことも（図4-8）可能であるといえる。ここでは第6章で述べるように、既往の文献との比較のし易さや生態学的意味から林齢の関数とすることにした。

第5章 水収支法による流域蒸発散量の観測結果と

蒸発散モデルによる再現

第1節ではモデルに入力する気象データと、モデルによる再現性を評価するための手法について述べる。第2節では樹冠遮断量の、第3節では蒸発散量の観測結果とモデルによる再現結果をそれぞれ示す。

第1節 気象データと評価関数

1) 気象データ

第4章で記述したモデルを適用するには、降水量以外にも気温、湿度、風速、日射などのデータが必要である。現場での降水量データは、すべての観測期間を通して得られているが、それ以外の気象データは1989年11月以降からしか得られていない。これ以前の気象データは水戸地方気象台（常陸太田試験地の南西25 km）のものを用いた。1990年以降の気象データは常陸太田試験地と水戸地方気象台との両方で得られている。そこで両者の気象データの相関をとり、その回帰直線を使って1989年以前の水戸の気象データから常陸太田試験地のデータを推定した。1990年以降に常陸太田試験地で気象データに欠測がある場合にも、同様の方法で推定した。

水戸の気象データから推定された常陸太田の気象データは1ヶ月毎に平均し

て計算に用いた。これは、水戸での降水時に常陸太田では必ずしも降水が観測されたとは限らないためである。蒸散量の計算については水戸の日の出から日没までの時刻で降水が観測されていないときのデータ（1時間毎）を用い、樹冠遮断量の計算については水戸での降水中の1時間毎のデータを用いた。

また、常陸太田試験地で用いている湿度センサーは、湿度が95%以上では測定精度が保証されていない（第3章第2節参照）。このため降水中の湿度はすべて水戸地方気象台のデータを用いて計算した。日本では降水のほとんどが低気圧や前線などによる総観規模（synoptic scale 1000 kmオーダー）の現象によるものである。水戸と常陸太田の距離（25 km）はこのスケールと比べて十分に小さく、降水中に両地点は同じ気団の中にあると思われる。このため降水中の水戸の湿度をそのまま常陸太田の値として用いても、真値との本質的な違いは少ないと考えられる。

2) 評価関数

モデルによる計算値の再現性を評価するために、評価関数NSC（Nash Sutcliffe criteria）を導入する。

$$NSC = 1 - \frac{\sigma_e^2}{\sigma_o^2} \quad (5.1)$$

ここで、 σ_e^2 は観測値と計算値の差の分散、 σ_o^2 は観測値の分散である。計算値が観測値に近いほどNSCの値は1に近づく。もしもNSC<0であれば、計算値は観測値の平均で近似するよりも悪い推定であることを意味する。以下の節

では、NSCを用いて計算値の再現性を議論する。

第2節 樹冠遮断量

1) 観測結果とモデルによる再現

1991～1994年の一降水毎の樹冠通過雨量(Throughfall)と降水量(林外雨量 P)との関係を図5-1, 図5-2に, 樹幹流下雨量(Stemflow)と P の関係を図5-3, 図5-4にそれぞれ示す。図5-1では $P \leq 10$ mmについて示してある。第4章第3節(図4-4)で述べたように, P が約1 mm以下では降水の多くが樹体に捕捉されるために樹冠通過雨量がゼロ付近に分布している。このことを考慮して, 図5-2では $P \geq 1.0$ mmについて回帰直線を示した。図5-3では $P \leq 30$ mmについて観測値を示してある。樹幹流下量は $P < 5$ mmではほとんど生じないが, それ以上の P では生じる傾向がある。この樹幹流下量の発生する限界の P は9.0 mmとした(第4章第3節3))。図5-4の回帰直線は $P \geq 9.0$ mmについて示した。樹冠通過雨量と樹幹流下雨量は $P \geq 1.0$ mm, $P \geq 9.0$ mmにおいてそれぞれ P と良い相関関係にあり, NSCの値はそれぞれ0.988, 0.916となった(図5-2, 図5-4)。これは第2章第1節3)(b)の(2.1)式で表されているとおりである。

一方, 一降水毎に求めた樹冠遮断量の観測値 I_{obs} は, P に対して大きくばらつく(図5-5)。また, I_{obs} が負の値を取ることがあり, これは降水量の観測誤差によると考えられる。 I_{obs} の合計は769 mmであったが, そのうち $I_{\text{obs}} < 0$ になるものは27.8 mmであった。 $I_{\text{obs}} < 0$ を除いたデータに対する回帰直線を推定値と

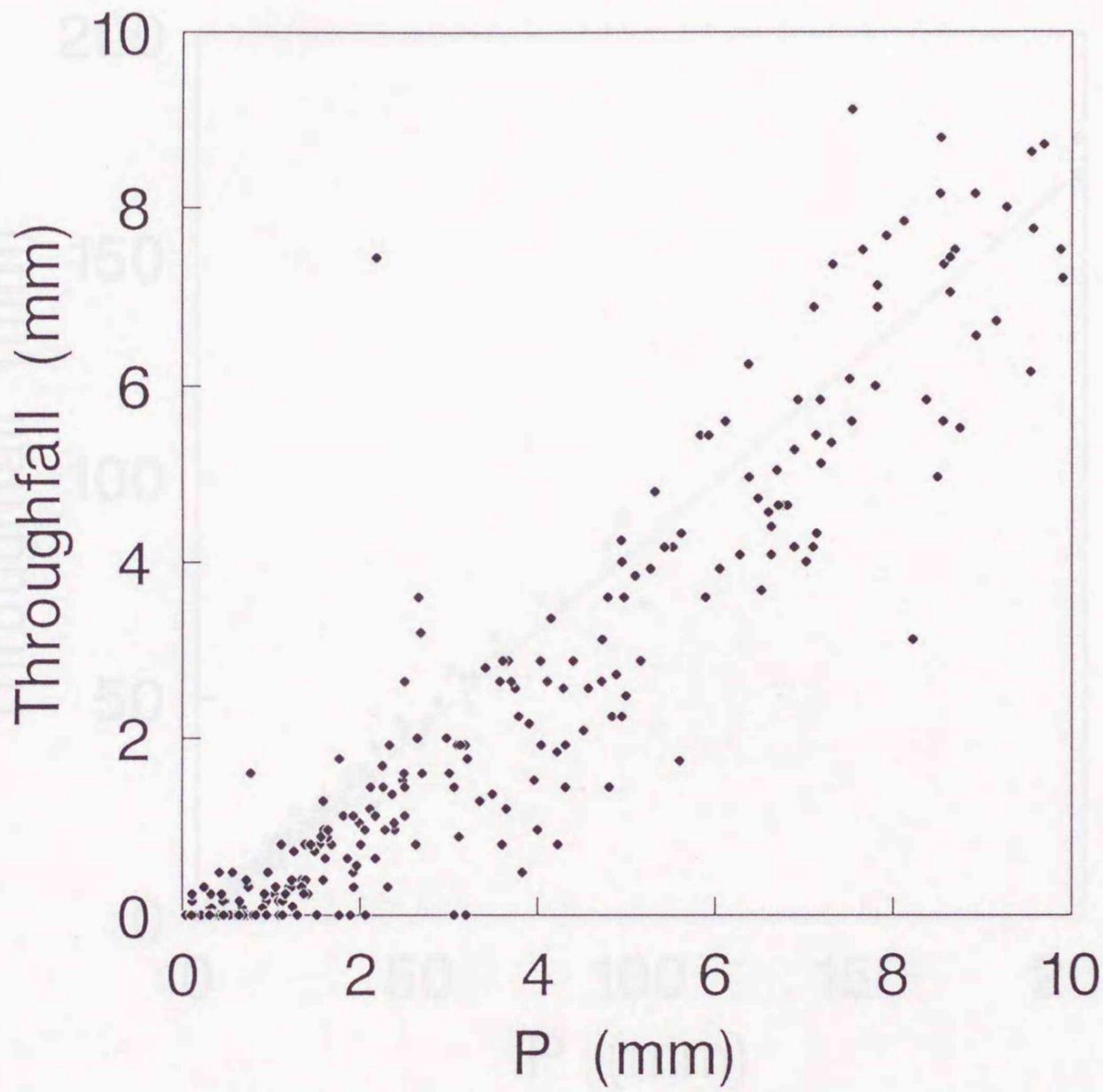


図5-1. 林外雨量Pと樹冠通過雨量 ($P \leq 10$ mm)

Fig. 5-1. Precipitation P and throughfall (for $P \leq 10$ mm).

Regression line: Throughfall = 0.85P - 0.712, $R^2 = 0.702$
for $P \leq 10$ mm

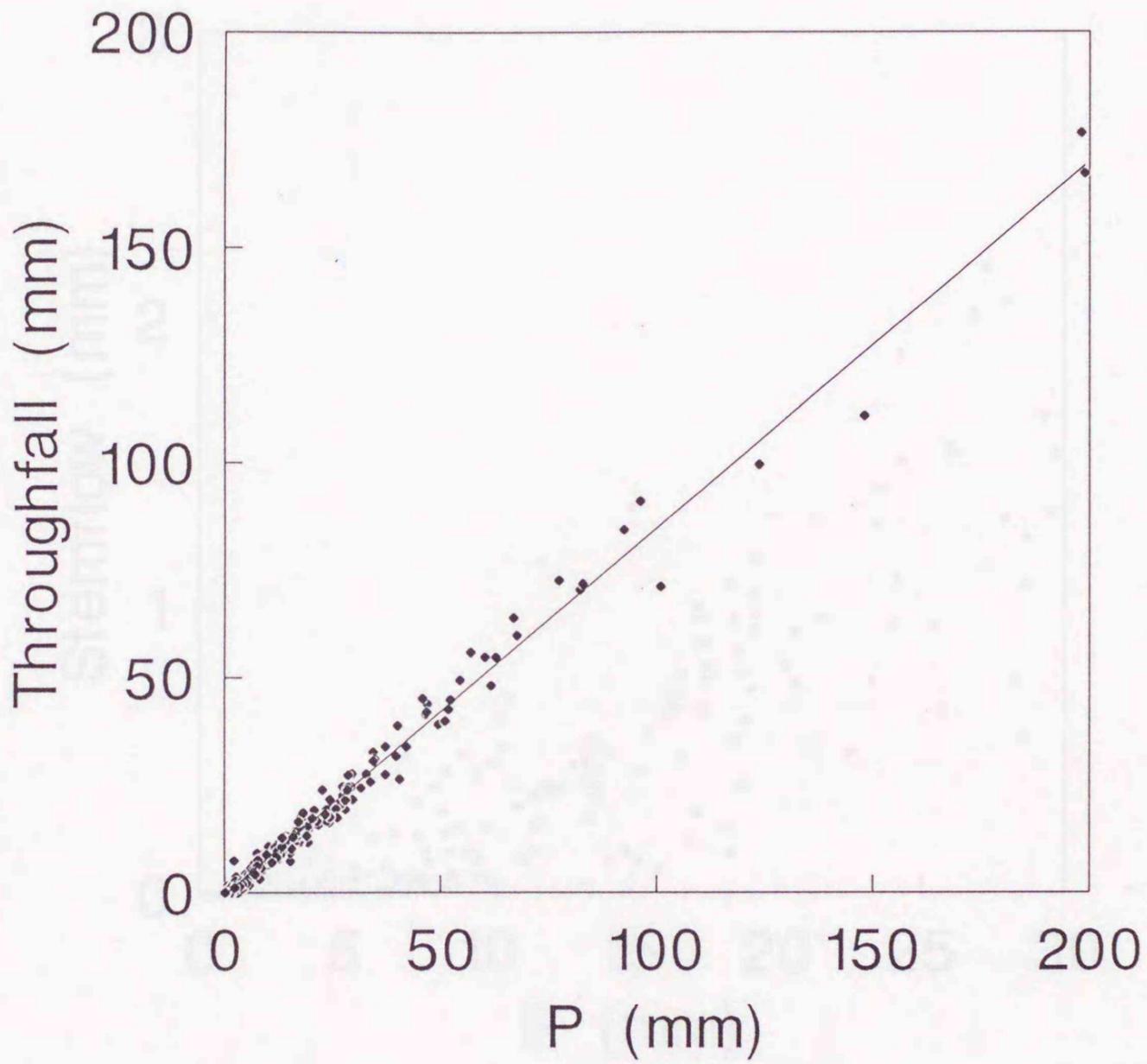


図5-2. 林外雨量Pと樹冠通過雨量

Fig. 5-2. Precipitation P and throughfall.

Regression line : $\text{Throughfall} = 0.856P - 0.712$, $r=0.994$

(for $P \geq 1.0$ mm)

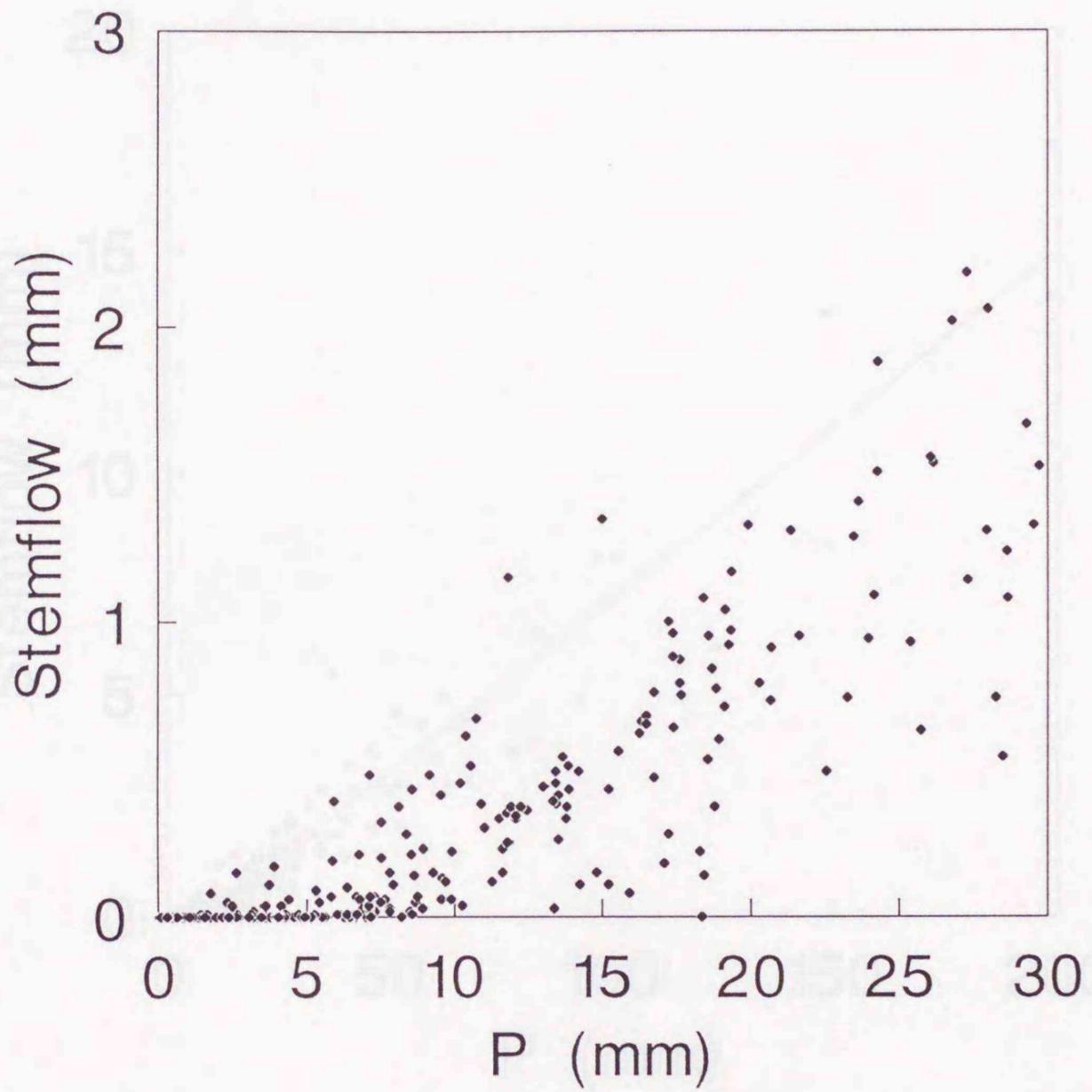


図5-3. 林外雨量Pと樹幹流下量 ($P \leq 30$ mm)

Fig. 5-3. Precipitation P and stemflow (for $P \leq 30$ mm).

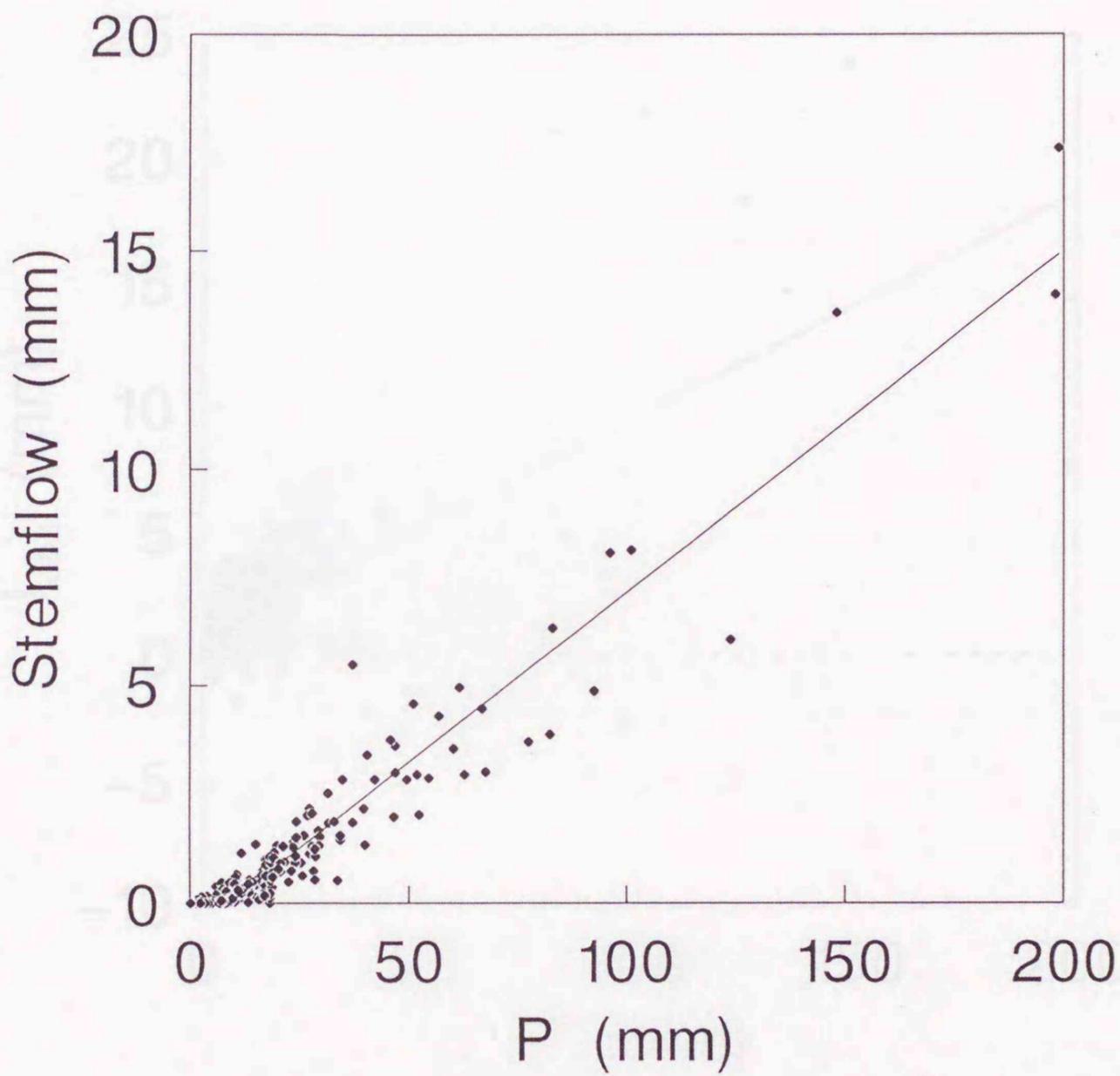


図5-4. 林外雨量Pと樹幹流下量

Fig. 5-4. Precipitation P and stemflow.

Regression line : $\text{Stemflow} = 0.0786P - 0.705, r=0.994$

(for $P \geq 9.0 \text{ mm}$)

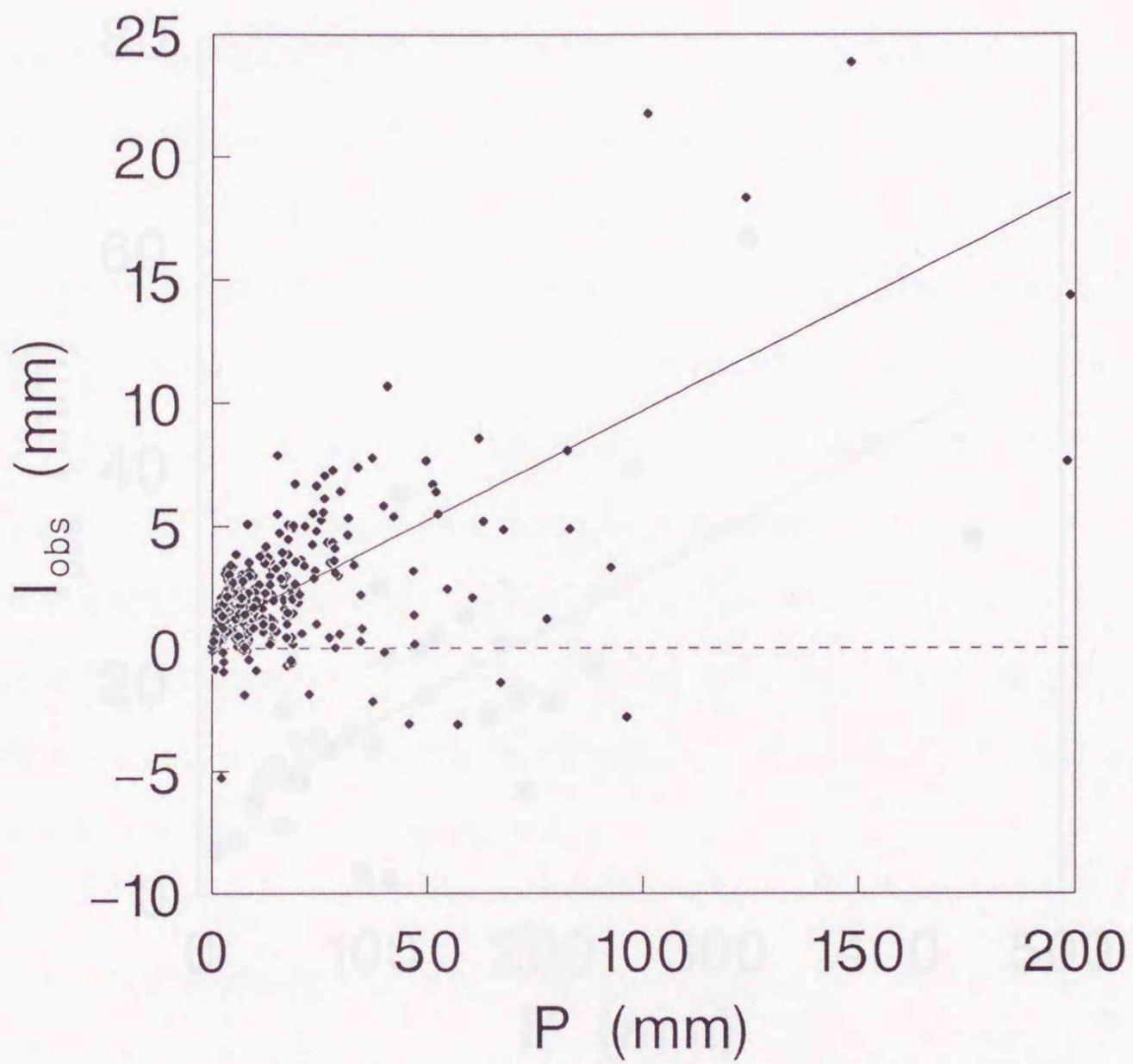


図5-5. 一降水毎の林外雨量 P と樹冠遮断量の観測値 I_{obs}
 Fig. 5-5. Precipitation P and observed canopy interception I_{obs} for every rain event.
 Regression line : $I_{obs} = 0.0892P + 0.796$, $r=0.755$
 (for $I_{obs} \geq 0$ mm)

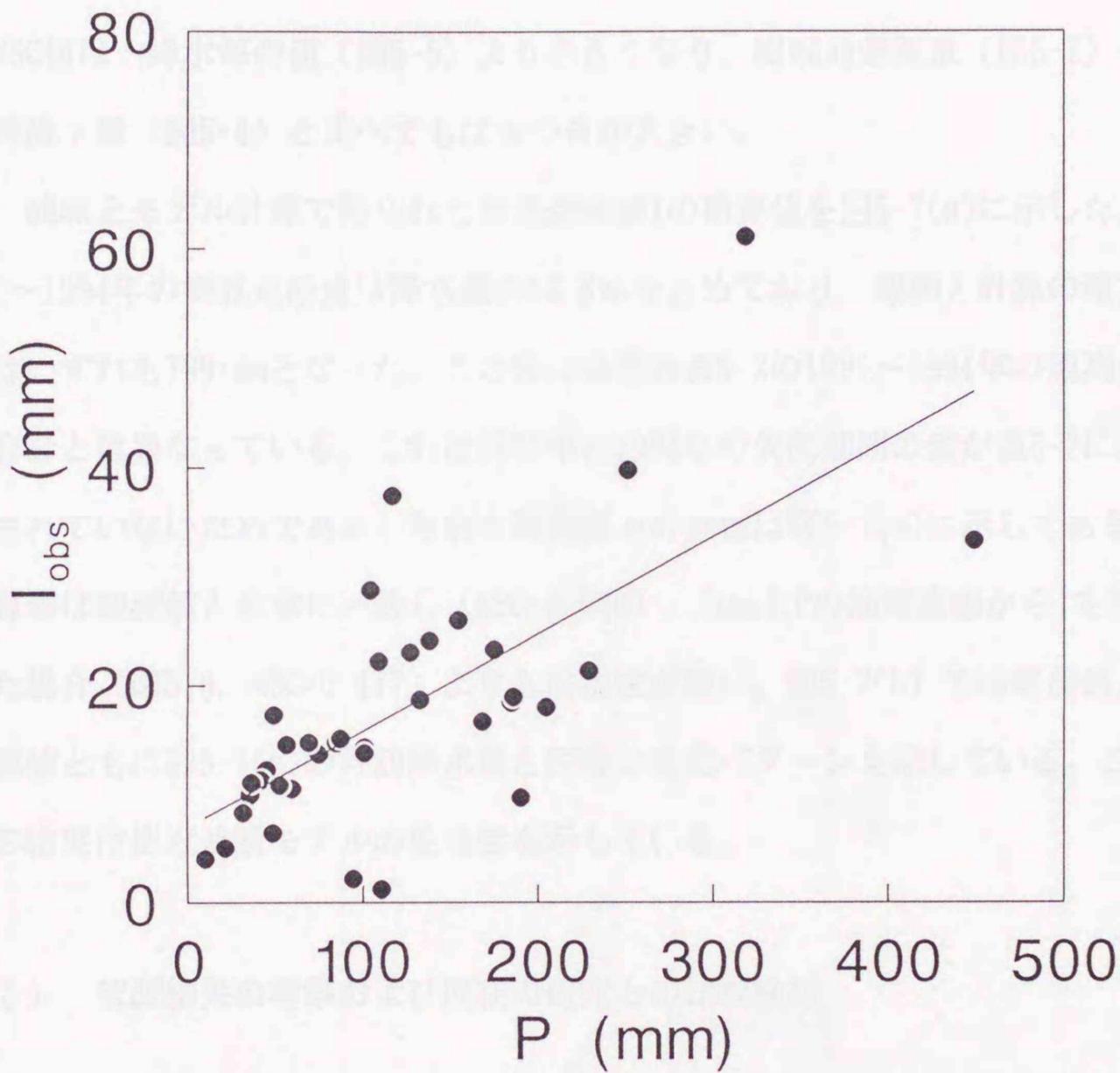


図5-6. 一ヶ月毎の林外雨量Pと樹冠遮断量の観測値I_{obs}

Fig. 5-6. Monthly precipitation P and observed canopy interception I_{obs}.

Regression line : $I_{obs} = 0.0859P + 6.876, r=0.691$

見なして I_{obs} とのNSCの値を求めると0.570となり、回帰直線によって I_{obs} は有意に再現できるといえる。図5-6に I_{obs} と P の関係を一ヶ月毎にプロットした。NSCの値は0.477で、やはり I_{obs} は回帰直線によって有意に再現できる。しかし、NSC値は一降水毎の値（図5-5）より小さくなり、樹冠通過雨量（図5-2）や樹幹流下量（図5-4）と比べてもばらつきが大きい。

観測とモデル計算で得られた樹冠遮断量 I の積算値を図5-7(a)に示した。1991~1994年の樹冠遮断量は降水量の14.8%を占めており、観測と計算の積算値はいずれも769 mmとなった。この値は後述の表5-2の1991~1994年の観測値の合計とは異なっている。これは1992年と1994年の欠測期間の値が表5-2には示されていないためである。月別の観測値と計算値は図5-7(b)に示してある。計算値は観測値と有意に一致し（NSC=0.540）、 I_{obs} と P の回帰直線から I を推定した場合（図5-6、NSC=0.477）よりも再現性が良い。図5-7(b)では観測値、計算値ともに図5-7(c)の月別降水量と同様の変化パターンを示している。これらの結果は樹冠遮断モデルの妥当性を示している。

2) 観測結果の考察および既往の研究との比較検討

一降水雨毎に求めた I_{obs} と P との関係はばらつきが大きく、 I_{obs} が負になることもあった（図5-5）。Veneklaas and Van Ek (1990)、Llorens et al. (1997)は1週間毎に I_{obs} を整理した場合でも負の値になることがあるとしている。これは降水量 P と、とくに林内雨量 P_n の測定を精度良く行うのが難しいためである。第3章第2節で述べたように、流域内の2台の雨量計の年間降水量の差は、平均3.4%、標準偏差は1.7であった。しかし、一降水毎では10%以上の差があ

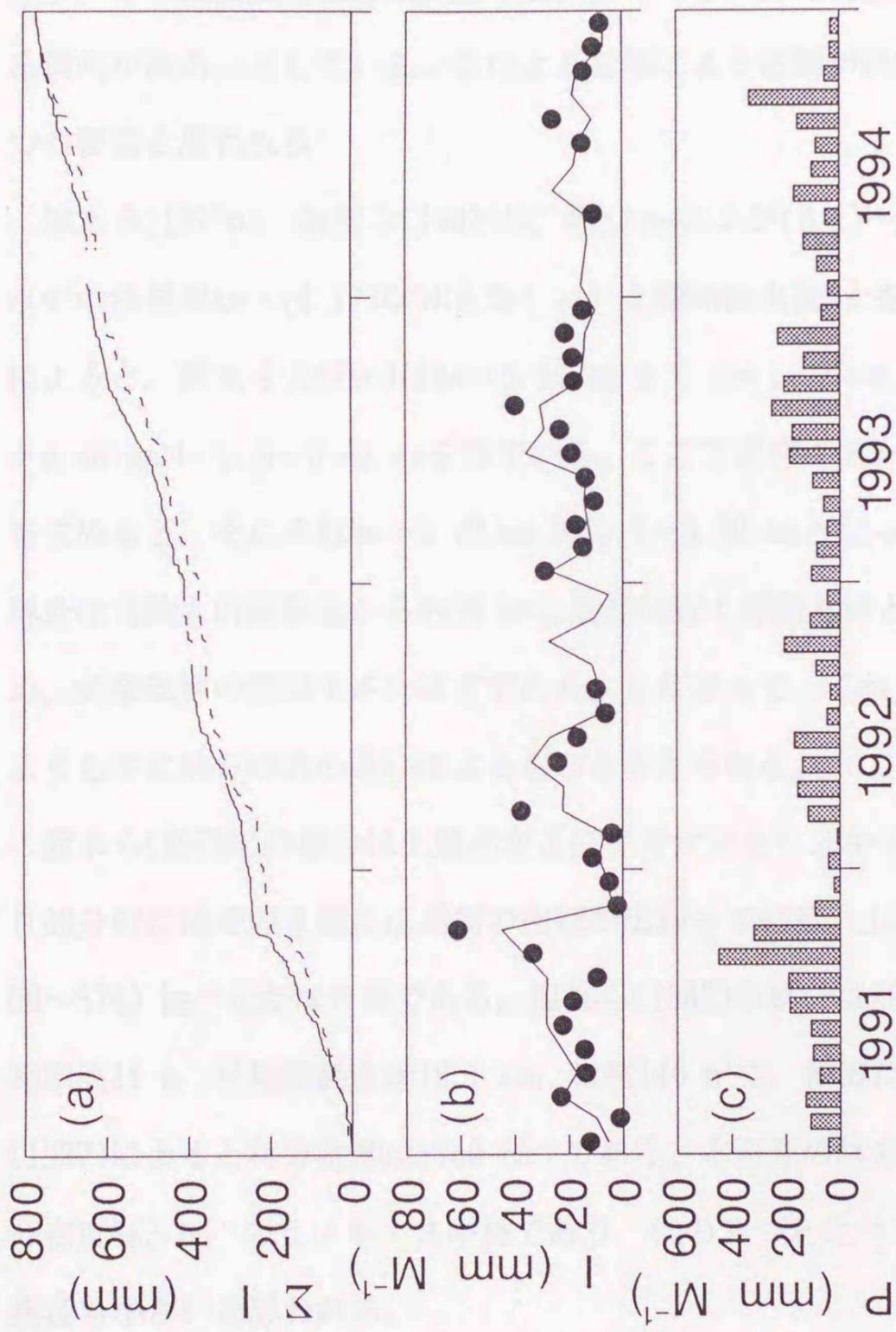


図5-7. 樹冠遮断量の観測値と計算値

Fig. 5-7. Measured and simulated canopy interception. (a) Cumulative canopy interception ΣI ,

---: observation, —: simulation, (b) Monthly interception I , ●: observation,

—: simulation, (c) Monthly precipitation P .

る場合もある。また、樹冠通過雨量と樹幹流下量は、降水量が同じであっても風の影響によってその値が大きく変化することが知られている。蔵治ら(1997)は、同一の降水量に対して強風時の樹幹流下量は弱風時の約2倍になることがあり、さらに強風時には樹幹流下量が多くなる一方で樹冠通過雨量が少なくなる傾向がある、としている。このような風による影響が誤差が大きくなった一つの要因と思われる

鈴木ら(1979b)、服部ら(1982)は、 P と I_{obs} および(2.1)~(2.5)式を用いて降水中の蒸発率 k_e ((4.7)式の E と等しい)と樹体保水量 S とを求めている。それによると、鈴木ら(1979b)は $k_e=0.16 \text{ mm h}^{-1}$, $S=1.92 \text{ mm}$, 服部ら(1982)は $k_e=0.40 \text{ mm h}^{-1}$, $S=0.92 \text{ mm}$ を得ている。ここで同様に図5-5の回帰式から k_e と S を求めると、それぞれ $k_e=0.12 \text{ mm h}^{-1}$, $S=0.80 \text{ mm}$ となった。服部ら(1982)の林分は常陸太田試験地から約50 kmと比較的近く標高もほとんど同じであるため、気象条件の差は小さいはずである。したがって、これらの違いは気象条件よりも主に林分構造の違いによるものと考えられる。

鈴木ら(1979b)の林分は上層木が主にアカマツとヒノキ(約80年生)からなり部分的にはその下層に広葉樹の樹冠が広がっている。上層木の林分密度は1000~5700 ha^{-1} とかなり密である。服部ら(1982)の林分は29年生のヒノキ林で平均樹高11 m, 平均胸高直径16.1 cm, 材積140 m^3 で、樹冠は密である。近嵐ら(1987)によると林分密度は1750 ha^{-1} である。本研究の林分は林齢72~75年, 林分密度783 ha^{-1} のヒノキ・スギ林であり、他の2つと比べて密度が小さいため、葉量も小さいと思われる。

第4章のモデルで森林パラメータとの関係を考えてみる。 S は(4.8)式で仮定したように S_{MAX} と関係し、また S_{MAX} は(4.13)式のように LAI と比例関係にある。

したがって、もし上記の2つの研究よりも本研究での葉量が小さいとするとSも小さくなり、本研究でSが小さくなったことの説明が付く。

keについては鈴木らと近い値となったが、服部らとの差は3倍以上もある。ke (=E) を決める森林パラメータはraとして(4.7)式に取り込まれている。raは(4.10)式で樹高hと風速uの関数として表され、壮齢林では $ra=8.2/u$ と与えた(第4章第3節)。一方、服部ら(1982)はペンマン・モンテイス式による樹冠遮断量の検討を行っており、raは風速によらず一定で 3.3 m s^{-1} であったとしている。先に述べたように、服部ら(1982)と常陸太田試験地とのと気象条件の違いは小さいと予想されることから、服部ら(1982)と本研究とのke(=E)の違いは林分構造の違いに起因するraの違いによるものと思われる。第6章第1節で考察するように、今後、SMAXやraが森林の成長やそれにともなう林分構造の変化とどのような関係にあるのかを明らかにしていく必要がある。

降水中の蒸発率E(=ke)は、図5-5の回帰式から求められるだけでなく、(4.7)式の右辺第一項からも計算できる。それによると $E=0.11 \text{ mm h}^{-1}$ となり、回帰式から求めた 0.12 mm h^{-1} とほとんど一致した。このことは、第2章第1節(2.1)~(2.5)式で述べたように、回帰式による解析方法が物理プロセスと対応していることの反映であると思われ、逆にモデルによるEの推定値の妥当性を支持しているとも解釈できる。

第3節 蒸発散量

1) 観測結果のモデルによる再現と壮齢林・幼齢林の蒸発散特性の違い

図5-8(a), (b)に壮齡林流域, 図5-9(a), (b)に幼齡林流域の月平均日蒸発散量ETと月別降水量Pとをそれぞれ示した。黒丸は短期水収支法による月毎のETの平均値, 実線はET, 破線は樹冠遮断量I, 点線は蒸散量Tのシミュレーション結果をそれぞれ示している。NSCの値は壮齡林では0.232, 幼齡林では0.533となり, いずれも計算値は観測値を再現できている。なお, 1991~1992年の下刈りの影響は図5-9(a)には現れていない。

ETは気象条件を反映して毎年異なった季節変化を示している。例えば幼齡林流域では, 平成米騒動の原因となった1993年の冷夏多雨の7~8月には計算値が小さな値となっているし(観測値なし), 全国的に渇水が問題となった1994年の猛暑少雨の7~8月には観測値, 計算値がともにそれ以前の年よりも大きな値を示している(図5-9(a))。これらの違いについては第6章でシミュレーションによって考察することにする。

図5-8(a), (b)および図5-9(a), (b)ではET, T, I, Pの季節変化を示したが, これを年別にプロットしたものを図5-10(a), (b)および図5-11(a), (b)にそれぞれ示す。壮齡林と幼齡林のNSCの値はそれぞれ0.275, 0.765となった。なお, 1993年の流量データには9日間の欠測期間があるが, この間の雨量は7.0 mmとわずかであったため, 基底流出を仮定して推定した。

図5-10(a), (b)によると, 壮齡林ではTの計算値は毎年ほぼ一定である(320~345 mm year⁻¹)。一方, Iの計算値はPとともに増減する傾向があり, それに連動する形でETの計算値がPとともに増減している。そこで, 壮齡林について樹冠遮断量の計算値I_{cal}と蒸発散量の計算値ET_{cal}, および観測値ET_{obs}をPに対してプロットしてみると(図5-12), I_{cal}, ET_{cal}, ET_{obs}のいずれもPとの間

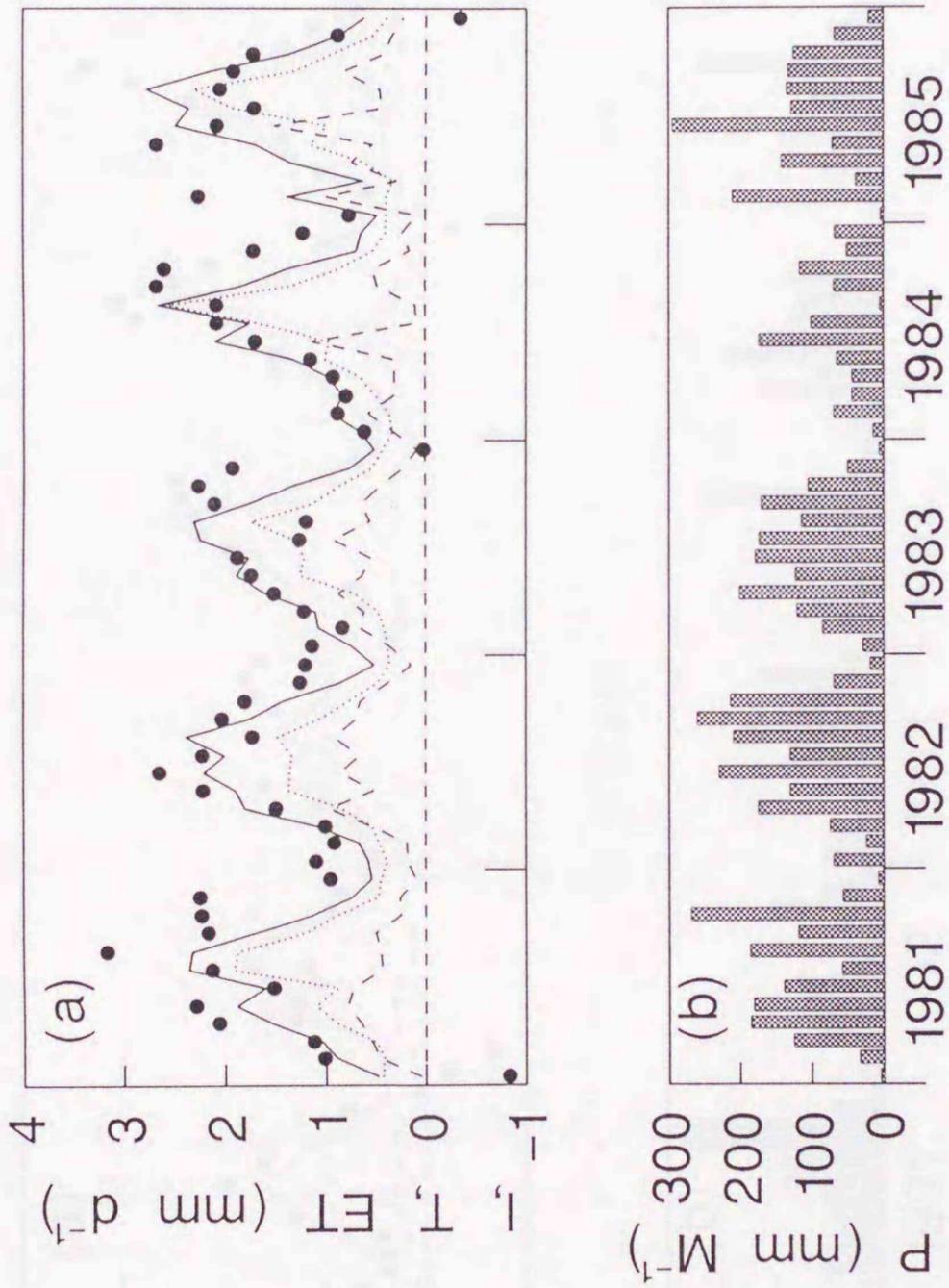


図5-8. 壮齢林流域における水収支と降水量の季節変化

Fig. 5-8. Seasonal changes in water budget and precipitation in the mature forest basin. (a) Monthly mean daily evapotranspiration ET, transpiration T, interception T, and precipitation P. (b) monthly precipitation P.

●: observed ET by short time-period water-budget method (SPWB), —: simulated ET, - - - -: simulated I, - - - -: simulated T.

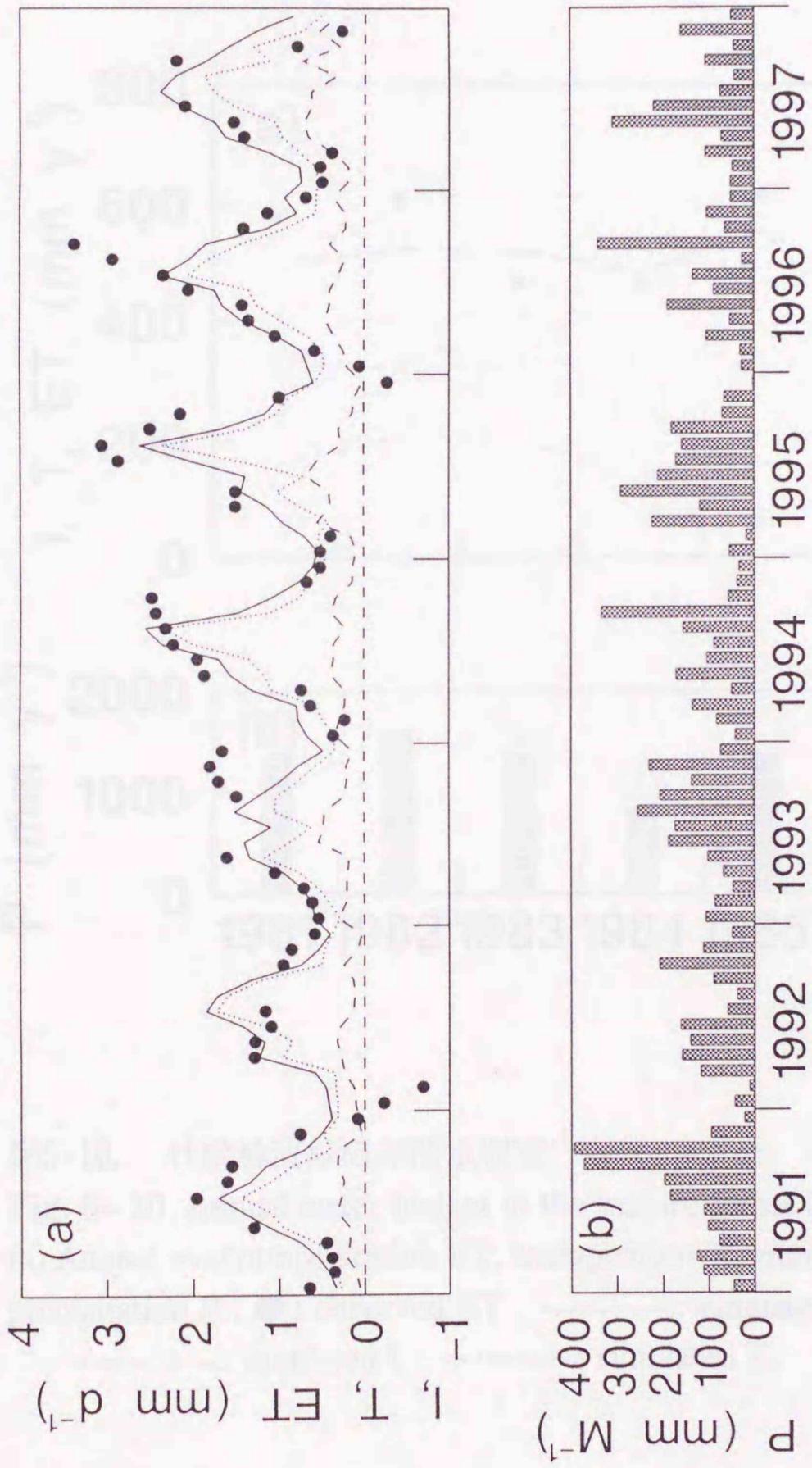


図5-9. 幼齢林流域における水収支と降水量の季節変化

Fig. 5-9. Seasonal changes in water budget and precipitation in the young forest basin. (a) Monthly mean daily evapotranspiration ET, transpiration T, interception I, (b) monthly precipitation P. ●: observed P, —: simulated ET, - - -: simulated I, - · - · -: simulated T.

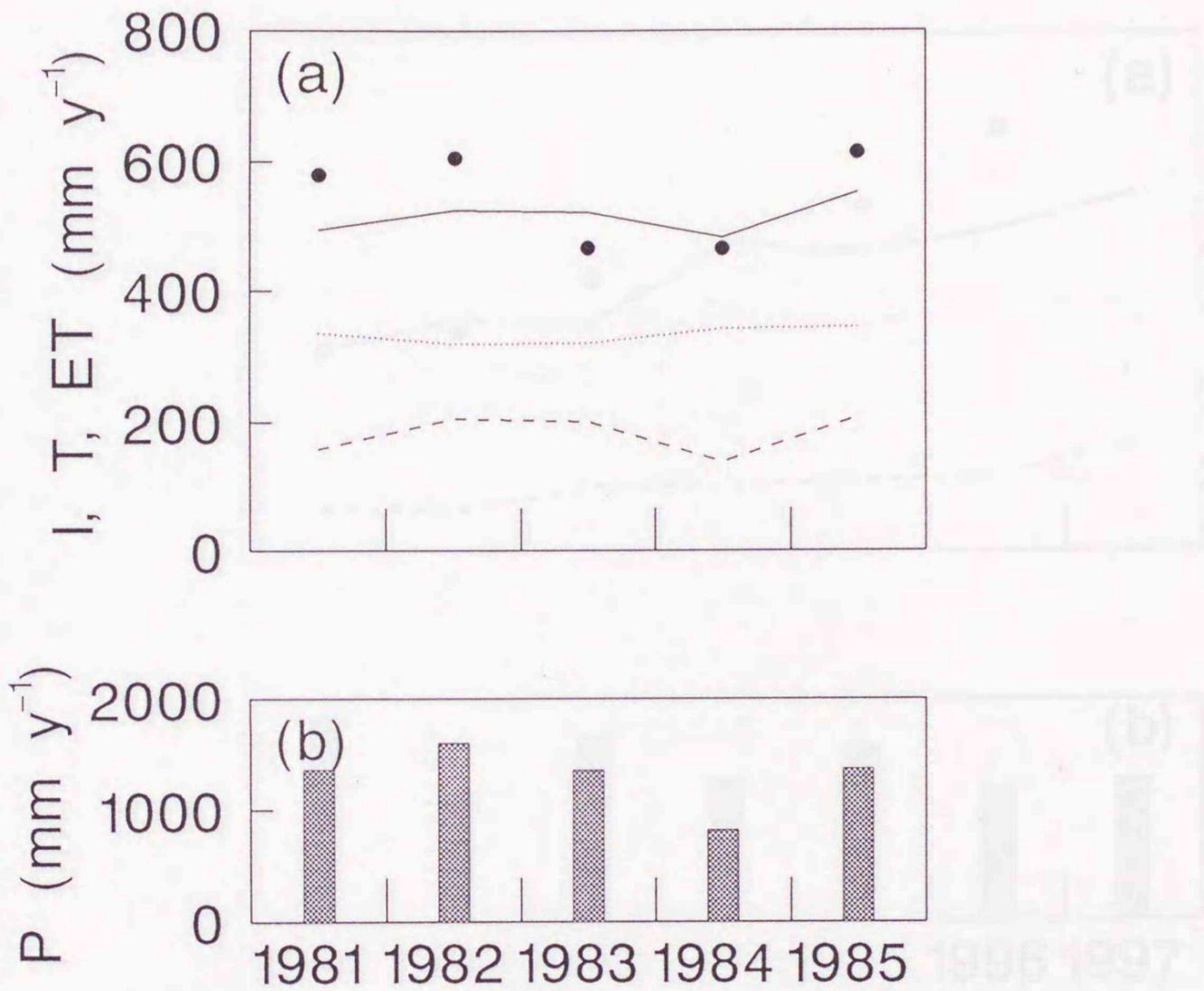


図5-10. 壮齡林流域の年間水収支

Fig. 5-10. Annual water budget in the mature forest basin.

(a) Annual evapotranspiration ET, transpiration T, interception I, (b) Annual precipitation P. ●: observed ET, —: simulated ET, ---: simulated I, ·····: simulated T.

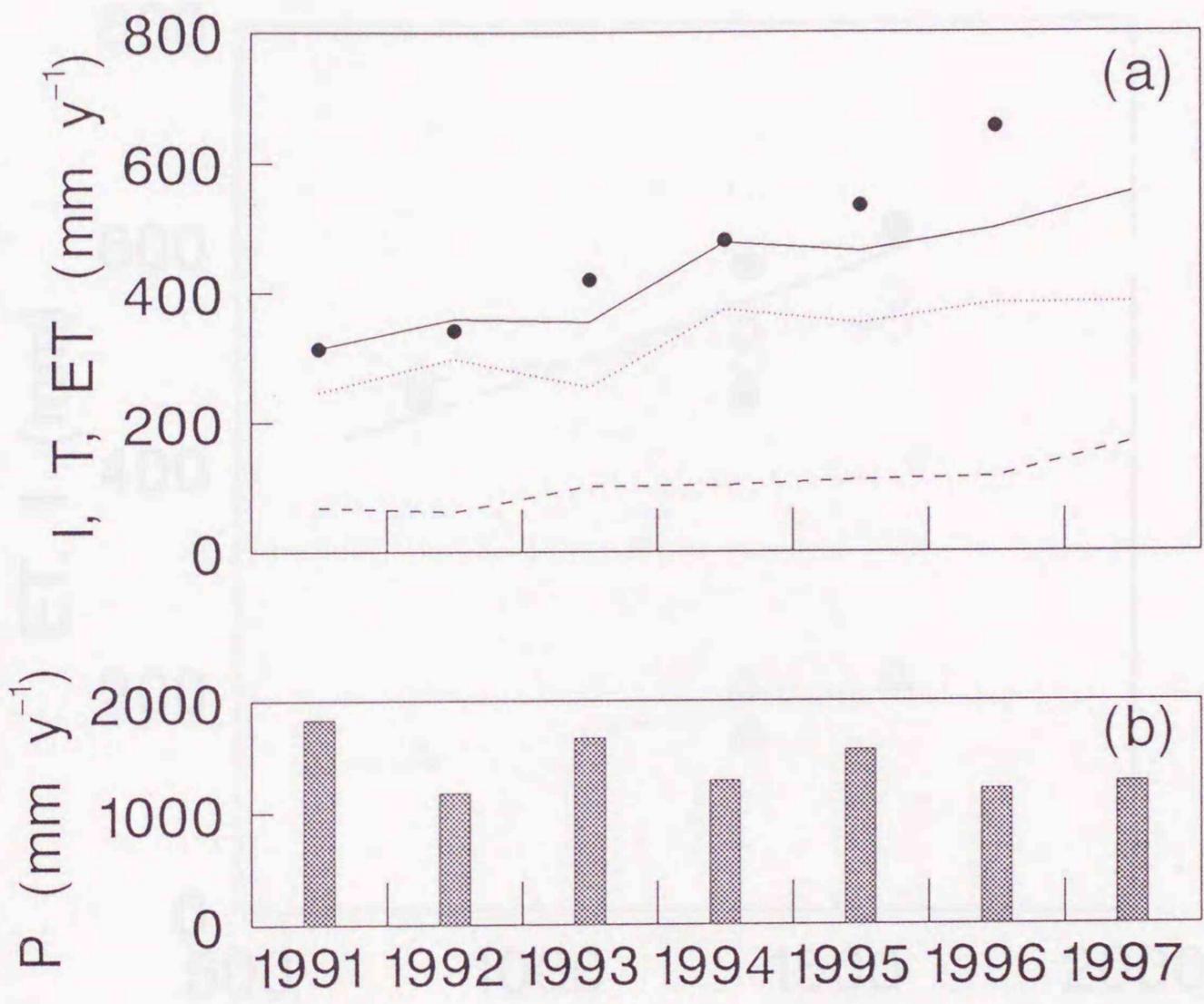


図5-11. 幼齡林流域の年間水収支

Fig. 5-11. Annual water budget in the young forest basin.

(a) Annual evapotranspiration ET, transpiration T, interception I, (b) Annual precipitation P. ●: observed ET, —: simulated ET, - - - - -: simulated I, - - - - -: simulated T.

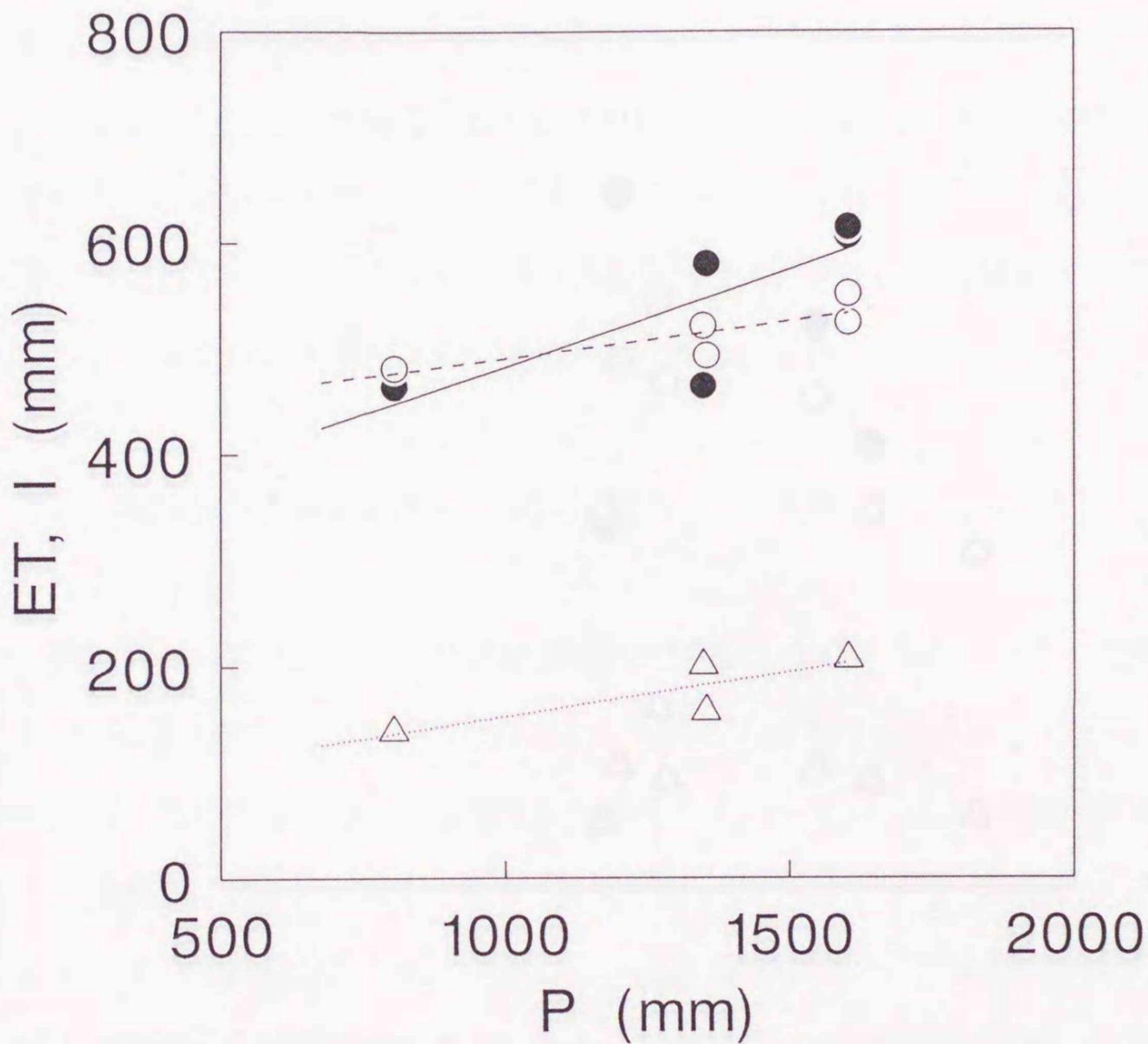


図5-12. 壮齡林流域の年間蒸発散量ET, 樹冠遮断量Iと降水量Pの関係

Fig. 5-12. Annual evapotranspiration ET, interception I, and precipitation P

in the mature forest basin. ● : observed ET, ○ : simulated ET,

△ : simulated I.

Regression lines : ——— : $ET_{obs} = 0.182P + 302$, $r=0.788$

----- : $ET_{cal} = 0.070P + 421$, $r=0.828$

..... : $I_{cal} = 0.083P + 70$, $r=0.867$

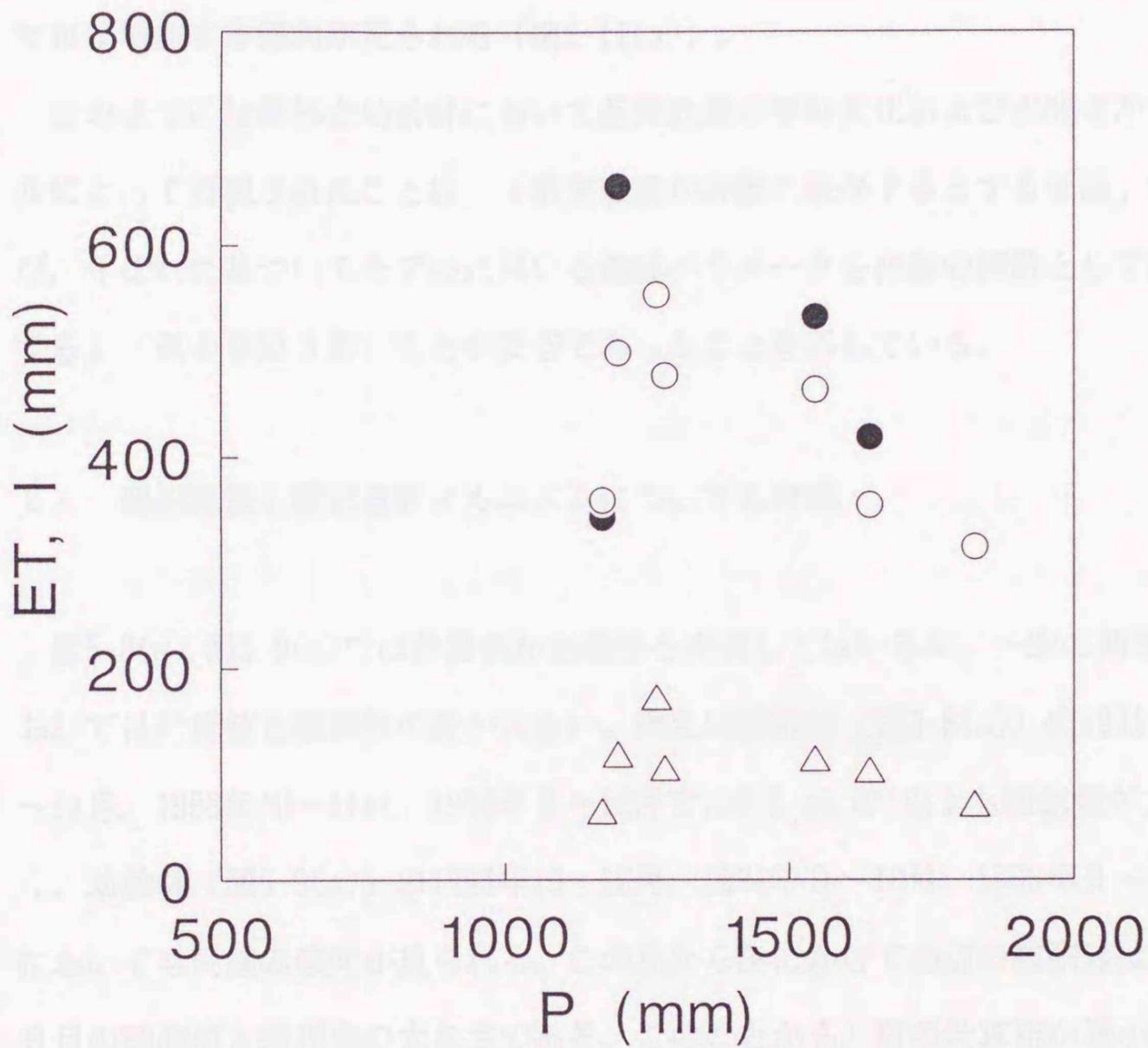


図5-13. 幼齢林流域の年間蒸発散量ET, 樹冠遮断量Iと降水量Pの関係
 Fig. 5-13. Annual evapotranspiration ET, interception I, and precipitation P in the young forest basin. ● : observed ET, ○ : simulated ET, △ : simulated I.

に相関がある。このように、壮齢林においては年間蒸発散量は降水量を通して主にIによって決まると考えられる。一方、幼齢林ではETおよびIはPとの相関が明らかではないが(図5-13), ETは林齢との関係では森林の成長にともなって毎年増加する傾向が見られる(図5-11(a))。

このように壮齢林と幼齢林において蒸発散量の季節変化および年間値がモデルによって再現されたことは、「蒸発散量が林齢に依存するとする仮説」および、「これに基づいてモデルに用いる森林パラメータを林齢の関数として表現する」(第4章第3節)ことが妥当であったことを示している。

2) 観測誤差と樹冠遮断メカニズムについての考察

図5-8(a), 図5-9(a)では計算値が観測値を再現してはいるが、一部の期間においては計算値と観測値の差が大きい。例えば壮齢林(図5-8(a))の1981年9~11月, 1983年10~11月, 1984年9~12月では 0.5 mm d^{-1} 以上も観測値が大きく, 幼齢林(図5-9(a))の1993年10~12月, 1994年9~10月, 1996年8~9月においても同様の傾向が見られる。この秋から冬にかけてのETの観測値は7~8月の観測値と同程度の大きさである。このことから, ETの計算値が過小なのではなく, 観測値が過大であると考えるのが妥当である。

この原因は谷・阿部(1987)や近藤ら(1992a, 1994), 野口ら(1996)が指摘しているように, 短期水収支法における系統的な誤差によるものと考えられる。すなわち, 秋から冬にかけて流域内の貯留量が増えて((2.6)式で $\Delta S > 0$), ETが過大に評価されたためと考えられる。

また, 幼齢林では1991年12月~1992年2月まで, および1995年12月の降水量

が極端に少なく（図5-9(b)），1992年1～2月，および1995年12月のETが負になってしまった。この結果も短期水収支法の仮定が崩れた（(2.6)式で $\Delta S < 0$ ）ために起きたものである。また，壮齡林においても同じ理由で1981年1月，1985年12月にETが負となった（図5-8(a)）。

短期水収支法では流域貯留量が考慮されておらず，あくまで近似的な方法であるために流域の条件によってはこのような系統的な誤差が出てしまう。しかし，それでもなお，流域試験において蒸発散量の季節変化を解析する簡便な手段として有効であるため多用されている（第2章第2節）。

壮齡林においては，樹冠遮断量 I の計算値の変化パターンと降水量 P の変化パターンとがほぼ同調している（図5-8(a)，(b)）。しかし，幼齡林ではこの傾向はあまり明瞭ではない（図5-9(a)，(b)）。この違いは，以下のように説明される。

(4.7)式の右辺第一項($E\tau$)と第二項(S)の寄与を壮齡林と幼齡林とで比べてみる。壮齡林では幼齡林よりも空気力学的抵抗 r_a が小さく，その結果，同一の降水条件の下では水蒸気フラックス E が大きくなる。このため，同じ降水継続時間 τ に対しては壮齡林のほうが幼齡林よりも第一項の寄与が大きくなる。第二項は τ に無関係であるから， τ が大きいほど（降水量 P が多いほど）壮齡林の樹冠遮断量 I は幼齡林の I よりも大きくなる。すなわち，壮齡林の I のほうが幼齡林の I よりも P に敏感である。なお，(4.6)式の降水強度が小さい場合の寄与は小さい。表5-1，図5-14，図5-15はこれらのことを壮齡林流域（1991～1994年）と幼齡林流域（1991～1997年）について定量的に示したものである。これによると樹冠遮断量の計算値 I_{cal} に占める $E\tau$ の割合は，年間の水量では壮齡林では84～161 mm，幼齡林では15～47 mm，割合では壮齡林では47～64%，

表5-1. 壮齡林流域と幼齡林流域における樹冠遮断量の計算値 I_{cal} と(4.6), (4.7)式の $E\tau$, S , $\Omega * P$.

Table 5-1. Simulated interception I_{cal} , and $E\tau$, S , $\Omega * P$ in eq. (4.6), (4.7) for the mature and the young forest basins. Summation of $E\tau$, S and $\Omega * P$ is not necessarily equal to I_{cal} , because each value is rounded to one tenth's place.

Year	I_{cal} (mm)	$E\tau$ (mm)	S (mm)	$\Omega * P$ (mm)
Mature forest				
1991	253	161	68	24
1992	191	109	60	22
1993	228	122	82	24
1994	178	84	74	20
Young forest				
1991	68	27	34	7
1992	61	15	38	8
1993	100	34	57	9
1994	102	31	60	12
1995	111	34	62	16
1996	115	39	61	16
1997	169	47	100	23

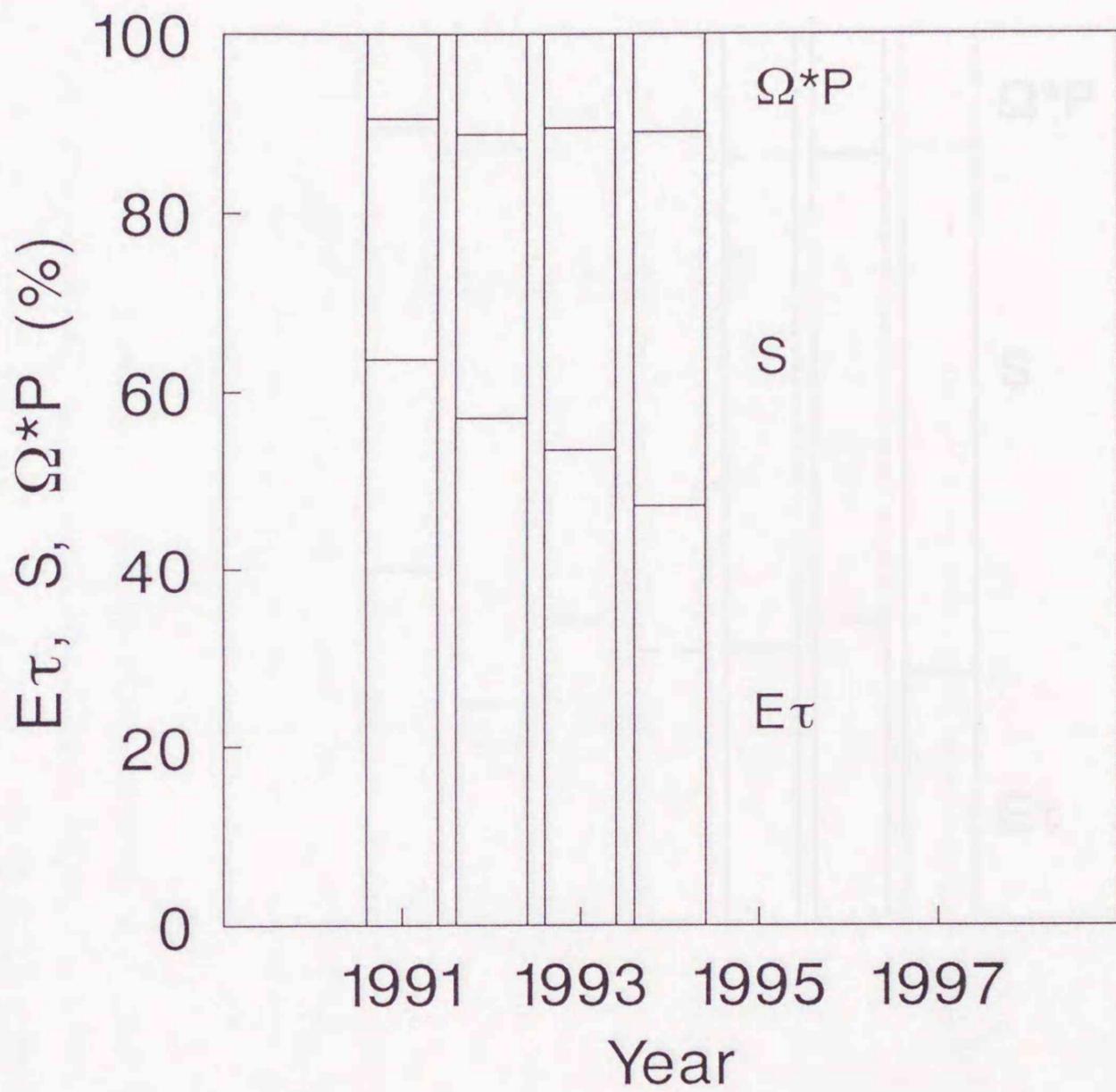


図5-14. (4.6), (4.7)式の $E\tau$, S, Ω^*P が壮齡林流域の樹冠遮断量の計算値 I_{cal} に占める割合

Fig. 5-14. Ratio of $E\tau$, S and Ω^*P to I_{cal} in eq. (4.6), (4.7) in the mature forest basin.

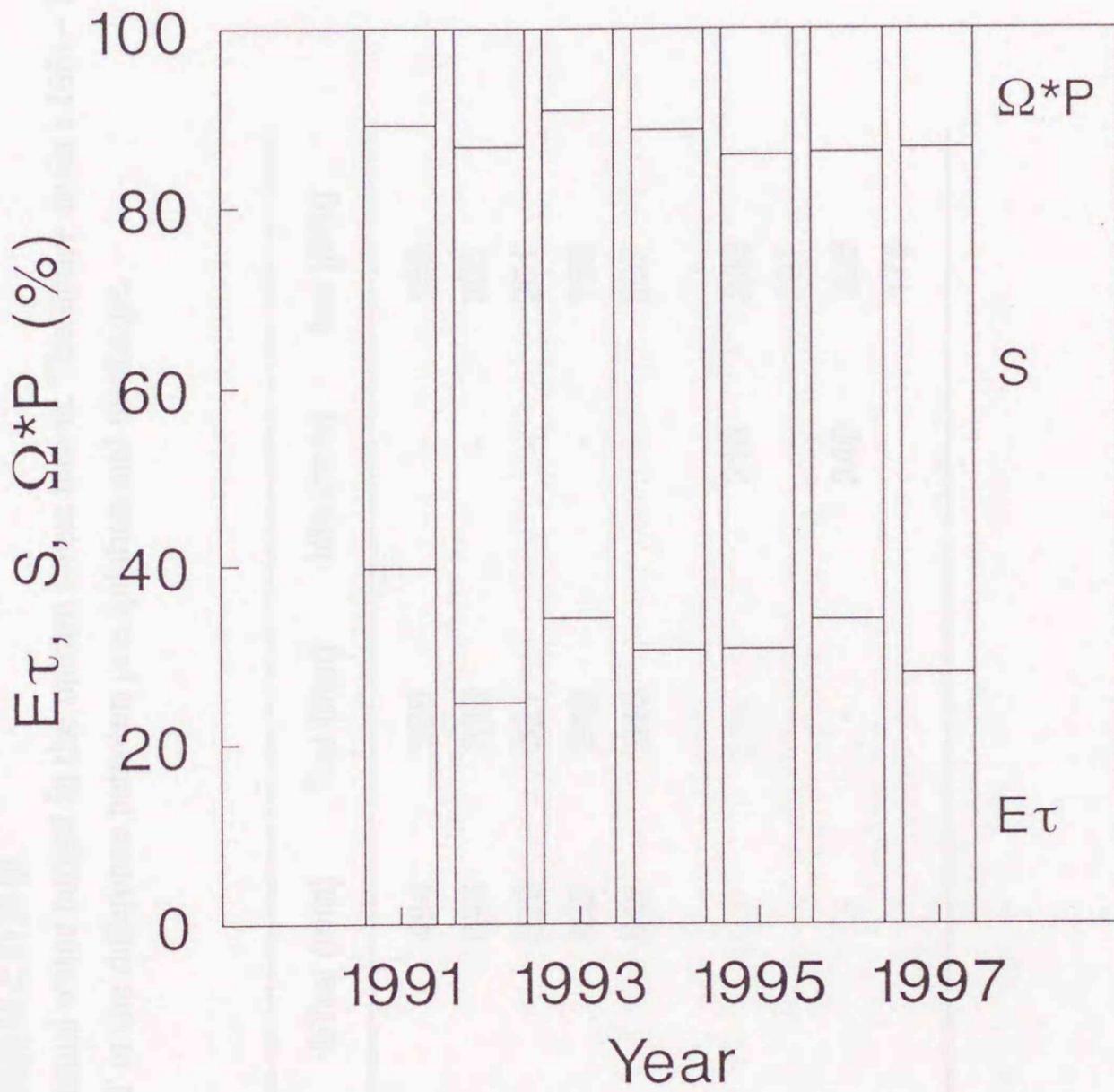


図5-15. (4.6), (4.7)式の $E\tau$, S , Ω^*P が幼齡林流域の樹冠遮断量の計算値 I_{cal} に占める割合

Fig. 5-15. Ratio of $E\tau$, S and Ω^*P to I_{cal} in eq. (4.6), (4.7) in the young forest basin.

表 5-2. 壮齡林流域の年間水収支の観測値と計算値

Table 5-2. Observed and estimated annual water budget in the mature forest basins. The entire basin : 1981-1985, and basin B : 1991-1994. The observed ET is the difference between precipitation and discharge.

Mature forest						
year	P(mm)	ETobs (mm)	ETcal (mm)	Tcal (mm)	lobs (mm)	Ical (mm)
1981	1354	580	494	336	-	158
1982	1604	606	525	320	-	205
1983	1349	465	522	321	-	201
1984	804	464	482	343	-	139
1985	1604	614	552	345	-	207
1991	1826	-	-	-	216	253
1992	1171	-	-	-	-	191
1993	1642	-	-	-	240	228
1994	1282	-	-	-	-	178

表 5-3. 幼齡林流域の年間水収支の観測値と計算値

Table 5-3. Observed and estimated annual water budget in the young forest basin. The observed ET is the difference between precipitation and discharge.

Young forest							
year	P(mm)	ETobs (mm)	ETcal (mm)	Tcal (mm)	lobs (mm)	Ical (mm)	
1991	1826	313	316	248	-	68	
1992	1171	343	360	299	-	61	
1993	1642	419*	355	255	-	100	
1994	1282	480	477	375	-	102	
1995	1546	533	464	353	-	111	
1996	1199	655	499	384	-	115	
1997	1267	-	554	385	-	169	

*Discharge data in 1993 include nine days unrecorded period and are estimated by the sequence of the data assuming base flow since no large rain event was observed in the period.

幼齢林では25～40%、である。

この章で取り上げたET, T, Iの観測値と計算値の年別値を表5-2（壮齢林）と表5-3（幼齢林）にまとめて示した。

この章ではモデルの妥当性が観測値との比較において示された。このことは「蒸発散量が林齢に依存するとする仮説」および、「これに基づいてモデルに用いる森林パラメータを林齢の関数として表現する」（第4章第3節）ことが妥当であったことを意味する。第6章では、このモデルを用いて林齢の違いによる蒸発散量の差、および気象変化による蒸発散量の応答とについてシミュレーションによる予測評価を行う。

第6章 林齢と気象変化が蒸発散量に及ぼす影響の予測評価

第1節では第4章で述べたモデルと森林パラメータとを用い、気象条件を一定として森林の成長にともなう蒸発散量ETの変化を予測する。さらに予測の結果を森林の発達段階と関連づけて生態学的な考察を加える。第2節では森林の条件を幼齢林と壮齢林の2種類として、冷夏多雨、猛暑少雨の年の気象条件を入力し、応答の違いを調べる。

第1節 蒸発散量の林齢依存性

1) 予測結果と考察

蒸発散量の林齢依存性について、シミュレーションを行った。入力した気象データは1981～1994年の平均値とした。図6-1に観測値とともに計算結果を示した。2つの実線は図4-6の上限と下限のLAIに対応する蒸発散量ETの計算値、2つの破線は同じく樹冠遮断量Iの計算値である。これらの計算値はいずれも図4-6のLAIに対応して、林齢15～20年でピークを持つ。図6-1にはETとIの観測値も示してあるが、観測値は林齢4～10年までしかなく、ピークのある林齢(15～20年)をカバーしていない。ETとIのピークを観測で確認するには、常陸太田試験地でさらに長期間の観測を継続するか、または他の流域での結果から内挿するほかない。

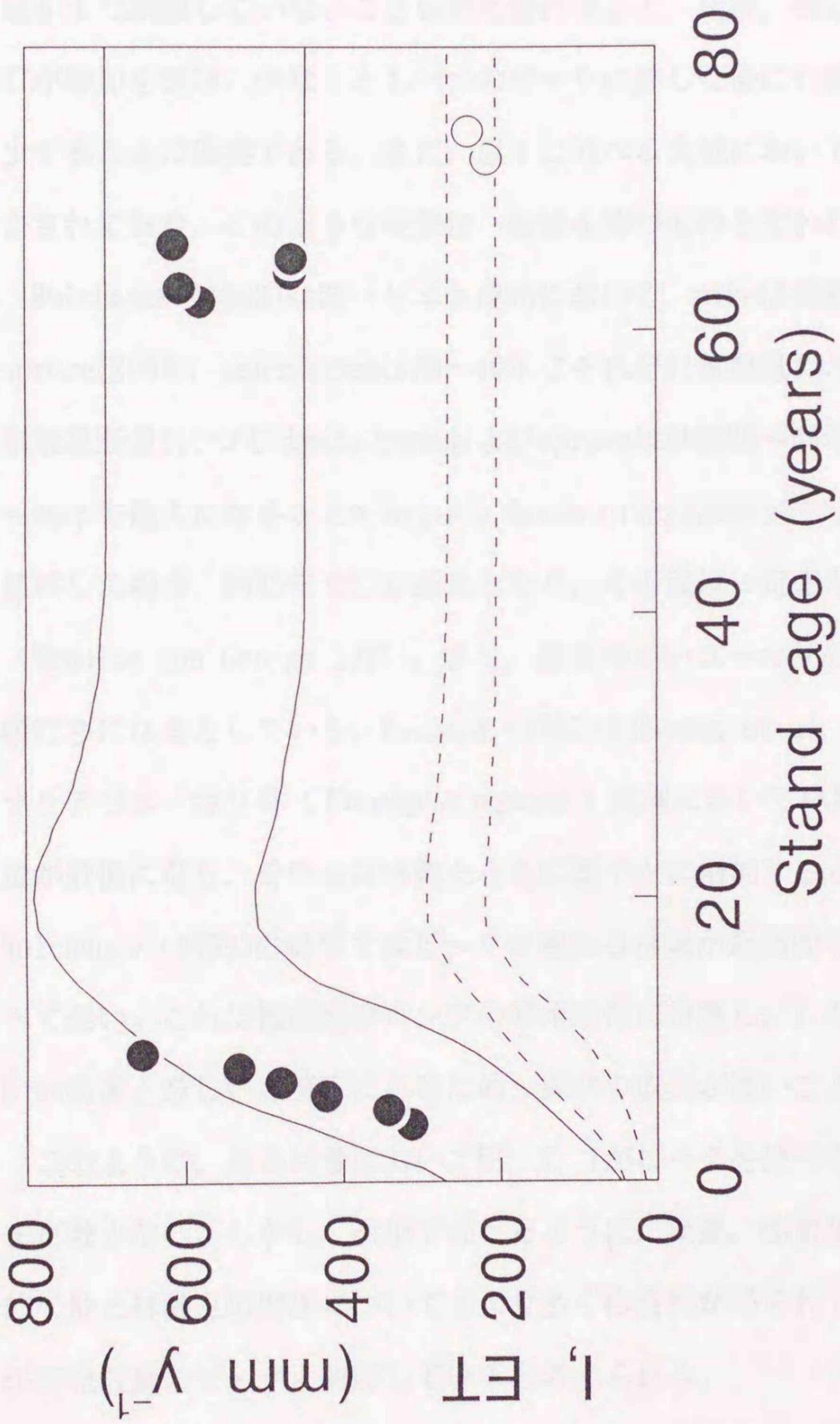


图6-1. 林齡と蒸発散量ET, 樹冠遮断量I

Fig. 6-1. Stand age and evapotranspiration ET, canopy interception I. Meteorological data averaged from 1981-1994 were used. ● : observed ET, ○ : simulated ET, — : observed I, - - - : simulated I. Two lines for ET and I correspond to the upper and lower envelopes in Fig. 4-6.

しかし、1996年にすでにETが655 mm year⁻¹と、壮齡林のET (464~614 mm year⁻¹) を上回っている (表5-2, 表5-3)。さらに、1999年現在この林分の樹冠がまだ閉鎖していないことも考え合わせると、今後、樹冠が閉鎖するまではETが増加を続け、少なくとも一つのピークに達した後に壮齡林のETの値まで減少することは確実である。また、以下に述べる文献においてもETのピークが報告されており、このような現象は一般性を持つものと思われる。

Molchanov (1963)は旧ソビエト連邦において、pineは林齡40年、oakとspruceは60年、ashとaspenは20~40年でそれぞれ蒸散量Tが最大となること、樹冠遮断量Iについてはpineとoakおよびspruceは林齡20~60年、ashとaspenは20~40年で最大になることを示した。Bosch (1982)は南アフリカで草地にマツを植林した場合、約15年でETが最大となり、その後は一定となる傾向を示した (Schulze and George 1987)。また、成長の早いユーカリの場合は7~8年で頭打ちになるとしている。Kuczera (1987)とHaydon et al. (1996)はオーストラリアのユーカリ林 (*Eucalyptus regnans*) 流域において林齡20~30年で年間流量が最低になり、その後は林齡とともに緩やかに増加するとしている。

Molchanov (1963)の結果ではピークの現れる林齡が最高60年と、他の研究に比べて遅い。これは観測地がロシアの寒冷地帯に位置し、しかも年間降水量が500 mm前後と厳しい環境下にあるため、森林の成長が遅いことが原因と思われる。

このように、ある林齡においてET, T, Iがピークを持つことを示した研究はまだ数少ない。しかし、次項で述べるように、葉量、物質生産量などの生態学的な量と林齡との関係についてはより多くの資料が得られており、これらの量が蒸発散量のピークと対応していると考えられる。

ところで、図6-1の実線で示したETは林齡20年付近で明瞭なピークを示して

いるが、破線で示したIはETに比べてピークが明瞭ではなく、頭打ちの傾向が見られる。このことは、 $ET(=T+I)$ に変化をもたらしている主因が、樹冠遮断量Iよりも蒸散量Tであることを意味している。モデルに用いた式で考えると、これはLAIが(4.5), (4.11), (4.12)の3つの式を通じてTに敏感に反映されることの現れである。

Molchanov (1963)はpine, oak, aspen, ashの各林分で、それぞれある林齢においてETがピークに達するとしたが、その変化は主にTの変化によるものであり、Iの寄与はTに比べて小さいとしている。また、Haydon et al. (1996)も林齢20~30年で年間流量が最低になるのは、この林齢でのTの増加が主因でありIの増加による寄与は小さいと指摘している。これらの2つの研究結果は予測結果と同様の傾向を示しており、シミュレーションの妥当性を支持するものである。

2) 生態学的考察

生態学の分野では、葉量がある林齢においてピークを持つことが指摘されている。これまで述べてきたように、葉量は蒸発散量と深く関わっているため、蒸発散量の林齢依存性を扱うための指標として取り上げ、考察してみる。

丸山・佐藤(1953)は岩手県のアカマツ林(*Pinus densiflora*)の葉の生重量($t\ ha^{-1}$)が林齢15年でピークを持つことを示した。ハヶ岳・縞枯山のシラビソ(*Abies veitchii*)・オオシラビソ(*Abies mariesii*)の混交林では30年(Oshima et al. 1958), イングランドのヨーロッパ・アカマツ林(*Pinus sylvestris*)とヨーロッパ・カンバ林(*Betula verrucosa* と *Betula pubescens* の混交林)ではそれぞれ20年, 24

年で葉の乾燥重量がピークを持つ(Ovington 1957, Ovington and Madgwick 1959)。九州と鳥取県のスギ林では葉の生重量が20年(汰木 1964), 北関東から宮崎県までの各地のスギ林では葉の乾燥重量が20~25年でピークを持つ(安藤ら 1968)。富士山のシラビソ林(*A. veitchii*)ではトータル・バイオマスが100 t ha⁻¹(林齢換算で約30年)において, 葉の乾燥重量がピークとなる(Tadaki et al. 1970)。山梨県・朝日岳のシラビソ林(*A. veitchii*)では40年で葉の乾燥重量のピークが見られる(只木ら 1977)。これらの研究では, いずれもピークの後に葉量がやや減少し, その後ほぼ一定, またはわずかに減少する傾向が見られる。

このようなピークは葉量だけではなく, 純生産量においても見られ(汰木 1964, 安藤ら 1968, Tadaki et al. 1970, 只木ら 1977), しかもそのピークの時期は樹冠の閉鎖時期と一致する(Whittaker and Woodwell 1968, O'Neill and De Angelis 1981, Jarvis and Leverenz 1983, Waring and Schlesinger 1985, Pearson et al. 1987)。

純生産量がある林齢でピークを持つ原因については, 以下のような仮説が提唱されている(Yoda et al. 1965, Kira and Shidei 1967, Kramer and Kozlowski 1979)。すなわち, 樹冠が閉鎖するまでは成長による葉量の増加によって光合成量が増して純生産量も増加する。しかし, 樹冠の閉鎖後は成長によるバイオマスの増加によって呼吸量が増加し, 光合成量と呼吸量の割合が変化して純生産量の減少が起こる, というものである。しかし, Ryan and Waring (1992)はアメリカ・コロラド州で亜高山性のロッジポールマツ(*Pinus contorta*)について40年生と245年生の林分の呼吸量を比較したところ, 有意な差が認められなかったとしている。Ryan and Waring (1992)の結果は, 光合成量

と呼吸量の割合が林齢に依存して変化することが純生産量にピークをもたらす原因である、とする前述の仮説に反するものであり、今後さらに検討が必要である。

神田・花井(1998)は葉量が樹冠閉鎖時にピークを持ち、しかもその時期が林分密度に依存することを森林成長モデルを用いて示した。また、林分密度が高いほどピークの時期が早まることも指摘している。この傾向は安藤ら(1968)によっても指摘されている。また、汰木(1964)は樹冠が完全に閉鎖しさえすれば林齢4年程度の若い林分においても葉量のピークが出現しようとしている。

図4-6では、林齢約20年以上においてはLAIと収量比数 R_y （林分の相対的な密度を表す）との関係は明確ではなく、林分密度が高いほどピークの時期が早まるとしている神田・花井のモデルや汰木、安藤らの結果を裏付けるものとはなっていない。図4-6には安藤ら(1968)のデータも含まれているのであるが、日本全国のデータがプロットされているために立地条件による差がLAIの R_y 依存性を打ち消してしまった可能性もある（第4章第3節4））。

前の項で述べたように、蒸発散量がある林齢でピークを持つことは、樹冠の閉鎖と関係している。自然災害や皆伐などの大きな攪乱の後、林分が成立する場合を考えると、樹冠の閉鎖時期は更新時の森林の条件と、立地条件とによって決まる（図6-2）。更新時の森林の条件（主に林分密度）が同様の森林であっても、気象、土壌などの立地条件が異なると成長量に差ができて、閉鎖時期が異なるはずである。第4章第3節2）で述べたように、本研究で与えた森林パラメータは水分不足による蒸散の抑制が起きない暖帯林から寒帯林について適用可能であると思われる。しかし、熱帯林、および半乾燥地帯や森林限界付近の亜高山帯の森林などでは立地条件や更新条件が大きく異なるため、林分構

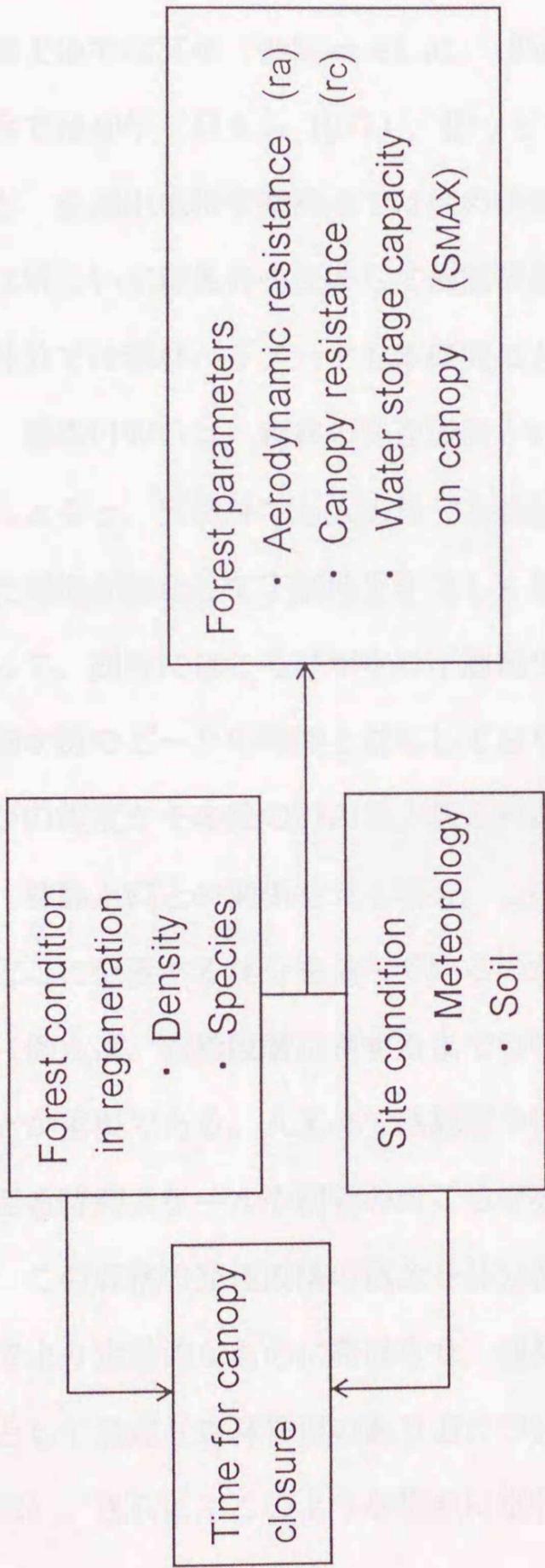


図6-2. 樹冠閉鎖までの時間, および森林パラメータの決定要因
 Fig. 6-2. Governing factors for time for canopy closure and forest parameters.

造や樹木の生理的特性も異なることが予想される。従って r_a , r_c , S_{MAX} などの森林パラメータも異なった値を取る可能性がある。

この節で引用した文献で葉量やETがピークを示す林齢は、八ヶ岳・縞枯山と富士山では30年 (Oshima et al. 1958, Tadaki et al. 1970), 山梨県・朝日岳では40年 (只木ら 1977), 旧ソビエト連邦では最大60年 (Molchanov 1963) と、亜高山地帯や寒冷地では他の研究と比較して遅れる傾向が見られる。これは厳しい立地条件を反映して樹冠閉鎖の時期が遅れるためと思われ、これらの林分では森林パラメータも本研究のものとは異なった値を示す可能性がある。

藤森(1997)は、森林の発達段階という概念を提唱している (図6-3)。これによると、天然林でも人工林でも若齢段階では樹冠が強度に閉鎖され、林床の光環境が悪化して下層植生が乏しくなる。成熟段階、老齢段階と進むにしたがって、樹冠にほころびが生じ下層植生が発達する。この概念に従えば、若齢段階がETのピークの時期と対応しており、成熟・老齢段階における樹冠のほころびの程度がその後のETの減少量と対応することになる。

林齢とETとの関係を見る場合、このように生態学的に見た動的な発達段階のどこに位置する林分を扱っているのか、またその林分の発達の時間スケール (例えば、若齢段階に達するまでの時間) はどの程度か、ということを知ることが重要である。人工林では施業や保育を行うことによって、これらの段階に至る時間スケールや樹冠のほころびをある程度制御することが可能である。

この森林の発達段階の概念を林分密度管理図 (安藤 1968, 1992) などの形でより定量的なものに発展させ、観測事例との対応が明らかになれば、水源林として最適な森林管理のあり方についての方向性が示せる可能性がある (第7章)。さらに、このような視点は水収支だけではなく、水収支と関連する二酸

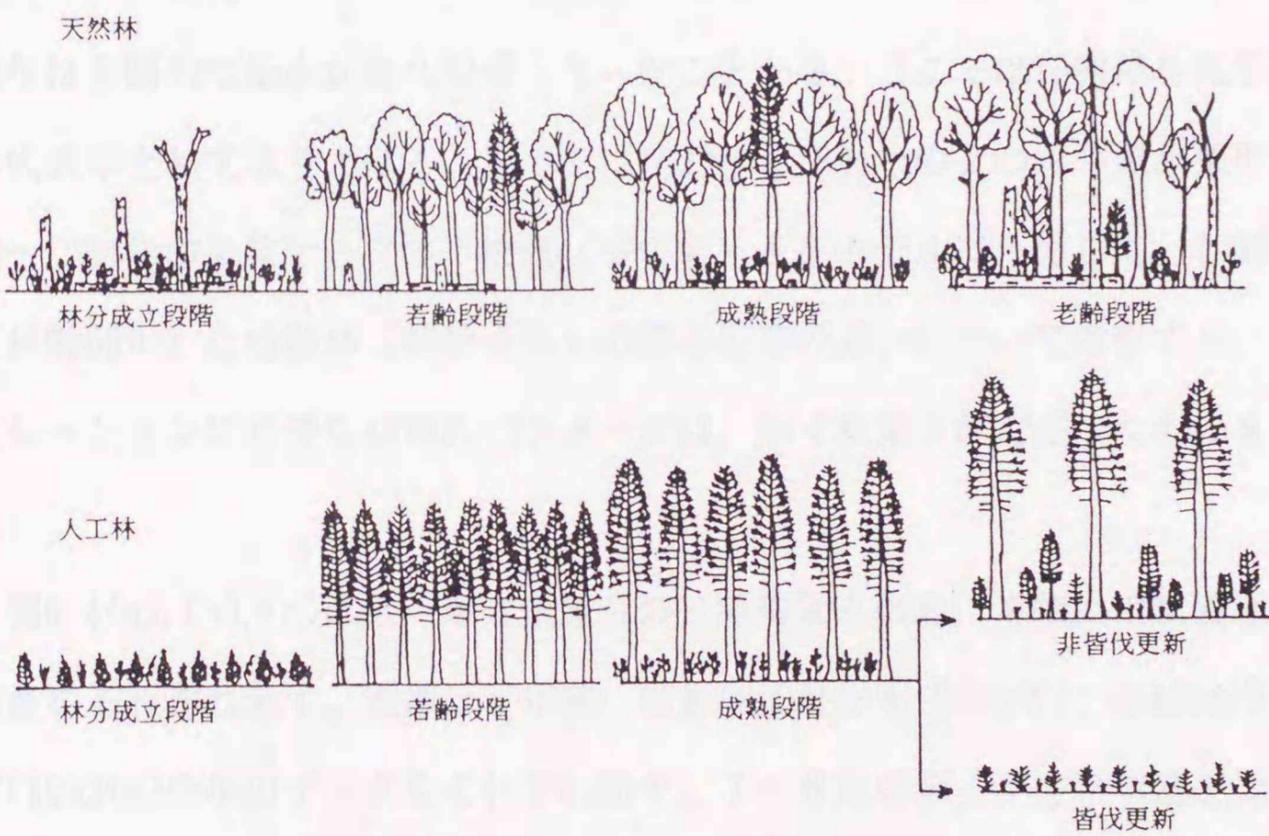


図6-3. 森林の発達段階（藤森 1997）

Fig. 6-3. Development stage of forest. Reproduced by permission from Fujimori, 1997; copyright Japanese Forestry Society.

化炭素の収支や物質循環, 生物多様性を考えるうえでも重要であると思われる。

第2節 気象変化に対する壮齢林・幼齢林の応答

第5章第3節(図5-9(a))で述べたように, 冷夏多雨だった1993年の7~8月にはETが小さく, 猛暑少雨だった1994年の7~8月にはETが大きくなる傾向が見られた。1995年の7~8月も猛暑だったためETが大きくなっているが, 1994年は全国的な渇水が社会問題となったことから, ここでは1994年を猛暑少雨の代表年として取り上げる。以下では1993年と1994年の2つの気象条件と1981~1994年の気象データの平均値(平年値)とをモデルに入力して, 壮齢林(林齢66年)と幼齢林(林齢4年)のETの応答の違いについて考察する。シミュレーションに必要な森林のパラメータは, 第4章第3節で述べたものを用いた。

図6-4(a), (b), (c)に水戸地方気象台の日照時間と気温, 常陸太田試験地の降水量をそれぞれ示す。実線は平年値, 破線は猛暑少雨(1994年), 点線は冷夏多雨(1993年)の年のデータをそれぞれ示す。7~8月のデータを平年値と比べると, 猛暑少雨の年の気温, 日照時間が平年値よりも大きな値を示し, 降水量が小さな値となっている。冷夏多雨の年においてはこの逆の傾向が見られる。猛暑少雨と冷夏多雨とでは月平均気温の差が7月では 5.3°C , 8月では 4.2°C , 月平均の日照時間の差は7月では 4.5 h day^{-1} , 8月では 5.0 h day^{-1} , 降水量は7月では 88 mm Month^{-1} , 8月では 97 mm Month^{-1} であった。なお, 日照時間と気温について水戸の値を示したのは, 常陸太田試験地で降水量以外の気象デー

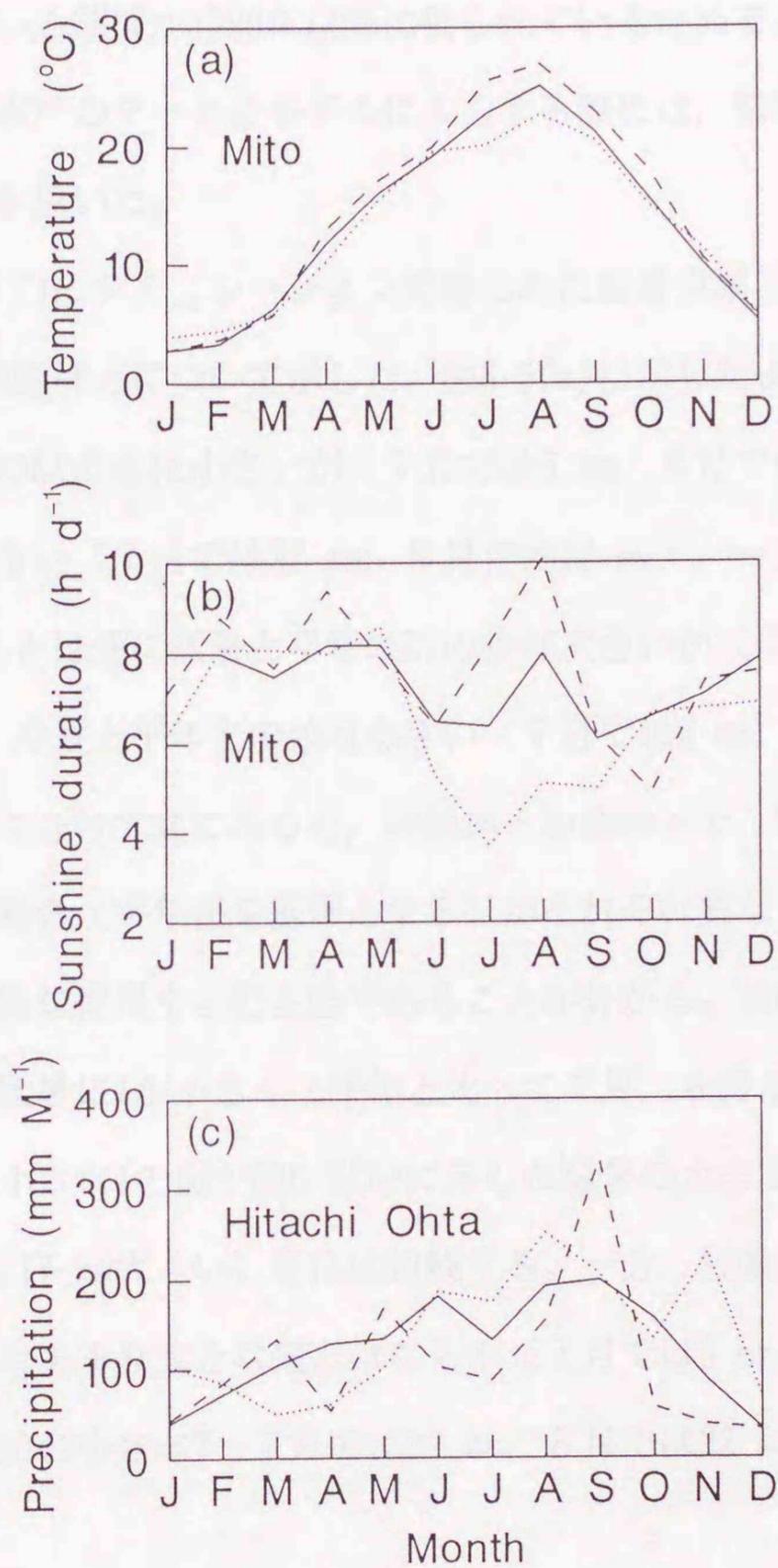


図6-4. 水戸の気温，日照時間と常陸太田試験地の降水量

Fig. 6-4. Temperature and sunshine duration in Mito, and precipitation in Hitachi Ohta. - - - - -: hot summer (1994), : cool summer (1993) and _____: mean summer (1981-1994 average).

タが得られている期間が1990年以降に限られているためである（第5章第1節1）。また、水戸のデータをモデルに入力する際には、常陸太田試験地の値に変換したものをを用いた。

図6-5(a)～(f)にシミュレーションで得られた猛暑少雨と冷夏多雨のET, T, Iを壮齢林と幼齢林とについて示した。図6-5(a)に示したように、壮齢林では猛暑と平年とのETの差は小さいが（7月では5 mm, 8月では7 mm）、冷夏と平年との差は大きい（7月では21 mm, 8月では13 mm）。一方、幼齢林（図6-5(d)）ではこれとは逆に猛暑と平年のETの差は大きい（7月では16 mm, 8月では15 mm）、冷夏と平年との差は小さい（7月では6 mm, 8月では0.9 mm）。

ETをIとTとに分けて見てみると、壮齢林と幼齢林とで、猛暑、冷夏に対するTとIの応答の割合（平年値を基準とする）がそれぞれ異なっていることが、このような対照的な結果を生む主因であることが分かる。壮齢林では図6-5(c)に示したように猛暑にIが小さく（平年と比べて7月, 8月が各々6 mm, 10 mm小さい）、この小さなIの値が図6-5(b)に示した猛暑の大きなTの値（7月では12 mm, 8月では17 mm大きい）をほぼ相殺する。一方、壮齢林の冷夏では図6-5(c)のようにIはあまり大きな値とはならず（7月では6 mm, 8月では9 mm大きい）、図6-5(b)の小さなT（7月では27 mm, 8月では22 mm小さい）を相殺できない。

幼齢林では図6-5(f)のように、猛暑と平年とでIの差がほとんど見られず（7月では0.5 mm大きく, 8月では0.3 mm小さい）、図6-5(e)の猛暑の大きなT（7月では15 mm, 8月では16 mm大きい）を打ち消すことができない。冷夏のIは図6-5(f)に見られるように、平年値よりも大きく（7月では4 mm, 8月では7 mmは大きい）、図6-5(e)の小さなTの値（7月では10 mm, 8月では6 mm

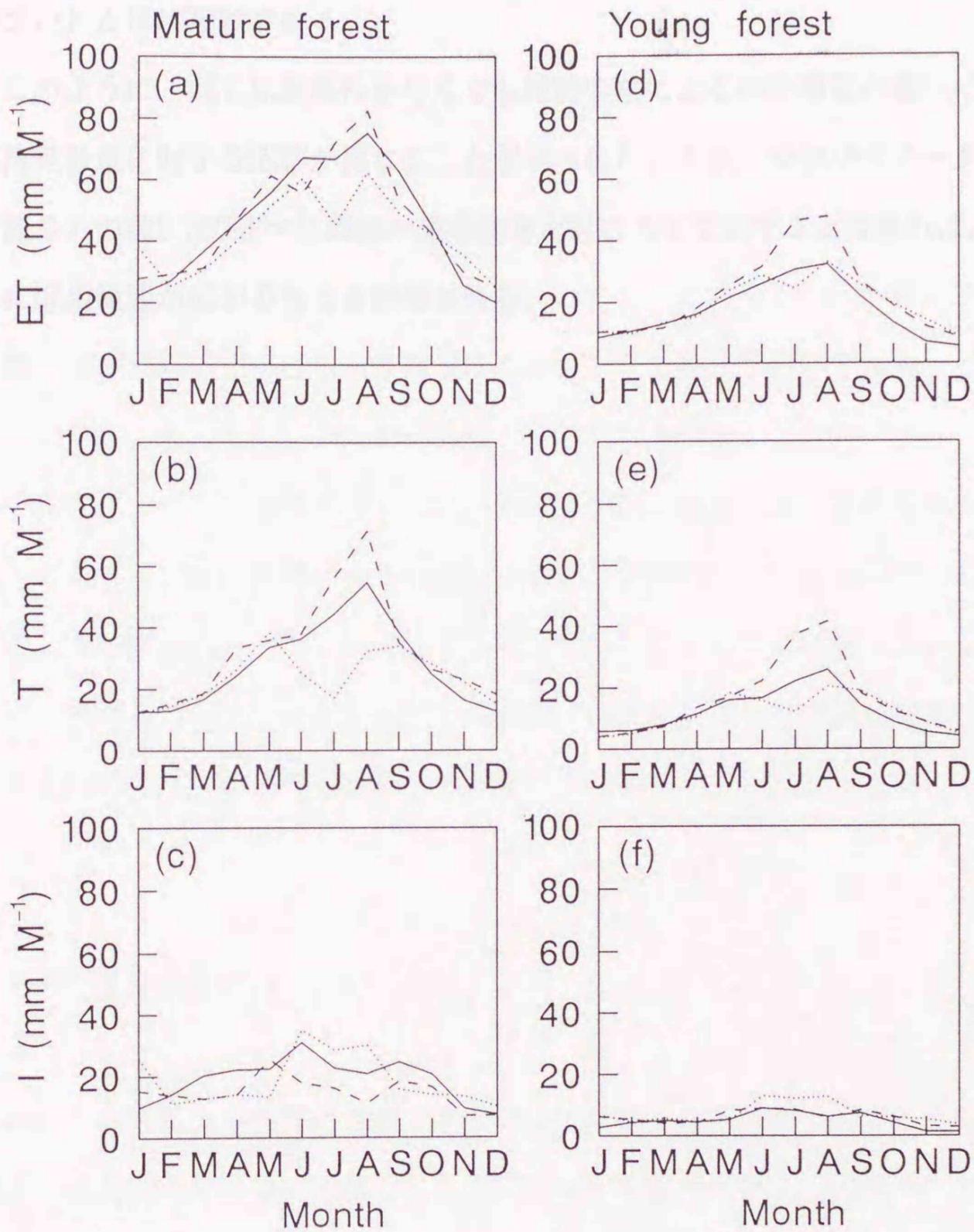


図6-5. 猛暑, 冷夏, 平年の気象条件に対する蒸発散量ET, 蒸散量T, 樹冠遮断量Iの応答

Fig. 6-5. Response of evapotranspiration ET, transpiration T and interception I to hot, cool and mean summers : (a)–(c) mature forest, (d)–(f) young forest. - - - - -: hot summer (1994), :cool summer (1993) and ————: mean summer (1981–1994 average).

小さい) とほぼ相殺される。

このように、同じ気象条件を与えても林齢の差による林分構造の違いによって蒸発散量に対する応答が異なることが示された。今後、森林パラメータを第1節2)の図6-3で述べた森林の発達段階と対応させて示すことできれば、さらに応用範囲が広がるものと期待される。

第7章 水保全と森林管理

この研究によって第1章第1節で述べたような森林機能論争の決着に必ずしも十分な情報を与えるまでには至らない。しかし、これまで先人が蓄えてきた貴重な流域試験のデータをより有効に活用するための、ひとつの指針を示すことができる。すなわち、今後他の流域への適用例を増やして森林パラメータと林分構造についての情報が増せば、水保全機能を高めるための林分構造の評価や、与えられた気象条件に対する水収支の予想などに活用できる可能性がある。このような視点から、この章では本研究で構築した蒸発散量評価手法の意義と新たに得られた知見とを振り返り、最後に間伐を行った場合の蒸発散量変化の予測を試みて今後の本研究の発展の可能性を探る。

第1節 蒸発散量評価手法の意義

本研究の意義は、流域試験データと新たに構築したモデルとによって蒸発散量と林分構造との関係を定量的に評価した点にある(図2-3右)。現在、蒸発散量の測定方法としてもっとも精度が高いのは気象学的方法で、日変化を測定できる時間分解能を持つ。しかし、測器の維持管理が困難であるため、観測期間が数ヶ月以内のものが多く、通年でデータが得られている例は少ない。したがって、気象変化に対する影響を検討した研究は多いが、長期の観測期間を必要とする森林被覆変化による影響を示した例はほとんどない。一方、流域試験

による蒸発散量の観測では長期の測定が可能であるため、数十年にわたってデータが蓄積されている例もある。しかし、森林被覆変化の前後の降水量と流量とを用いた統計的解析が行われる場合がほとんどであったため（図2-3左）、森林被覆変化による影響と気象変化による影響とを分離して評価することが困難であった。また、気象学的方法と流域試験とのいずれにおいても林分構造のパラメータ化が不十分であったため、森林被覆変化と蒸発散量の関係について定量化な議論が困難であった。

本研究では気象学的方法と流域試験の両方の特徴を生かした新たな方法を用いて、森林被覆変化が蒸発散量に及ぼす影響を定量的に評価した。すなわち、蒸発散量が林分構造（立地条件が同じであれば林齢）に依存する、との仮説の下に森林パラメータを林齢の関数として表した蒸発散の林分構造依存モデルを構築し、それを長期のデータが得られている流域試験地に適用してその適合性および仮説の妥当性を確認した。さらに、このモデルを用いて林齢、および気象を変化させたときの蒸発散量の応答を検討した。

これまでの流域試験では森林被覆変化による水収支変化を単に記述するのみであったが、本研究では林齢（林分構造）の違いとして定量的に扱えるようになった。これにより新たに得られた主な知見は、①蒸発散量が葉量のピークと対応して林齢15～20年でピークを持ちその後やや減少してほぼ一定になること、②蒸発散量のピークが主に蒸散量の増加によってもたらされること、③年間蒸発散量の変化は幼齢林では林分構造、壮齢林では降水量の変化がそれぞれ主な決定要因であること、④樹冠遮断の主要なプロセスは幼齢林では降水終了後の蒸発、壮齢林では降水中の蒸発であること、⑤猛暑少雨と冷夏多雨に対する応答は幼齢林と壮齢林とで異なること、などである。これら①～⑤を図7-1にま

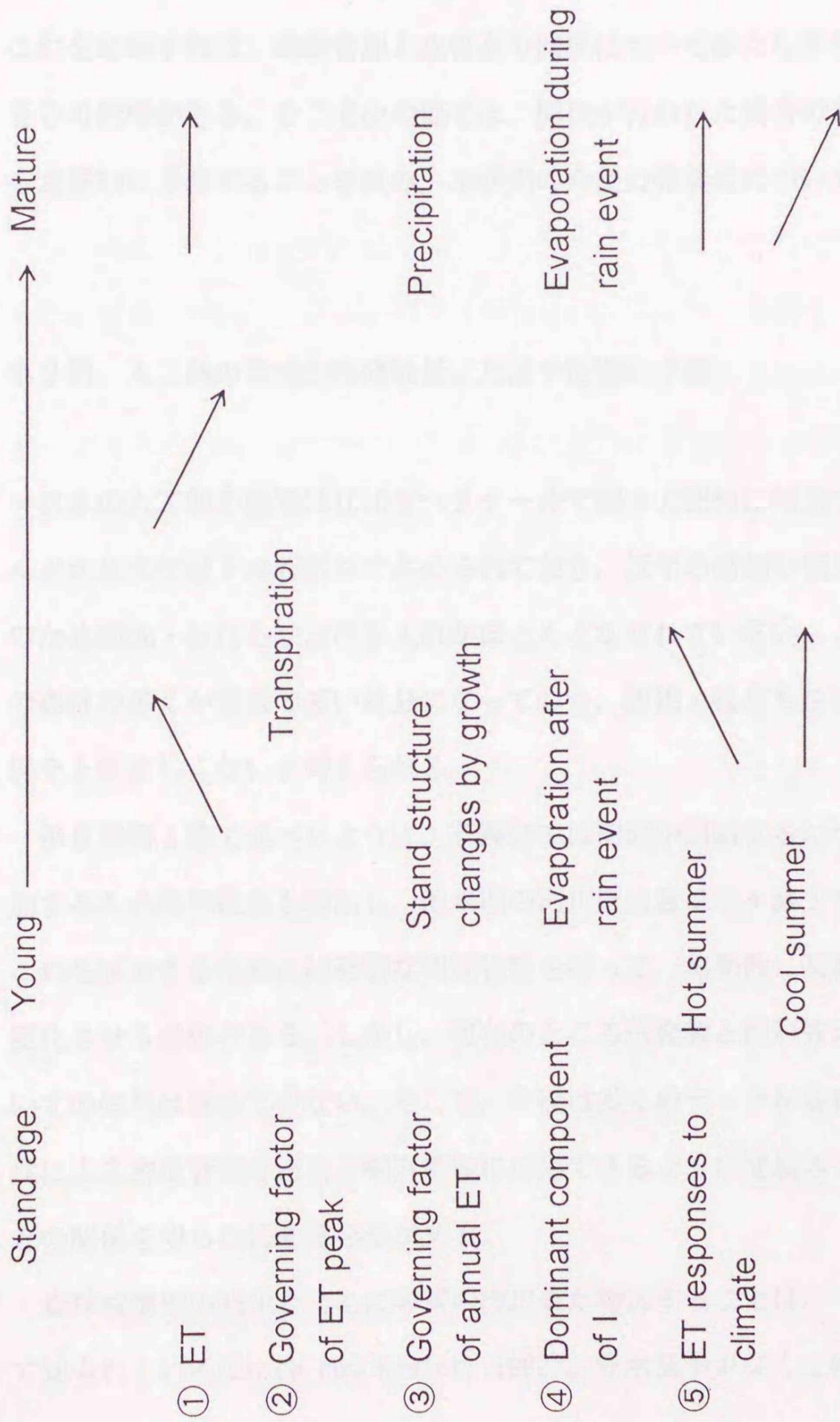


図7-1. 本研究によって得られた新たな知見
 Fig. 7-1. New findings of this study

とめた。

以上のように、本研究の特徴は林分構造の違いを定量的に扱える点にある。これを応用すれば、森林管理と水保全の関係について新たな評価方法を確立できる可能性がある。そこで次の節では、間伐が行われた場合の蒸発散量の変化を定量的に予測することを試み、本研究の今後の発展性について検討する。

第2節 人工林の間伐が蒸発散量に及ぼす影響の予測

日本の人工林の面積は1040万ヘクタールで国土の28%に相当する。そのほとんどが40年生以下の若齢林で占められており、近年の材価の低迷による経営難のため間伐・枝打ちなどの手入れがほとんどなされていない。このためこれらの森林の多くが葉量の多い林分になっており、間伐・枝打ちを行わないと水土保持上好ましくないと考えられる。

第6章第1節で述べたように、若齢林では樹冠が閉鎖するにつれてLAIが増加するため蒸発散量も増加し、渇水期の河川流出量は年々減少するはずである。これを解消するためには適切な樹冠管理を行って、蒸発散に関わる林分構造を変化させる必要がある。しかし、現在のところ蒸発散と樹冠管理との関係についての知見は極めて少ない。そこで、今後は多くのデータが蓄積されている間伐による密度管理の研究を樹冠管理に応用できるように発展させて、蒸発散量との関係を明らかにする必要がある。

森林被覆率の減少とともに年間の流出量が増加することは、一時的な傾向として知られている(Bosch and Hewlett 1982)。降水量が少なく土砂災害の起きに

くい国や地域では、強度の間伐によって流出量を増やす試みもなされている (Stoneman 1993)。しかし、わが国は台風や梅雨によって豪雨がもたらされ土砂災害が頻発する地域のため、河川への流出量を増やすことだけに着目して森林の伐採を行うことは危険である。すなわち、洪水・渇水緩和の機能は森林土壌の高い浸透能と保水性とによってもたらされるが、森林伐採によって森林土壌そのものが表層崩壊や表面侵食によって失われてしまう危険があるためである。塚本(1984)は、国土保全、森林保全、水保全の3者を考慮して森林施業についての議論を展開している。それによると、森林土壌の保全がすべての基本であるため第一に国土保全、すなわち崩壊・侵食の防止が重要で、第二に森林土壌を育成・維持する森林の保全、そしてこれら2者が保全された結果として水保全ができるとしている。

葉量の多い森林は蒸発散量が多いため、葉量の少ない森林よりも洪水量が減少すると思われる。しかし、葉量が多いと渇水期の流出量が減少し、さらに下層植生が貧弱となるため表層崩壊・表面侵食が起きやすくなることが懸念される。逆に、葉量が少ない森林は葉量が多い森林よりも渇水期の流量が増加するはずであるが、その極限である裸地や草地は洪水量が多くなり、表層崩壊・表面侵食も起きやすい。これらの中間に水保全上最適な葉量が存在するはずである。ここでは、崩壊・侵食防止機能については論じないこととし、健全な森林が存在することは崩壊・侵食防止のためには必要不可欠であるという前提(塚本(1984)による国土保全と森林保全)に立った上で間伐を行った場合の蒸発散量の変化について検討してみる。

ここでは間伐と蒸発散に関する数少ない文献データと第4章で構築したモデルを基に、間伐による蒸発散量の変化を予測してみる。データが少ないために

信頼性に劣る部分もあるが、この点に関しては今後データを蓄積する必要がある。なお、枝打ちと蒸発散量の関係を示すデータは皆無に等しいため、今後、枝打ちと蒸発散との関係についてもデータを得る必要がある。

第4章のモデルに含まれるパラメータは空気力学的抵抗 r_a 、群落抵抗 r_c 、樹体の保水容量 S_{MAX} の3者であった。間伐を行うとそれに対応して S_{MAX} が減少し、 r_a と r_c は増加することが予想される。Teklehaimanot et al. (1991)は間伐率の増加とともに r_a の逆数であるコンダクタンスが低下(r_a が増加)することを示した。しかし、データが得られている林分密度は 3000 ha^{-1} (間伐前)、 625 、 277 、 156 ha^{-1} と、わが国で行われるものと比べて間伐率がかなり大きい。これはTeklehaimanot et al. (1991)がアグロフォレストリーを念頭に置いて試験を行ったためである。ここでは林分密度が小さいときのデータは用いず、密度が 3000 から 625 に減らされたときの r_a の変化(5.8 から 7.6 s m^{-1})と同じ割合で r_a が減少すると仮定した。

間伐による r_c に変化についての研究は皆無と思われるため、蒸散量の測定結果から推測してみる。森川(1988)がヒノキ林の蒸散量をヒートパルス法で測定したところ、24%の間伐後に日射が強いと立木1本当たりの蒸散量が増加することがあるものの林分全体の蒸散量は21%減少したとしており、ほぼ間伐率と対応している。このことから r_c も間伐率、したがってLAIの減少率に対応して増加することが予想される。近嵐ら(1987)は森川(1988)と同じ林分で樹冠遮断を測定し、間伐後には S_{MAX} に相当する量が約25%減少したと報告している。これらの結果から間伐による r_c と S_{MAX} の変化はそれぞれ(4.12)、(4.13)式のLAIを減少させることで表現できると仮定した。

以上の森林パラメータと常陸太田試験地における1981~1994年の気象データ

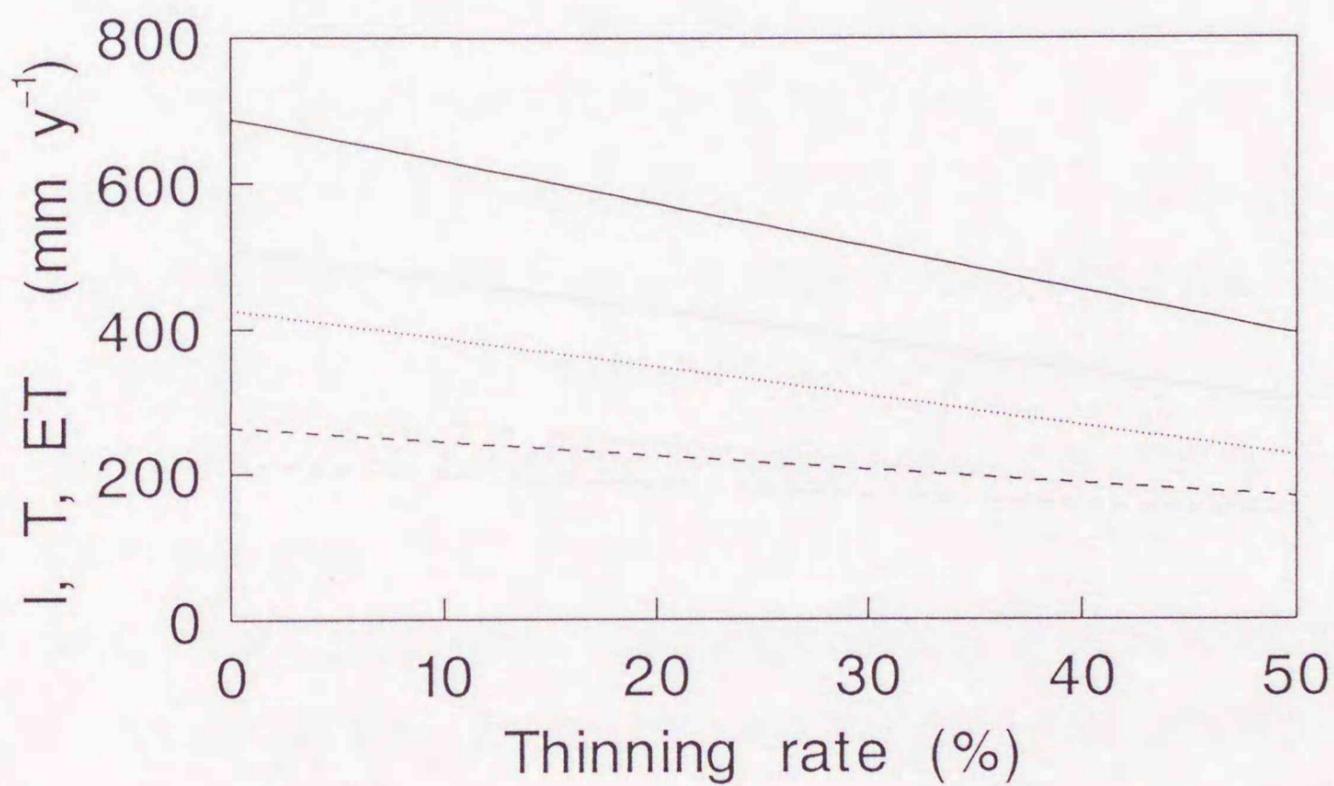


図7-2. 間伐による蒸発散量ET, 蒸散量T, 樹冠遮断量Iの変化予測
 Fig. 7-2. Prediction of changes in evapotranspiration ET, transpiration T, and interception I after thinning. LAI before thinning : 6.0.
 ———: ET,: T, - - - - - : I.

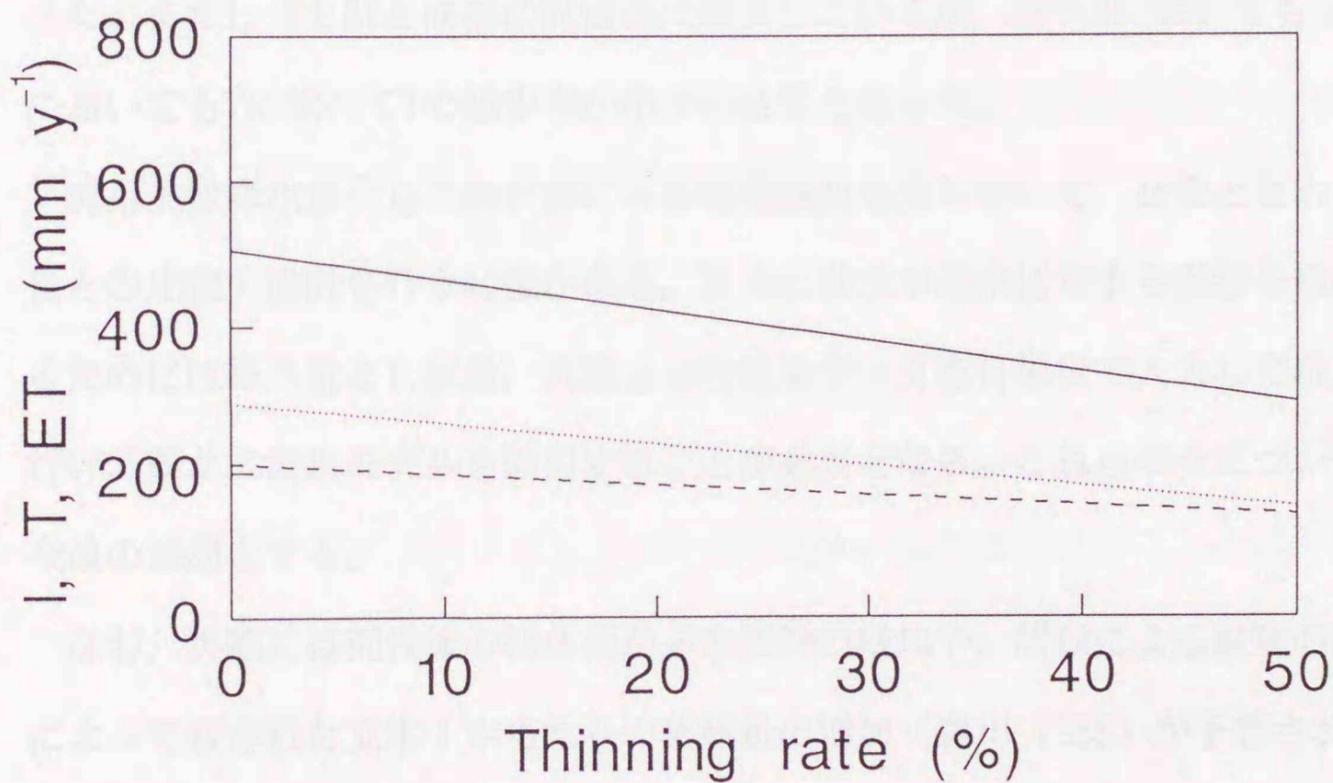


図7-3. 間伐による蒸発散量ET, 蒸散量T, 樹冠遮断量Iの変化予測

Fig. 7-3. Prediction of changes in evapotranspiration ET, transpiration T, and interception I after thinning. LAI before thinning : 4.0.

———— : ET, : T, - - - - - : I.

の平均値を与えて、間伐を行ったときの樹冠遮断量I, 蒸散量T, 蒸発散量ETを計算した(図7-2, 図7-3)。図7-2では間伐前のLAIを6, 図7-3では4と仮定した。若齢林においては, このような間伐前のLAIの違いは初期の植栽密度の違いによってもたらされると考えられる。すなわち, 図4-6に示されているように, 林齢約20年以下ではある林齢のLAIが収量比数 R_y とともに増減する。図7-2では間伐前のETが 688 mm y^{-1} , 図7-3では 506 mm y^{-1} で, いずれも間伐率とともに直線的に減少し, 50%の間伐後ではそれぞれ 393 mm y^{-1} , 295 mm y^{-1} となった。またI, TもETと同様に直線的に減少しているが, 図7-2においても図7-3においてもTに比べてIの減少率が小さい結果となった。

実用上は降水量からこの計算による蒸発散量を差し引いて, 必要とされる流量との比較・検討を行う必要がある。さらに洪水や渇水に対する影響を検討するためには降水量と日射量, 気温などの気象データを日単位で入力して計算を行い, 新たに流出モデルを適用することが必要となる。これらの点については, 今後の課題とする。

なお, 実際には間伐後の林床面からの蒸発の増加や, 間伐による被陰の減少によって残された立木1本当たりの蒸散量の増加(森川 1988)が予想される。このため, 予測結果は間伐率が増加するほど蒸発散量の減少量を過大に見積もっていると思われる。また, 間伐後の樹冠の発達によって蒸発散量が再び増加するはずであるが, この樹冠発達による効果の予測を行うためには間伐後の林分構造変化のデータが必要である。今後, 実際には間伐・枝打ちなどの施業(樹冠管理)を行って, 蒸発散量の測定値と森林パラメータおよび林分構造とを対応づけたデータを蓄積することが必要である。

謝辞

本研究を進めるにあたり、多くの方々からご指導、ご協力をいただいた。北海道大学農学部の新谷融教授、笹賀一郎教授、浦野慎一教授、中村太士助教授には本論文を校閲していただくとともに、懇切なるご指導をいただいた。特に新谷教授には論文全体を通して論旨に一貫性が出るように導いていただいた。本研究で用いた長期にわたるデータの多くは、森林総合研究所東北支所経営部の志水俊夫部長（元 水資源保全研究室長）、森林総合研究所水資源保全研究室の坪山良夫室員、同水流出管理研究室の藤枝基久室長、野口正二室員、久保田多余子室員、森林総合研究所東北支所防災研究室の細田育広室員（元 水資源保全研究室室員）、岩手県立紫波高等学校の細田真由美氏（元 水流出管理研究室室員）、菊谷昭雄氏（元 同室員）のご尽力によって、現場での測器の設置や維持管理が絶え間なく行われてきた結果得られた貴重なものであり、また同時にこれらの方々には多くの助言をいただいた。以上の方々に心から感謝します。

摘要

本研究は森林流域における蒸発散量，樹冠遮断量，蒸散量と林齢および林分構造との関係を，流域蒸発散の観測と蒸発散の林分構造依存モデルとによって定量的に評価するものである。

第1章では，研究の社会的および学術的な背景と意義を概説し，本論文の目的と意義について述べた。これまでのわが国の森林管理は木材生産を主眼として行われてきた。しかし，近年，森林管理の主要な目的は公益的機能の増進へと転換しつつある。一方，水保全上好ましい森林管理のあり方については多くの議論がなされてきたが，十分な解答は得られていない。これは，流域蒸発散が植生，気象，土壌の相互作用によって支配されるため，それぞれの要素を分離するのが困難なことによる。そこで本研究では，流域蒸発散の観測を行うとともに，蒸発散の林分構造依存モデルを構築して森林被覆の効果と気象変化の効果とを分離して蒸発散の評価を行った。

第2章では，既往の蒸発散量の測定・解析方法を概観してそれぞれの特徴を踏まえたうえで，本研究の測定・解析方法の特徴を述べた。気象学的観測方法は蒸発散量の測定方法としては高い精度と時間分解能を持つ。しかし，長期間の観測には，精度は劣るが流域試験が適している。ここでは蒸発散量の観測方法として流域試験を用い，さらに水収支法によって樹冠遮断量の測定を行った。従来の流域試験の解析方法は，森林の変化の前後での水収支の違いを現象論的に記述するだけのものが多かった。本研究ではまず，森林の変化を含む期間について，短期水収支法および年間水収支により蒸発散量の季節変化および経年

変化の観測値をそれぞれ求めた。次に、蒸発散の林分構造依存モデルを構築して観測値を再現し、モデルの適合性を確認した。モデルの構築に当たっては、「蒸発散量は林分構造（立地条件が一定なら林齢）に依存する」という仮説を提示し、これに基づいて森林パラメータの検討を行った。さらに、このモデルを用いて蒸発散量の林齢依存性と気象条件の違いによる応答の差を考察し、最後に間伐による蒸発散量の変化予測を行って森林技術の展開を試みることにした。

第3章では、試験地の概要と水収支の観測・解析方法について述べた。対象とした常陸太田試験地は茨城県北部の太平洋岸に位置する。ここでは1906～1919年に流量・雨量観測が行われたことがある。現在の全流域の面積は15.68 haで、さらにその中に4つの小流域が設定されており、それぞれで流量観測が行われている。流域内の露場では雨量観測と気象観測が行われている。今回対象としたのは全流域とB流域（2.48 ha）である。全流域は1984年までは1919年に植栽されたヒノキ・スギの壮齢林で覆われていたが、1985～1986年にB流域を残して皆伐された。その後、1987～1988年に再びヒノキとスギが植栽されている。蒸発散量の観測値は季節変化については短期水収支法、年変化については暦年を水文年とする年間水収支を用いて求めた。解析期間は全流域については1981～1985年、幼齢林流域（全流域とB流域との差）については1991～1997年である。B流域の壮齢林においては林内雨量（樹冠通過雨量と樹幹流下量の和）が測定された。樹冠遮断量は1991～1994年について林外雨量（降水量）と林内雨量の差から算出した。

第4章では、蒸発散の林分構造依存性を検討するためのモデルを構築した。本研究の最大の新規性は、このモデルに用いる森林パラメータを独自の表現形

式で示した点である。モデルは熱収支式（ペンマン・モンテイス式）を基礎にしたものである。蒸発散量は蒸散量と樹冠遮断量だけからなると仮定し、林床面蒸発や未閉鎖部分からの蒸発は森林パラメータに含まれるとして扱った。蒸散量は一日ごと、樹冠遮断量は一降水ごとに計算した。モデルに用いる森林パラメータ（空気力学的抵抗 r_a 、群落抵抗 r_c 、樹体の保水容量 S_{MAX} ）は観測値と文献値に基づいて与え、「蒸発散量は林分構造（立地条件が一定なら林齢）に依存する」という仮説に基づき、林齢の関数として表した。空気力学的抵抗 r_a は、対数則に基づいて樹高の関数として計算し、さらに既往の研究のレビューを行って樹高との関係を考察した。その結果、樹高約6 m以下では樹高とともに r_a が減少したが、約6 m以上ではほぼ一定の値に収束した。このことは、樹高約6 m（林齢約20年）で樹冠が閉鎖することに関係していると推定される。樹高と r_a の関係は、樹高と林齢の関係をを用いて、林齢と r_a の関数として表現した。群落抵抗 r_c と樹体の保水容量 S_{MAX} は、葉面積指数LAIを用いて林齢との関係を検討した。LAIと林齢の関係を示すデータはばらつきが大きいですが、樹冠が閉鎖する林齢15~20年でピークを示しその後やや減少してほぼ一定となる傾向を示した。また、林齢約20年以下ではLAIが収量比数 R_y とともに大きくなる傾向が見られたが、樹冠が閉鎖する林齢約20年以上では R_y との関係は明確ではなかった。一方、パイプモデル理論によれば、断面積と葉量の間には相関関係が見られるはずである。そこで、LAIと胸高断面積合計との関係を検討したところ、林齢15~20年に相当する胸高断面積合計においてLAIがピークを示し、その後やや減少してほぼ一定の値となる傾向を示した。さらに胸高断面積合計と林齢とは一対一の関係にあることから、LAIは林齢の関数として表せるだけでなく胸高断面積合計の関数としても表現できることが示された。ここでは他の

研究との比較のし易さと第6章で述べる生態学的意味からLAIを林齢の関数とすることにした。

第5章では、観測結果とモデルによるその再現について検討した。最初に、モデルに入力する気象データと、モデルの再現性を評価する手法について述べた。降水量と樹冠遮断量の観測値から求めた回帰直線を用いて、降水中の蒸発率を算出したところ 0.12 mm h^{-1} となった。また、モデルによる蒸発率の計算値は 0.11 mm h^{-1} となった。これらの値がほとんど一致したことは、回帰直線による解析方法が物理プロセスと対応していることを示唆している。一方、水収支から求めた樹冠遮断量と蒸発散量は、どちらもモデルによって有意に再現できることが示された。これにより、「蒸発散量は林分構造（立地条件が一定なら林齢）に依存する」という仮説が妥当であることと、モデルの適合性が示された。壮齢林での年間樹冠遮断量の観測値は $216\sim 240 \text{ mm year}^{-1}$ 、蒸発散量は $464\sim 614 \text{ mm year}^{-1}$ であったが、林齢と蒸発散量との関係は明確ではなかった。幼齢林では蒸発散量の観測値が成長とともに 313 mm year^{-1} から 655 mm year^{-1} へと毎年増加した。蒸発散量、樹冠遮断量、蒸散量は年々の気象条件を反映して毎年異なった季節変化を示した。特に冷夏多雨の1993年には蒸発散量の計算値が小さな値となり（観測値なし）、猛暑少雨の1994年には観測値、計算値ともに大きな値となった。

第6章では、まず気象条件を一定にして森林パラメータを変化させることにより、蒸発散量の林齢依存性を検討した。その結果、LAIの変化に対応して林齢 $15\sim 20$ 年で蒸発散量のピークが予測された。年間蒸発散量の観測データは林齢 $4\sim 10$ 年までしかないため、このことは実証されてはいない。しかし、幼齢林の蒸発散量が毎年増加しており、すでに壮齢林の値を上回るまでになってい

ることと、幼齢林はまだ閉鎖していないことを考えると、今後、蒸発散量がピークに達した後、壮齢林の値にまで減少するのは確実である。蒸発散量は葉量と関係しているので、葉量と林齢の関係について生態学的に考察した。葉量がある林齢でピークを持つとする研究例は数多くあり、その時期と樹冠の閉鎖時期とは一致するとされている。また、樹冠閉鎖の時期は林分密度と関わるので、今後これらの関係についての定量的なデータの収集が望まれる。最後に、モデルを用いて林齢を4年と66年の2種類に設定し、冷夏多雨だった1993年と猛暑少雨だった1994年、さらに平年（1981～1994年の平均値）の3種類の気象データを入力して蒸発散量の違いを予測評価した。その結果、同じ気象条件を与えても林齢（林分構造）の違いによって蒸発散量、樹冠遮断量、蒸散量が異なった応答をすることが示された。

第7章では、本研究の意義と新たに得られた知見とを振り返り、人工林の間伐が蒸発散量に及ぼす影響の予測を試みた。人工林の間伐を対象としたのは、国土の28%を占める人工林の多くが手入れ不足の状態にあり、その管理方法を検討する必要があるためである。森林パラメータは r_a と S_{MAX} については間伐前後の文献値から、 r_c は間伐前後の蒸散量の文献値から、それぞれ間伐率に対する変化率を推定した。予測によると、間伐によるLAIの減少とともに蒸発散量は直線的に減少した。しかし、施業と森林パラメータに関するデータが不十分であるため、今後、データを蓄積することが必要である。

引用文献

- 安藤貴 (1962) : アカマツの天然生除伐試験の解析 (第2報) 本数密度を中心とした解析. 林試研報, 147, 45-77.
- 安藤貴 (1968) : 同齡単純林の密度管理に関する生態学的研究. 林試研報, 210, 1-153.
- 安藤貴 (1992) : 閉鎖後の保育. 川名明・片岡寛純・角張嘉孝・岩坪五郎・相場芳憲・大庭喜八郎・橋詰隼人・右田一雄・佐々木恵彦・野上寛五郎・安藤貴・伊藤忠夫・須藤昭二・吉川賢・渡辺弘之 著, 造林学—第三版—, 137-159, 朝倉書店.
- Bosch, J. M. (1982) : 'Streamflow response to catchment management in South Africa', Proceedings Symposium on Hydrological Research Basins, Bern, Switzerland. Landeshydrologie – Bern, Sonderheft, 2, 279–289.
- Bosch, J. M. and Hewlett, J. D. (1982) : A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. J. Hydrol. 55, 3–23.
- Calder, I. R. (1976) : The measurements of water losses from a forested area using a "natural" lysimeter. J Hydrol., 30, 311–325.
- Calder, I. R. (1977) : A model of transpiration and interception losses from a spruce forest in Plynlimon, Central Wales. J. Hydrol., 33: 247–265.
- Calder, I. R. (1987) : A stochastic model of rainfall interception. J. Hydrol., 89, 65–72.

- Calder, I. R. and Rosier, P. T. W. (1976) : The design of large plastic-sheet net-rainfall gauge. *J. Hydrol.* 30, 403-405.
- Cannell, M. G. R. (1982) : World forest biomass and primary production data. Academic Press, London, 134-166.
- 近嵐弘栄・服部重昭(1983):ヒノキ林における林内雨量の推定. 林試研報, 324, 101-124.
- 近嵐弘栄・服部重昭・竹内信治・坪山良夫・平和敬(1987):間伐による・熱水分環境の変化. 好適生産環境の作出-耕地, 林地, 河川-, グリーンエナジー計画成果シリーズ, No. 2, 102-111, 農林水産技術会議事務局.
- Dunn, S. M. and Machay, R. (1995) : Spatial variation in evapotranspiration and the influence of land use on catchment hydrology. *J. Hydrol.*, 171, 49-73.
- 藤枝基久・野口正二・小川真由美 (1996) : 森林流域における土地被覆変化が水文環境に与える影響-皆伐・トラクター集材を例にして-. 日林誌, 78, 43-49.
- 藤森隆郎 (1997) : 日本のあるべき森林像からみた「1千万ヘクタールの人工林」. 森林科学, 19, 2-8.
- Gash, J. H. C. (1979) : An analytical model of rainfall interception by forests, *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 105, 43-55.
- Gower, S. T. and Norman, J. M. (1991) : Rapid estimation of leaf area index in conifer and broad-leaf plantations. *Ecology*, 72, 1896-1900.
- 服部重昭 (1985) : 蒸発散推定式の導出過程の解説と林分への適用における問題点. 林試研報, 332, 139-165.
- 服部重昭 (1992) : 森林蒸発散の構成成分. 塚本良則編, 森林水文学, 78-96,

文永堂出版.

服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治 (1981) : エネルギー収支によるヒノキ林の蒸発散量の測定. 日林誌, 63, 125-132.

服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治 (1982) : ヒノキ林における樹冠遮断量の測定とその微気象学的解析. 林試研報, 318, 79-102.

服部重昭・玉井幸治・阿部敏夫 (1993) : ヒノキ林における土壌水分と飽差が蒸発散に及ぼす影響. 日林誌, 63, 216-244.

Haydon, S. R., Benyon, R. G. and Lewis, R. (1996) : Variation in sapwood area and throughfall with forest age in mountain ash (*Eucalyptus regnans* F. Muell.), *J. Hydrol.* 187, 351-366.

Horton, R. H. (1919) : Rainfall interception, *Mon. Wea. Rev.* 47, 603-623.

石井孝・梨本真・下垣久 (1998) : 衛星データによる森林計測手法の開発 (その2) - 葉面積指数LAIの推定 -. 電力中央研究所報告, U98013, 23pp.

石井孝・梨本真・下垣久 (1999) : 衛星データによる葉面積指数LAIの推定. 水文・水資源学会誌, 12, 210-220.

Jarvis, P. G. and Leverenz, J. W. (1983) : Productivity of temperate, deciduous and evergreen forests. In: O. L. Lange, S. P. Nobel, C. B. Osmond and H. Ziegler (Editors), *Encyclopedia of plant physiology. New Series. Volume 12 D. Physiological plant ecology IV. Ecosystem processes: mineral cycling, productivity and man's influence.* Springer-Verlag, Berlin, 233-280.

Jarvis, P. G., James, G. B. and Landsberg, J. J. (1976) : Coniferous forest. In: J. L. Monteith (Editor), *Vegetation and the atmosphere*, Academic Press, London, 2, 171-240.

- 神田学・花井洋子 (1998) : 森林成長モデルとその性能評価. 水文・水資源学会誌, 11, 472-481.
- 加藤正樹・小野寺真一・小林政広 (1995) : 源頭部森林小流域における土壤溶液と湧水の硝酸態窒素の動態. 日林誌, 77, 516-526.
- 木村喬顕・山田喜一 (1912) : 有林地と無林地とニ於ケル水源涵養比較試験. 林試報告, 12, 1-84.
- 吉良竜夫 (1965) : 樹形のパイプモデル. 北方林業, 192, 69-74.
- Kira, T. and Shidei, T. (1967) : Primary production and turnover of organic matter in different forest ecosystems of the western Pacific. Jpn. J. Ecol., 17, 70-87.
- 岸本泰延 (1986) : 水利用の新規課税は不合理. 10月17日, 朝日新聞朝刊・東京本社版「論壇」.
- 小南裕志・鈴木雅一 (1990) : ヒートパルス法による実蒸散量の推定, 京大演習林報告, 62, 197-207.
- 近藤純正 (1981) : 地表面のフラックスを求める方法. 竹内清秀・近藤純正著, 大気境界層の科学, 89-106, 東京大学出版.
- 近藤純正 (1994) : 地表面付近の風と乱流. 近藤純正編著, 水環境の気象学, 91-127, 朝倉書店.
- 近藤純正・中村亘・山崎剛 (1991) : 日射および下向き大気放射の推定. 天気, 38, 41-48.
- 近藤純正・渡辺力・中園信 (1992a) : 日本各地の森林蒸発散量の熱収支的評価. 天気, 39, 685-695.
- 近藤純正・渡辺力・中園信・石井正典 (1992b) : 森林における降雨の遮断蒸発

のモデル計算. 天気, 39, 51-59.

近藤純正・中島健雄・渡辺力 (1994) : 森林流域貯留量の蒸発散抑制の考察.

水文・水資源学会誌, 7, 402-410.

小杉緑子 (1995) : 気孔コンダクタンスの計測とモデリング. 水文・水資源学会

誌, 8, 221-230.

Kramer, P. J. and Kozlowski, T. T. (1979) : Physiology of woody plants. Academic

Press, New York.

Kuczera, G. (1987) : Prediction of water yield reductions following a bushfire in

ash-mixed species eucalypt forest. J. Hydrol., 94, 215-236.

蔵治光一郎 (1996) : 熱帯林の水文特性に関する研究. 東大農学部演習林報告,

95, 208pp.

蔵治光一郎・田中延亮・白木克繁・唐鎌勇・太田猛彦 (1997) : 風速がスギ・ヒ

ノキ壮齢林の樹幹流下量に及ぼす影響. 日林誌, 79, 215-2221.

Langford, K. J. (1976) : Change in yield of water following a bushfire in a forest of

Eucalyptus regnans. J. Hydrol., 29, 87-114.

Leyton, L., Reynolds, E. R. C. and Thompson, F. B. (1967) : Rainfall interception in

forest and moorland, International Symposium on Forest Hydrology,

Pergamon, Oxford, 163-178.

Llorens, P. Poch, R., Latron, J. and Gallart, F. (1997) : Rainfall interception by a

Pinus sylvestris forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous

abandoned area I. Monitoring design and results down to the event scale. J.

Hydrol. 199, 331-345.

町村尚 (1998) : 細線熱電対乾湿計を用いた渦相関法による降雨時の顕熱・潜

- 熱フラックス測定. 農業気象, 54, 315-322.
- 丸山岩三・佐藤正 (1953): 林木および林分の葉量に関する研究 (第1報)
—岩手縣地方のアカマツについて—, 林試研報, 65, 1-10.
- McNaughton, K. G., and Black, T. A. (1973): A study of evapotranspiration from a douglas fir forest using the energy balance approach. *Water Resour. Res.*, 9, 1579-1590.
- 水谷完治・池田武文 (1995): 微気象観測によるコジイ林からの蒸発散量の推定(1)渦相関法とPenman-Monteith式を用いた推定結果. *水文・水資源学会誌*, 8, 275-284.
- Mizutani, K., Yamanoi, K., Ikeda, T. and Watanabe, T. (1997): Applicability of the eddy correlation method to measure sensible heat transfer to forest under rainfall conditions. *Agric. For. Meteorol.*, 86, 193-203.
- Molchanov, A. A. (1963): The hydrological role of forests (translated from Russian, translated by A. Gourevitch). Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
- Monteith, J. L. (1965): Evaporation and environment. In 'The state and movement of water in living organs' (Fogg, G. E. ed.), *Soc. Exp. Biol. Symp.* 19, Cambridge Univ. Press.
- 森川靖 (1972): 樹液流測定装置と測定法, *日林試*, 54, 166-171.
- 森川靖 (1988): 間伐によるヒノキ林の蒸散量変化. *林試場報*, 284, 4.
- 村井宏 (1970): 森林植生による降水の遮断についての研究. *林試研報*, 232, 25-64.
- 村上茂樹 (1999): 林内雨量, 樹幹流下量, 樹冠遮断量. 有光一登・笹賀一郎

- ・武田博清・谷本丈夫・生原喜久雄・服部重昭・山本進一・八木久義
監修, 森林立地調査法, 160-162, 博友社.
- 村上茂樹・坪山良夫・志水俊夫・細田育広 (1996a) : 樹冠遮断量の観測とモデル計算との比較. 水文・水資源学会誌, 9, 31-37.
- 村上茂樹・坪山良夫・志水俊夫・細田育広 (1996b) : 常陸太田試験地における蒸発散量の推定. 日林論, 107, 323-326.
- Murakami, S., Tsuboyama, Y., Shimizu, T., Fujieda, M. and Noguchi, S. (2000) :
Variation of evapotranspiration with stand age and climate in a small
Japanese forested catchment. J. Hydrol. (in press).
- 中野秀章 (1976) : 森林水文学, 共立出.
- 難波宣士 (1986) : 森林は水源かん養に役立つ. 10月28日, 朝日新聞朝刊・東京本社版「論壇」.
- 野口正二・Abdul Rahim Nik・谷誠・三森利昭 (1996) : 短期水収支法による熱帯小流域からの蒸発散量の推定. 水文・水資源学会1996年研究発表会要旨集. 128-129.
- Noguchi, S., Tsuboyama, Y., Sidle, R.C. and Hosoda, I. (1997) : Spatially distributed morphological characteristics of macropores in forest soils of Hitachi Ohta Experimental Watershed, Japan. J. For. Res. 2, 207-215.
- 大友松栄 (1983) : スギ林成長の特徴－樹種間比較, 坂口勝美 監修, 新版スギのすべて, 486-501, (社) 全国林業改良普及協会.
- O'Neill, R. V., and DeAngelis, D. L. (1981) : Comparative productivity and biomass relationships of forest ecosystems. In: D. E. Reichle (Editor), Dynamics properties of forest ecosystems. Cambridge University Press, Cambridge,

411-450.

- Oshima, Y., Kimura, M., Iwaki H. and Kuroiwa S. (1958) : Ecological and physiological studies on the vegetation of Mt. Shimagare. Bot. Mag. Tokyo, 71, 289-301.
- Ovington, J. D. (1957) : Dry-matter production by *Pinus sylvestris* L. Ann. Bot. N. S., 21, 289-314.
- Ovington, J. D. and Madgwick, A. I. (1959) : The growth and composition of natural stands of birch. Plant and Soil, 3, 271-283.
- Pearson, J. A., Knight, D. H. and Fahey, T. J. (1987) : Biomass and nutrient accumulation during stand development in Wyoming lodgepole pine forests. Ecology, 68, 1966-1973.
- Rampisela, D. A., Suzuki, M. and Fukushima, Y. (1990) : Application of the Penman-Monteith model to the estimation of evapotranspiration rate of a forest watershed. J. Jpn. For. Soc., 72, 1-10.
- 林野庁監修 (1970) : 林業白書. 農林統計協会.
- 林野庁監修 (1997) : 林業白書. 農林統計協会.
- Rowe, L. K. and Pearce, A. J. (1994) : Hydrology and related changes after harvesting native forest catchments and establishing *Pinus radiata* plantations. Part 2. The native forest water balance and changes in streamflow after harvesting. Hydrol. Processes, 8, 281-297.
- Rutter, A. J., Kershaw, K. A. Robins, P. C. and Morton, A. J. (1971) : A predictive model of rainfall interception in forests (I) Derivation of the model from observations in a plantation of Corsian pine, Agric. Meteorol., 9, 367-384.

Rutter, A. J. Morton, A. J. and Robins P. C. (1975) : A predictive model of rainfall interception in forests (II) Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands, *J. Appl. Ecol.* 12, 367-380.

Ryan, M. G. and Waring, R. H. (1992) : Maintenance respiration and stand development in a subalpine lodgepole pine forest. *Ecology*, 73, 2100-2108.

桜谷哲夫 (1988) : 蒸 (発) 散量の測定. 日本農業気象学会関東支部編, 農業気象の測器と測定法, 農業技術協会, 247-272.

Schulze, R. E. and George, W. J. (1987) : A dynamic, process-based, user-oriented model of forest effects on water yield. *Hydrol. Processes*, 1, 293-307.

Shimizu, T., Kikuya, A. and Tsuboyama, Y. (1992) : Influence of forest changes upon the runoff characteristics of mountainous drainage basins. *Bull. For. and For. Prod. Res. Inst.*, 363, 21-39.

志水俊夫 (1983) : 林種転換に伴う長期的流出変化. *林試場報*, 233, 1-3.

Shinozaki, K., Yoda, K., Hozumi, K. and Kira, T. (1964a) : A quantitative analysis of plant form - the pipe model theory. I. Basic analysis. *Jap. J. Ecol.*, 14, 97-105.

Shinozaki, K., Yoda, K., Hozumi, K. and Kira, T. (1964b) : A quantitative analysis of plant form - the pipe model theory. II. Further evidence of the theory and its application in forest ecology. *Jap. J. Ecol.*, 14, 133-139.

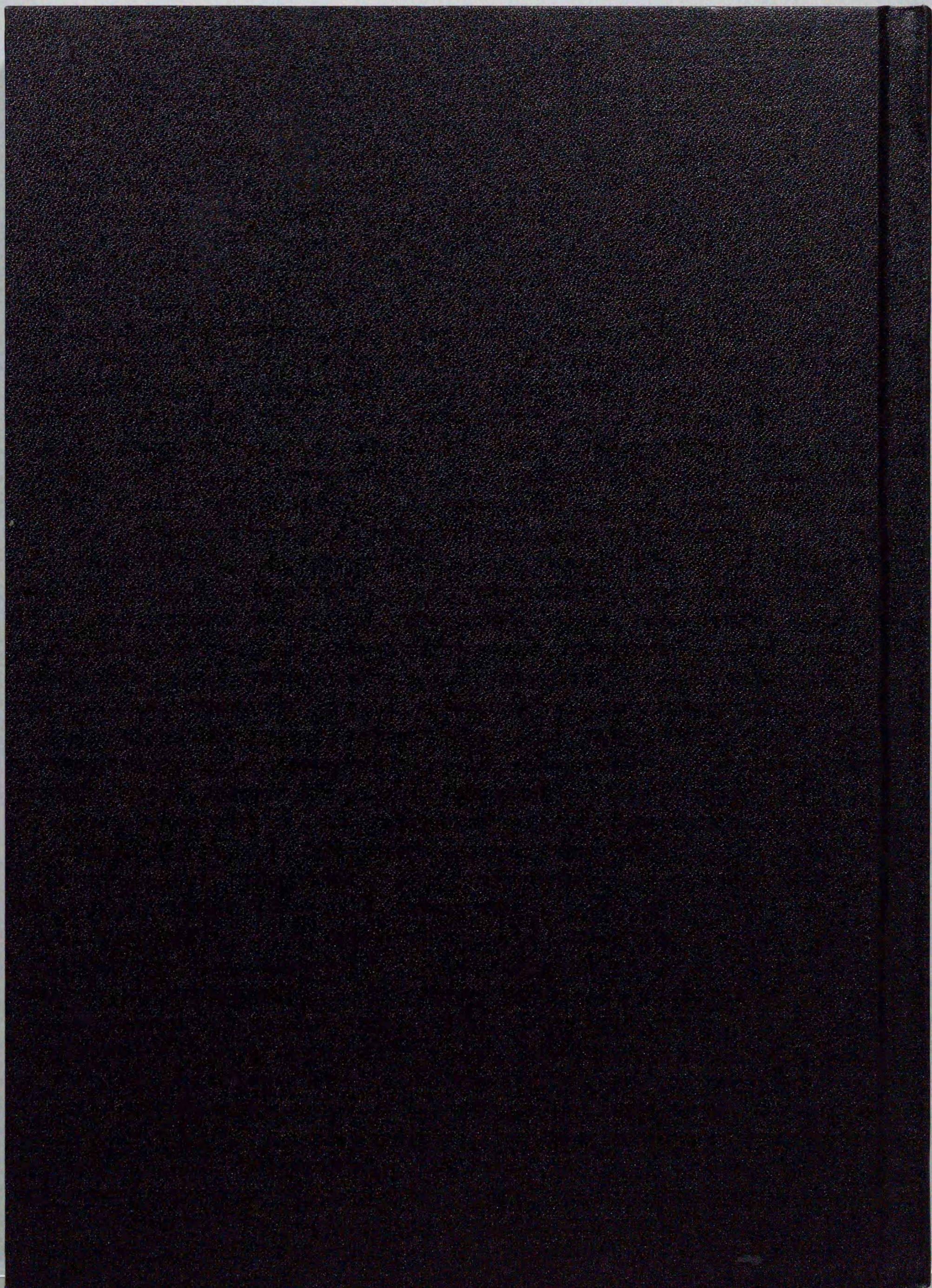
Sidle, R. C., Tsuboyama, Y. (1992) : A comparison of piezometric response in unchanneled hillslope hollows : Coastal Alaska and Japan. *J. Jpn. Soc. Hydrol.*

- and Water Resour. 5, 3-11.
- Sidle, R. C., Tsuboyama, Y., Noguchi, S., Hosoda, I., Fujieda, M. and Shimizu, T.
(1995) : Seasonal hydrologic response at various spatial scales in a small forested catchment, Hitachi Ohta, Japan. J. Hydrol., 168, 227-250.
- Stewart, J. B. and Thom, A. S. (1973) : Energy budgets in pine forest. Quart. J. R. Meteorol. Soc., 99, 154-170.
- Stoneman, G. L. (1993) : Hydrological response to thinning a small jarrah (*Eucalyptus marginata*) forest catchment. J. Hydrol., 150, 393-407.
- 鈴木雅一 (1985) : 短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定. 日林誌, 67, 115-125.
- 鈴木雅一 (1992) : 森林蒸発散の理論. 塚本良則編, 森林水文学, 54-78, 文永堂出版.
- 鈴木雅一・加藤博之・谷誠・福嶋義宏 (1979a) : 桐生試験地における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 遮断量の研究(I), 日林誌, 61, 202-210.
- 鈴木雅一・加藤博之・谷誠・福嶋義宏 (1979b) : 桐生試験地における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 遮断量の研究(II), 日林誌, 61, 391-398.
- Swank, W. T. and Crossley, D. A. (1988) : Forest Hydrology and ecology at Coweeta, Springer-Verlag.
- 只木良也 (1976) : 森林の現存量-とくにわが国の葉量について-. 日林誌, 58, 416-423.
- Tadaki, Y., Hatiya, K., Tochiaki, K., Miyauchi, H. and Matsuda, U. (1970) : Primary production of *Abies veitchii* forests in the subalpine zone of Mt. Fuji. Bull. Gov. For. Exp. Sta.(Tokyo), 229, 1-22.

- 只木良也・佐藤明・桜井尚武・竹下郁雄・河原輝彦 (1977) : 森林の生産構造に関する研究. XVIII. 朝日岳周辺におけるシラベしま枯れ林の構造と一次生産. 日生態会誌, 27, 83-90.
- 武田京一 (1951) : 林地雨量について, 気象集誌, 9, 19-32.
- 竹内信治 (1988) : フローティングライシメーターによる幼齢木の蒸発散量試験. 林試場報, 287, 2-3.
- 玉井幸治・服部重昭 (1994) : 落葉広葉樹林における林床面蒸発のモデル化と流域への適用. 日林誌, 76, 233-241.
- 玉手三棄壽 (1923) : 有林地ト無林地トニ於ケル水源涵養比較試験. 林試報告, 23, 63-104.
- 谷誠・阿部敏夫 (1987) : 森林変化の流出に及ぼす影響の流出モデルによる評価. 林試研報, 342, 41-60.
- Teklehaimanot, Z., Jarvis, P. G. and Ledger, D. C. (1991) : Rainfall interception and boundary layer conductance in relation to tree spacing. *J. Hydrol.*, 123, 261-278.
- Tsuboyama, Y., Sidle, R. C., Noguchi, S. and Hosoda, I. (1994a) : Flow and transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. *Water Resour. Res.* 30, 879-890.
- Tsuboyama, Y., Hosoda, I., Noguchi, S., and Sidle, R. C. (1994b) : Piezometric response in a zero-order basin, Hitachi Ohta, Japan. *Proceedings of the International Symposium on Forest Hydrology, Tokyo, Japan*, 217-224.
- 塚本良則 (1984) : 水・土保全と森林施業. 林業技術. 509, 2-7.
- 塚本良則 (1992) : 森林の変化が水循環に与える影響. 1. 概説, 塚本良則編,

森林水文学, 239-241, 文永堂出版.

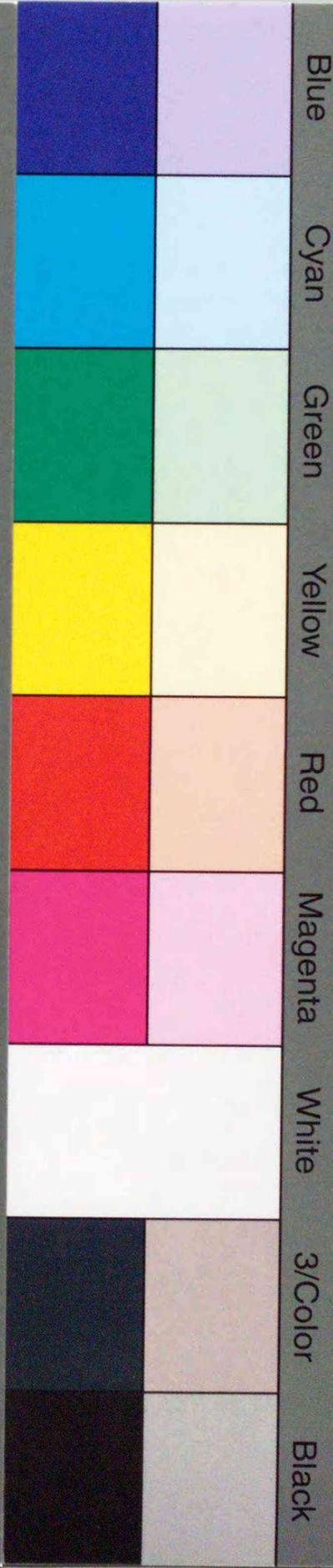
- Veneklaas, E. J., and Van Ek, R. (1990) : Rainfall interception in two tropical montane rain forests, Colombia. *Hydrological Processes*, 4, 311-326.
- Waring, R. H. and Schlesinger, W. H. (1985) : Forest ecosystems: concepts and management. Academic Press, Orlando.
- Whittaker, R. H. and Woodwell, G. M. (1968) : Dimension and production relations of trees and shrubs in the Brookhaven Forest, New York, *J. Ecol.*, 56, 1-25.
- 山野井克己・大谷義一 (1992) : 乱流変動法を用いたヒノキ林のエネルギー収支と蒸発散特性. *日林誌*, 74, 221-228.
- Yoda, K., Shinozaki, K., Ogawa, H. Hozumi, K. and Kira, T. (1965) : Estimation of total amount of trees and forest communities. *J. Biol. Osaka City Univ.*, 16, 15-26.
- 吉田弘・端野道夫・村岡浩爾 (1993a) : 樹幹流データを利用した降雨遮断タンクモデルによる森林蒸発量の推定法. *水文・水資源学会誌*, 6, 19-30.
- 吉田弘・端野道夫・村岡浩爾 (1993b) : ヒートパルス速度を利用した蒸散量推定のための数理モデルの提案. *水文・水資源学会誌*, 6, 244-253.
- 吉田弘・端野道夫・村岡浩爾 (1993c) : ヒートパルス速度と微気象データを利用した林木蒸散量推定法の提案. *水文・水資源学会誌*, 6, 350-357.
- 汰木達郎 (1964) : 林木の成長を支配する要因に関する解析的研究. *九大農学部演習林報告*, 37, 85-178.
- Zinke, P. J. (1967) : Forest interception studies in the United States, *International Symposium on Forest Hydrology*, Pergamon, Oxford, 137-161.



Inches 1 2 3 4 5 6 7 8
cm 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19

Kodak Color Control Patches

© Kodak, 2007 TM: Kodak



Kodak Gray Scale



© Kodak, 2007 TM: Kodak

A 1 2 3 4 5 6 M 8 9 10 11 12 13 14 15 B 17 18 19

