

第I章 緒言

第1節 背景および目的

北海道東部に位置する根釧地方は、夏期には海霧の影響を受けて寡照・冷涼・湿潤、冬期は寡雪・寒冷のため土壌が凍結する^{35,51)}。このように厳しい気象条件の下では、水稻や一般畑作物などの栽培は困難であると結論され、牧草が主要な作物として栽培されるようになった³⁵⁾。牧草の中でも、オーチャードグラスやペレニアルライグラスなどは冬期間の厳しい気象条件のために不安定であり、越冬性に勝るチモシーが基幹草種として選択された³⁵⁾。こうして、当地方にはチモシーを基幹草種とする草地型酪農地帯が形成された³⁵⁾。

ガット・ウルグアイラウンドにおける農業合意に基づき、農畜産物の輸入自由化が進行する中で、酪農経営にも一層の生産コストの低減が必要となりつつある。当地方の酪農経営では、すでに高度経済成長に伴って、根釧パイロットファームや新酪農村に象徴されるように、草地面積の拡大、飼養頭数の多頭化、一頭当たり乳量の向上による収益の拡大と生産コストの低減が図られてきた³⁵⁾。しかし、現在、草地面積の拡大は限界に近づき、収量も頭打ちとなっている³⁵⁾。今後は牧草の栄養生理や土壌の肥沃度に応じた合理的な施肥管理によって、単年度の肥料費を節減するとともに、草地の維持年限を延長することによって生産コストの低減を図ることが重要である。

当地方の草地にはイネ科牧草のチモシーとマメ科牧草のアカクローバやシロクローバなどが混播され、根粒菌によって固定された窒素の活用による窒素施肥量の節減や粗飼料のミネラル含量の向上が図られている。草地の生産性はこれらの牧草の混生割合すなわち草種構成にきわめて大きく影響される³⁹⁾。したがって、草地を長く維持するためには草種構成を良好に維持することが不可欠である。採草利用の場合、イネ科牧草であるチモシーよりもマメ科牧草の方が抑圧されやすい⁷⁾。マメ科牧草が衰退すると根粒菌による窒素固定量が減少するので、チモシーを維持するためにはより多くの窒素施肥量が必要となる。したがって、採草地において高い生産性を低コストで維持するためには、マメ科牧草混生割合を良好に維持する必要があり、そのための施肥管理としては窒素を控え、リンやミネラルを十分補給することが必要とされている⁷⁾。これに基づき、窒素では後述するようにチモシーの栄養生理的な特性に基づいた施肥管理について

研究がなされ、乾物生産に対して効率的な施肥量・施肥時期・施肥配分などの施肥法が体系化された^{42,43,44,54)}。また、土壌の窒素肥沃度に応じた施肥管理という観点からは、後述するように天北地方の鈣質土を中心に技術が開発されたが⁵²⁾、同時に、草地土壌中における窒素の動態は温度や土壌水分環境に大きく影響されることも指摘されている^{63,65)}。したがって、天北地方とは土壌および気象条件の大きく異なる当地方でも、土壌の窒素肥沃度に応じた施肥管理を求めるためのパラメータをあらためて設定しておく必要がある。一方、リンやミネラルについては土壌の肥沃度を評価するために、草地土壌の特性や土壌養分含量の評価法に関する研究が精力的になされた^{23,25,78,80,81,83,96)}。これにより、牧草に対して好適な土壌養分含量の水準がおおむね明らかにされ、これらを根拠に土壌診断基準値が設定されてきた³²⁾。しかし、土壌中の養分含量が土壌診断基準値よりも低い場合の対策としては、土壌改良資材の投入が唱われるのみにとどまり³²⁾、定量的な施肥改善指針は示されていなかった。また、土壌養分含量の高い草地に対する減肥対策も具体的に明らかにされてはいなかった。このように、土壌診断によって草地土壌の肥沃度を評価できたとしても、それに基づく施肥対応が定量化されないかぎり、土壌診断を営農活動に活用して施肥の効率化を図ることは困難である。さらに近年、同じ火山性土の中でも腐植含量やリン酸吸収係数など、理化学性の違いが牧草生産に及ぼす影響が検討⁶¹⁾され、火山性土の種類に対応した土壌診断基準値の必要性も指摘されている²⁷⁾。

以上の背景に基づき、本研究では、根釧地方に分布する主要火山性土²⁸⁾である未熟火山性土、黒色火山性土および厚層黒色火山性土に立地したチモシーを基幹とする採草地を対象として、土壌の肥沃度に対応した窒素、リンおよびカリウムの施肥量を明らかにすることを目的とした。

第2節 既往の研究

1. 根釧地方における火山性土の分布

地力保全基本調査³⁴⁾によると、根釧地方の調査面積128,400haのうち約87%は火山灰を母材とする土壌が占めている。これらの土壌を構成する火山灰の分布、堆積様式および噴出原については、山田¹⁰⁷⁾、瀬尾ら³⁸⁾によっておおむね明らかにされた。また、大村・赤城⁷⁹⁾はこれらの火山灰における複雑な積層状態や分布の情報を農業

生産に活用するために、当地方の表層を構成する火山灰から土壌の地域区分を行った。その結果、当地方の土壌は、腐植含量が少なく、リン酸吸収係数が小さく、養分保持力に劣った内陸地域、腐植含量が多く、リン酸吸収係数と養分保持力の大きい沿海地域および両者の中間的な性質を示す中間地域に3区分された。これら3地域における主要な土壌は、北海道農牧地土壌分類第2次案²⁾によれば、内陸地域では未熟火山性土、中間地域では黒色火山性土、沿海地域では厚層黒色火山性土に分類される。さらに、松原・菊地³⁾が軽石層が主体をなす火山放出物未熟土の地域を加え、4土壌地帯に区分した。各土壌の分布面積が上記の調査面積に占める割合は、未熟火山性土20% (湿性未熟火山性土0.2%を含む)、黒色火山性土45% (湿性黒色火山性土7.2%を含む)、厚層黒色火山性土19% (湿性厚層黒色火山性土5.9%を含む)、火山放出物未熟土1% (湿性火山放出物未熟土0.4%を含む)である⁴⁾ので (その他に褐色火山性土が約1%分布)、未熟火山性土、黒色火山性土および厚層黒色火山性土が根釧地方の主要な火山性土である。農耕地土壌分類⁵⁾によれば、未熟火山性土は表層腐植質黒ボク土または厚層腐植質黒ボク土に、黒色火山性土は表層腐植質黒ボク土、表層多腐植質黒ボク土または厚層腐植質黒ボク土に、厚層黒色火山性土は厚層多腐植質黒ボク土におおむね該当する。Soil Taxonomy⁶⁾では、未熟火山性土はThaptic Udivitrand、黒色火山性土はAcrudoxic Vitric Melanudand、厚層黒色火山性土はPachic Melanudandに対応する⁷⁾。

2. 草地土壌の窒素肥沃度

三木⁸⁾は北海道天北地方の鈣質土において、草地土壌からの主要な窒素給源を、①草地更新時の前植生および表層蓄積有機物、②更新時および維持段階の施用厩肥、③混播マメ科牧草による窒素固定、④維持段階における草地系内の還元有機物の4つに区分し、これらの給源からの窒素供給量を経年的に明らかにすることによって、草地に対する窒素施肥量を決定するシステムを提唱した。

根釧地方の火山性土で行われた研究の中で、これに関するものとしては以下のように整理できる。①については、新規造成時における表層の有機物による肥効は開墾後4~5年で消滅すること、また、その後に残った腐植はアルミニウムなどと結合した安定な形態であるため、腐植含量が高くとも窒素の肥効はほとんど期待できないことが早川ら^{19,20,22,23)}によって指摘されている。一方、腐植含量の多い厚層黒色火山性土における牧草収量は腐植に乏しい未熟火山性土よりも多いこと²⁰⁾、および、厚層黒色火山性土の作土から採取した土壌の無機化窒素量は未熟火山性土よりも多い傾向を示す²⁰⁾などの実態も知られ

ている。これらの要因については④のように、維持管理時に草地表層に還元された牧草の枯死茎葉や刈取残渣が分解して窒素の肥効が発現する過程が関与していると想像されるが、具体的な検討はなされていない。②については早川ら²⁰⁾および大村・赤城²¹⁾によって、厩肥の肥効が約3年間持続することや、連用の効果が示されている。しかし、厩肥を施用した場合における窒素の具体的な減肥可能量については明らかにされていない。③について木曾・菊地²²⁾は、採草地の草種構成をチモシーとマメ科牧草の割合によって4つの類型に区分し、各々に対して年間で生草4.5t/10aの目標収量を得るための年間窒素施肥量を明らかにした。これによれば、目標収量を確保するために必要な年間窒素施肥量は1番草収穫時におけるマメ科牧草の生草重量割合が30~50%の草地では4~6kg/10a、15~30%では6~8kg/10a、5~15%では12~14kg/10a、5%未満では14~16kg/10aである。したがって、厩肥を草地にすき込んだ場合と表面施用した場合の窒素減肥可能量を経年的に明らかにし、草地更新時や維持管理時の土壌からの窒素供給量を評価できれば、上記の草種構成に対応した窒素施肥量を基本とすることによって、必要な年間窒素施肥量を算定できる。

3. 草地土壌のリン肥沃度

一般に、施肥されたリンは土壌中でカルシウム型、アルミニウム型、鉄型などの形態に経時的に変化し、難溶化するので、作物には吸収されづらくなることが知られている¹⁾。火山性土ではその影響が特に大きく、当地方においても草地造成時におけるリンの卓効が指摘されている^{22,23)}。また、関口ら²⁴⁾は、リンがある程度蓄積した維持管理段階においてもリンの追肥の必要性を明らかにした。さらに大村ら²⁵⁾は草地の生産力に大きな影響を及ぼす草種構成²⁶⁾を良好に維持する面からも、リン施肥の重要性を指摘した。宝示戸²⁷⁾は、牧草に対するリンの肥効を土壌の酸性化と関連づけながら栄養生理的な解析を行い、リン酸吸収係数の大きい火山性土ではリンを分施肥の方が効果的であること、土壌の酸性化が進行するとその傾向が顕著になることを指摘した。早川・奥村²⁸⁾によれば、当地方の火山灰におけるリンの特異吸着は、腐植と安定的に結合したアルミニウムや鉄の表面で生じると推定されている。大村・赤城²⁹⁾はこのように形態変化するリンの牧草に対する有効性を評価する方法としてBray No.2法が適切であることを確認した。また、³²Pを用いた実験から、牧草根の活性は0~5cmで最も高く、大半のリンがこの層位から吸収されることを指摘している。さらに、適正な牧草生育のためには、0~5cmの土壌中のBray No.2法による有効態リンが P_2O_5 として20mg/100g

以上必要であることを黒色火山性土の条件で明らかにした。しかし、前述のように、根釧地方における主要火山性土のリン酸吸収係数は大きく異なるため、土壌中のリンの形態も異なることが予想される。このため、未熟火山性土や厚層黒色火山性土において上記の基準値の妥当性を検証する必要性が残されている²⁷⁾。また、この基準に基づく施肥対応は未だ設定されていない。

4. 草地土壌のカリウム肥沃度

早川・橋本²⁸⁾によれば、根釧地方の火山灰の一次鉱物は主として火山ガラスであり、重鉱物に乏しい。これらの火山ガラスに含有されるカリウムはほとんど易溶性であるため、土壌中のカリウム含量は開墾直後にはカリウム施肥を必要としないほど富むが、その後急激に低下する。このように、当地方の火山灰からのカリの供給は持続性に乏しいので、カリウム吸収量の多い牧草を栽培する場合にはカリウム施肥が不可欠であることが指摘されている²⁹⁾。そこで、これまでの土壌診断では、適正な牧草生育のために土壌中に必要な有効態カリウム含量を、1M酢酸アンモニウム(pH 7.0)溶液で抽出される交換性カリウムによって、火山性土の種類によらず K_2O として18~30mg/100gと設定していた³⁰⁾。しかし、当地方の火山性土はその種類によって陽イオン交換容量やかさ密度が異なるため、カリウムについても各火山性土において上記の基準値の妥当性を検証する必要がある³¹⁾。また、火山性土の有効態カリウム含量に基づいた具体的なカリウム施肥指針も明らかにされていない。

以上のように、土壌からの窒素、リンおよびカリ供給量を考慮した具体的な施肥対応について新たな検討が必要である。

第Ⅱ章 供試材料および試験方法

第1節 供試土壌および供試草地

本研究の大部分は当地方の主要火山性土である未熟火山性土、黒色火山性土および厚層黒色火山性土に立地する農家の草地において実施した。供試土壌の理化学性は各章の実験方法の項で述べる。供試草地はチモシーを基幹とする採草地で、目的に応じてチモシー単播草地およびマメ科牧草との混播草地とした。マメ科牧草は主としてシロクローバであった。

第2節 試験方法

1. ポット試験

a/5000ワグネルポットにチモシー「ノサップ」を移植して行った。各供試土壌にpH6.0矯正量（炭カル添加通気法⁹⁾による）相当量の炭酸カルシウムとMgOとしてポット当たり0.5gの硫酸マグネシウムを均一に混和した後、これをポットに充填した。供試土壌のかさ密度を考慮して一定容積に充填したので、ポット当たりの乾土重量は実験方法の項で述べるように各土壌によって異なった。早春、圃場からチモシーを株ごと掘取り、根を水洗して1個体1茎としたものをポット当たり15本移植した。数日後間引きし、ポット当たり10本立てとした。肥料は特に記述しない限り、窒素には硫酸アンモニウム、リンには過リン酸石灰、カリウムには硫酸カリウム、マグネシウムには硫酸マグネシウムを用いた。施肥量および施肥方法については実験方法の項で述べる。刈取りは3回行った。1番草および2番草は地ぎわより5cmの高さで刈取り、莖葉部とした。3番草は根ごとポットから取出して十分水洗した後根ぎわから切断して莖葉部と根部に分けた。それぞれの試料を70℃で24時間乾燥し、乾物重を測定した後、粉碎して分析に供試した。

2. 圃場試験

1区面積9.0または6.25m²（それぞれ3.0m×3.0m、2.5m×2.5m）、2~4反復で試験を行った。刈取りは年2回とし、いずれの番草もチモシーの出穂始めから出穂期に収穫した。また、施肥後収穫までの期間に、必要に応じて30cm×30cmの枠で牧草を刈取る中間調査を行った。牧草の刈取り高さは約5cmとした。牧草の生草収量は野外で1.0~3.3m²当たりの生草重量を測定して求めた。刈取った牧草の一部を持ち帰り、草種ごとに選別し、生草重量割合から草種別の生草収量を求めた。選別後の試料を70℃で24時間乾燥し、得られた乾物率を用いて草種別に乾物収量を算出した。乾燥した試料は粉碎して分析に

供試した。施肥にはポット試験と同様の肥料を用い、実験方法の項で述べる施肥量を均一に表面散布した。施肥時期はチモシー草地に対して効率的とされる⁵⁾5月上旬と1番草刈取り後10日目前後とした。施肥配分については実験方法の項で述べる。土壌の採取は早春と2番草刈取り後を標準とし、必要に応じて1番草刈取り後や各番草生育期間中にも行った。採土深は牧草根の分布範囲と活性⁸⁾を考慮して0~5cmを標準としたが、目的によっては5~15cmも対象とした。

第3節 牧草および土壌の分析方法

1. 牧草分析法

牧草体の全窒素は水野・南の方法⁷⁾によって分解した後、水蒸気蒸留法によって定量した。また、リンは湿式分解後バナドモリブデン酸法^{11,32)}、カリウムは炎光法^{11,32)}、カルシウムおよびマグネシウムは原子吸光法^{11,32)}で分析した。

2. 土壌分析法

土壌の粒径組成は風乾細土を用いてピペット法⁹⁾で分析した。また、100ml容採土管で採取した不攪乱土を供試して、かさ密度、pF1.5における三相分布を測定した⁹⁾。水分保持曲線は同様の試料でpF0~1.5は土柱法⁹⁾、pF1.5~4.2までは遠心法⁹⁾により3反復の平均値を用いて作成した。透水性の指標として、シリンダ法による積算侵入量⁹⁾を5反復で測定した。結果は最大値および最小値を除く3反復の平均値で示した。積算侵入量の測定は現地で行ったので、測定の前に地表面の牧草を刈り取り除去した。

pH(H₂O)はガラス電極法^{10,11)}、全炭素・腐植および全窒素はチウリン法^{10,11)}およびサリチル硫酸法^{10,11)}またはCNコーダ法^{10,11)}、リン酸吸収係数は2.5%リン酸アンモニウム溶液(pH7.0)を用いる常法^{10,11)}で風乾細土を用いて分析した。陽イオンおよび陰イオン交換容量は風乾細土を供試して原田¹⁰⁾が改変したWADA and OKAMURA¹⁰⁾の方法によって測定した。測定は、供試土壌の主要な交換性陽イオンがカルシウムイオンであることを考慮して、0.004~0.1M塩化カルシウム溶液を用いpH4.0~6.5の範囲で行った。また、陽イオン交換容量についてはショールンベルガー法^{10,11)}およびピーチ法¹¹⁾を併用した。

無機態窒素は風乾細土を供試し、10%塩化カリウム溶液で抽出後コンウェイ微量拡散法^{10,11)}で定量した。また、硝酸体窒素については安藤・尾形の方法²⁾を併用した。

熱水抽出性窒素は風乾細土を用い、赤塚・坂柳¹⁾の方法を改変した、オートクレーブを用いて105℃で1時間抽出する方法²⁾で定量した。無機化窒素量は原土または風乾細土を用い、最大容水量の60%の水分条件で30℃4週間保温静置した後、上記の方法で無機態窒素を定量し、保温静置前のそれを差引いて求めた。有効態リンはブレイNo.2法^{3),4)}によった。抽出条件は特にことわりのないかぎり土液比1:20、抽出温度20℃とした⁵⁾。形態別リン含量は関谷⁶⁾の方法にしたがい、カルシウム型、アルミニウム型および鉄型について測定した。交換性陽イオンは1M酢酸アンモニウム溶液(pH7.0)により土液比1:10で抽出後カリウムとナトリウムは炎光法で、カルシウムとマグネシウムは原子吸光法で定量した^{7),8)}。弱固定態カリウムは熱硝酸抽出法⁹⁾で得られた値から交換性カリウム含量を差引いて求めた。

土壌における塩化物イオンの拡散係数の測定は、風乾細土を供試して以下のように行った¹⁰⁾。図2-1には実験操作の概要を示した。風乾細土に既知の濃度の塩化ナト

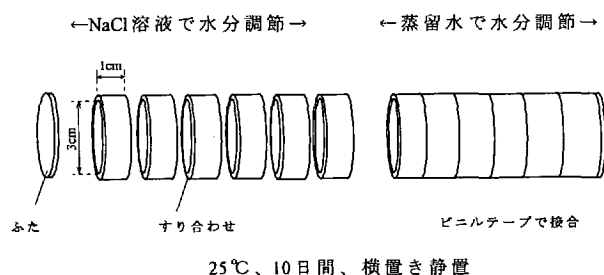


図2-1 塩化物イオンの拡散実験における実験操作の概要

リウム溶液を加えて体積含水率を調節し、よく混合した後、かさ密度にあわせて内径3.0cm、長さ6.0cmの解体可能なアクリル製カラムに充填した。次に、体積含水率が同じ値になるように蒸留水で水分調節した土壌を同様のカラムに充填し、両者を連結した後、10日間25℃で横置きに静置した。静置後、各カラムを1cmごとの層に解体し、土壌中の塩化物イオン含量を測定した。その際、液相中の画分とともに固相に吸着された画分も含めて評価できるように、風乾土1gに対し添加Cl⁻量に応じて水50mlまたは200mlを加えて抽出後、チオシアン酸水銀法¹¹⁾で比色定量した。求めた乾土当たりのイオン含量を、かさ密度の値を用いて単位体積当たりの含量に換算した。こうして得られた土壌中のイオン含量の分布から後述の(2.9)式によって土壌中の拡散係数(拡散が液相中だけでなく土壌全体を通じて生じたと思なして求めた拡散係数) D を計算した。また、塩化カルシウム溶液を用いて測定した前述の陰イオン交換容量を用いて、拡散に及ぼ

す吸着の影響を評価し、液相の屈曲度に依存するインピーダンスファクタを火山性土ごとに計算した。また、リン酸イオンの拡散係数の測定は内径3.5cm、長さ0.5cmの解体可能なスチール製カラムを用いて同様に行った。カラム連結後の静置条件は70日間25℃とし、静置後各カラムを1mmごとの層に解体して土壌中の全リン含量を調査した。全リン含量は硝酸-過塩素酸法によって湿式分解し、バナドモリブデン酸法で定量した¹²⁾。実験値から拡散係数やインピーダンスファクタを求める理論と計算方法を塩化物イオンの例として以下に示す。なお、土壌水分と塩溶液濃度については実験方法の項で述べる。

土壌における塩化物イオンの拡散に関する理論および計算方法

(1) 土壌における溶質の拡散

土壌における溶質の拡散は、一般に溶液中を通じた拡散と吸着態溶質の表面拡散によって生じ、次式で表される¹³⁾：

$$F = -D_f \theta f_d d C_d / dx + F_E \quad (2.1)$$

ここで、 F は土壌における拡散による溶質の流束密度(単位時間に単位断面の土壌を横切って拡散する溶質の量) ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$)、 D_f は自由溶液中における溶質の分子拡散係数 ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)、 θ は土壌の体積含水率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)、 f_d は液相の屈曲度に依存するインピーダンスファクタ、 D_d は液相中の溶質濃度 (mol m^{-3})、 x は距離 (m) である。また、 F_E は表面拡散の流束密度 ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) を表す。なお、本試験条件では Na^+ と Cl^- が同じ方向に拡散する codiffusion が生じる¹⁴⁾ ので、 D_d には後述する自由溶液中における NaCl の拡散係数¹⁵⁾ を用いた。

一方、土壌中の拡散が単位体積土壌当たりの溶質含量 C (mol m^{-3}) の勾配に比例すると考え、Fick の第1法則を適用すると、(2.1)式は次のように書くこともできる¹⁶⁾：

$$F = -D d C / dx \quad (2.2)$$

ここで、 D は土壌中の溶質の拡散係数 ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) である。

(2.1)および(2.2)式の比較から、

$$D = D_f \theta f_d d C_d / d C + D_E \quad (2.3)$$

ここで、 D_E は固相表面における溶質の拡散を表す項である。 D_E が無視できる場合には(2.3)式は以下のように表せる¹⁷⁾：

$$D = D_f \theta f_d d C_d / d C \quad (2.4)$$

(2) 拡散過程における溶質の含量分布

拡散過程における土壌中の溶質含量の経時変化は、(2.2)式と溶質に関する質量保存則から、

$$\partial C / \partial t = D \partial^2 C / \partial x^2 \quad (2.5)$$

で表現される(Fickの第2法則)⁹⁾。ここで、 t は時間 (s) である。

本試験のように長さ L (m)、土壤中の初期溶質含量が $0 \leq x < L/2$ で C_0 (mol m⁻³)、 $L/2 < x \leq L$ で C_n (mol m⁻³) のカラム内で溶質の拡散が生じる時、任意の時間 t におけるカラム内の土壤中における溶質含量の分布は(2.5)式を次の初期条件および境界条件で解くことによって得られる:

$$\begin{aligned} C &= C_0, & 0 \leq x < L/2, & t = 0 \\ C &= C_n, & L/2 < x \leq L, & t = 0 \\ \partial C / \partial t &= 0, & x = 0, & t > 0 \\ \partial C / \partial t &= 0, & x = L, & t > 0 \end{aligned} \quad (2.6)$$

一般には D は C の大きさに依存するため、(2.5)式の解を得るには数値解法が用いられる。しかし、もし、着目するカラム内での溶質含量の変化範囲に対して、 D が一定値をとると近似できる場合には、カラム内の距離 x 、時間 t における土壤中の溶質含量 C の分布は近似的に

$$\frac{C - C_n}{C_0 - C_n} = \frac{1}{2} + \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \sin \frac{n\pi x}{2} \exp\left(-\frac{Dn^2\pi^2 t}{L^2}\right) \cos \frac{n\pi x}{L} \quad (2.7)$$

によって表される⁹⁾。

(3) 土壤中の拡散係数 D の計算

土壤中における溶質の含量分布が(2.7)式によって表される時、 $t=0$ から $t=t$ までの時間に、 $0 \leq x < L/2$ の部分から $x=L/2$ の面を横切って $L/2 < x \leq L/2$ へと拡散する単位断面積当たりの溶質量 M (mol m⁻²) は、土壤中の拡散係数 D との間に次の関係がある⁹⁾:

$$\begin{aligned} \frac{M}{M_{\infty}} &= \frac{\int_0^{L/2} (C_0 - C) dx}{\int_0^{L/2} \left\{ C_0 - \frac{(C_0 - C_n)}{2} \right\} dx} \\ &= 1 - \frac{8}{\pi^2} \sum_{m=0}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)^2} \exp\left\{ \frac{-D(2m+1)^2 \pi^2 t}{L^2} \right\} \end{aligned} \quad (2.8)$$

ここで、 M_{∞} は $t \rightarrow \infty$ までに $x=L/2$ の面を横切って拡散する単位断面積当たりの溶質量 (mol m⁻²) である。

KEMPER¹⁰⁾ によれば、 $M/M_{\infty} < 0.6$ すなわち拡散過程の初期では(2.8)式はより単純な次式により近似される:

$$\frac{M}{M_{\infty}} = \frac{4}{\pi} \sqrt{\frac{Dt}{L^2}} \quad (2.9)$$

したがって、実験的に求めた M/M_{∞} の値および t 、 L の値から(2.9)式を用いて土壤中の拡散係数 D を求めることができる。さらに、(2.9)式により求めた D を(2.7)式に代入することにより、任意の距離 x と時間 t におけるカラム内の土壤中の溶質含量の分布を計算できる。

なお、こうして求めた D の値は、土壤中の溶質含量 C によらず一定であるとの近似の上に得られたものである。しかし、後述のように、厳密には D は C に依存するため、同一の土壤水分条件に対しても、得られる D の値は拡散実験での C の変化範囲に応じて異なることが期待される。以下における D の土壤中の溶質含量に対する依存性の議論は、このように、ある決められた溶質含量の変化範囲を有するカラム内で一定値をとると近似して求めた D に関するものである。

(4) 土壤中の塩化物イオンの拡散係数に対する吸着の影響

溶質の拡散に対する吸着の影響は(2.4)式に表れる dC/dC_s の項によって評価できる。ここで、 C は単位体積当たりの土壤中の液相中に存在する溶質量と固相による吸着量との和に等しいので、

$$C = \theta C_s + \rho S \quad (2.10)$$

ただし、 ρ は土壤のかさ密度 (kg m⁻³)、 S は土壤による溶質の吸着量 (mol kg⁻¹) である。(2.10)式より、

$$dC/dC_s = \theta + \rho dS/dC_s \quad (2.11)$$

これを(4)式に代入すれば、

$$D = D_{df} / \{1 + (\rho/\theta) dS/dC_s\} \quad (2.12)$$

が得られる。なお、吸着のない場合は $S=0$ であるので、

$$D = D_{df} \quad (2.13)$$

となる⁷⁾。

一般に、土壤による吸着量 S は溶液中の溶質濃度 C_s とともに非線形に変化するので、 dS/dC_s もまた、 C_s の値とともに変化する。ここで、もし、カラム内で観察される溶液濃度の変化範囲 $C_{s,n} \leq C_s \leq C_{s,0}$ については、 $dS/dC_s \approx \Delta S/\Delta C_s = (S_0 - S_n)/(C_{s,0} - C_{s,n})$ (2.14) と近似できるとすると、

$$D = D_{df} / \{1 + (\rho/\theta)(S_0 - S_n)/(C_{s,0} - C_{s,n})\} \quad (2.15)$$

ここで、 S_0 および S_n は初期状態 ($t=0$) の $0 \leq x < L/2$ および $L/2 < x \leq L/2$ における S の値であり、 $C_{s,n}$ 、 $C_{s,0}$ は同様に初期状態における C_s 値である。土壤による溶質の吸着が非線形であっても(2.15)式を用いれば、 D に対する吸着の影響を近似的に評価することができる。

いま、本試験における Cl^- の吸着量は与えられた溶液濃度と pH における陰イオン交換容量 S_{AEC} (molc kg⁻¹) に等しかったとみなすと

$$S = S_{AEC} \quad (2.16)$$

S_{AEC} は C_s に関して非線形な次の経験式で表されることが知られている¹⁰⁾。

$$\log S_{AEC} = a \text{pH} + b \log C_s + c \quad (2.17)$$

ただし、 a 、 b および c は経験的な定数である。

ここで、溶液濃度の変化が生じた時の pH の変化が十

分に小さかったと仮定すると、

$$\frac{S_0 - S_n}{C_{d,0} - C_{d,n}} = 10^{apH+c} \left\{ \frac{(C_{d,0})^b - (C_{d,n})^b}{C_{d,0} - C_{d,n}} \right\} \quad (2.18)$$

これを(2.15)式に代入すると、

$$D = D_{f/d} / [1 + 10^{apH+c} (\rho/\theta) \{(C_{d,0})^b - (C_{d,n})^b\} / (C_{d,0} - C_{d,n})] \quad (2.19)$$

土壌による陰イオン吸着では通常 $a < 0$ 、 $b < 1$ である¹⁰⁾ ので、(2.19)式から、土壌溶液のpHが低いほど、また、溶液濃度が低いほど拡散に対する吸着の影響が大きいことが予想される。

3. 要素の表示

本報告では、施肥対応の実用性を考慮し、特にことわりのないかぎり、窒素はN、リンは P_2O_5 、カリウムは K_2O 、カルシウムおよびマグネシウムはCaOおよびMgOによって表した。

第三章 根釧地方に分布する火山性土の立地条件と理化学的性質

第1節 主要火山性土の分布する地域の気象条件

第I章で述べたとおり、北海道根釧地方に分布する火山性土は未熟火山性土、黒色火山性土および厚層黒色火山性土におおむね3区分される。図3-1は北海道土壌図¹⁰²⁾を当地方の火山性土中心に簡略化したものである。本節では、これらの火山性土における気象条件の特徴⁸⁹⁾について、土壌水分なども含めて明らかにする。

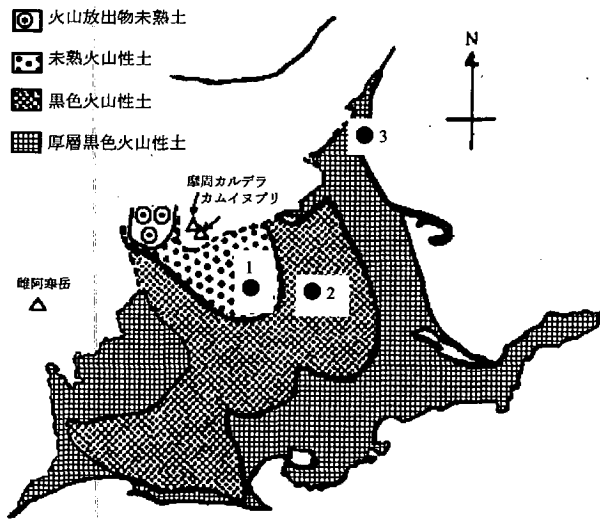


図3-1 根釧地方の火山性土の分布と代表地点の位置 (北海道土壌図、60万分の1、1985¹⁰²⁾を火山性土を中心に簡略化した)

1. 別海町西春別、2. 別海町上春別、3. 標津町古多糠

1. 実験方法

試験1. データベースを用いた各火山性土における気象条件の比較

各火山性土が分布する地域の気温、降水量および積雪深を比較した。土壌の分布、標高、地目に関する地点情報は、地力保全基本調査³⁹⁾、国土数値情報などを用いて北海道立中央農業試験場に整備された土壌資源情報マッピングシステムから取得した。積算気温、総降水量および最大積雪深は気象庁が国土数値情報の一環として整備したメッシュ気候値(月別平年値)を集計または検索して求めた。

試験2. 代表地点における土壌水分の観測

未熟火山性土は別海町西春別に、黒色火山性土は別海町上春別に、また厚層黒色火山性土は標津町古多糠にそれぞれ代表地点を設定し、未熟火山性土と厚層黒色火山性土について草地表面下5cmおよび15cmの層位にお

る土壌水分(pF)を連続的に測定した。各地点の降水量は近傍のアメダス観測点の値を用いた。また、日平均気温は北海道農業試験研究情報システム(HARIS)から取得したアメダスデータを用いて清野⁸⁹⁾の方法によって推定した。気象データの平年値は気象庁が国土数値の一環として整備したメッシュ気候値から求めた。

2. 実験結果

試験1. データベースを用いた各火山性土における気象条件の比較

根釧地方の気象条件は北海道の中でも夏期冷涼寡照、冬期寡雪寒冷で農業生産にとってはきわめて厳しい⁸⁵⁾。その根釧地方も、オホーツク海や太平洋の沿海地域と内陸地域では気象条件の異なることが指摘されている⁹¹⁾。図3-2には、根釧地方の草地における牧草の主要な生育期間である5月から9月における平年の積算気温の分布を示した。積算気温は0℃以上の日平均気温を単純に積算して求めた。なお、国土数値情報の土地利用区分では草

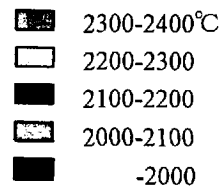
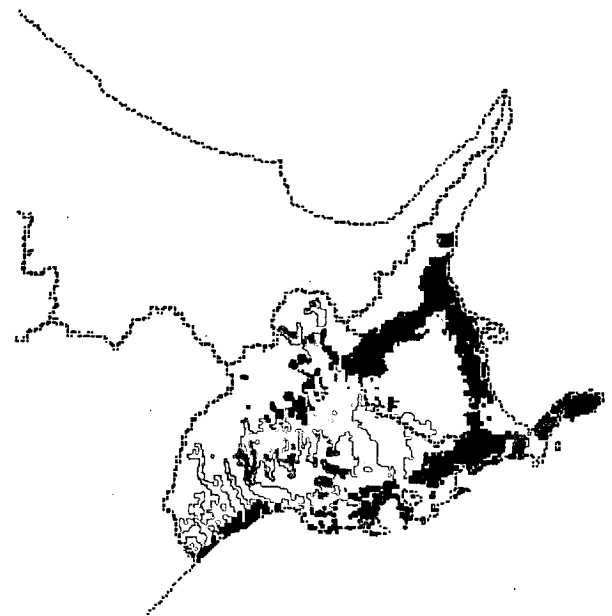


図3-2 根釧地方の農耕地*における5-9月の積算気温(平年値)

*: 国土数値情報における土地利用区分コード2を指す

地の定義がなされておらず、利用区分コード02の畑地に含まれることになっている。しかし、当地方の場合には大部分の耕地が草地として利用されているので、この区分に属する土地を草地と見なした。根釧地方における5-9月の積算気温はおおむね2000~2300℃の範囲に分布し、沿海側で低く内陸で高い傾向を示した。

得られた積算気温の頻度分布を火山性土ごとに集計し、標高や降水量および冬期間の気象条件とともに図3-3に示した。標高についてみると、いずれの火山性土でも200m以下の地域が80~95%と主体を占めていた。このうち、未熟火山性土の分布する地域の標高はやや高く、約60%が100~200mの階層にあった。これに対し、黒色火山性土および厚層黒色火山性土の分布する地域の標高は80%

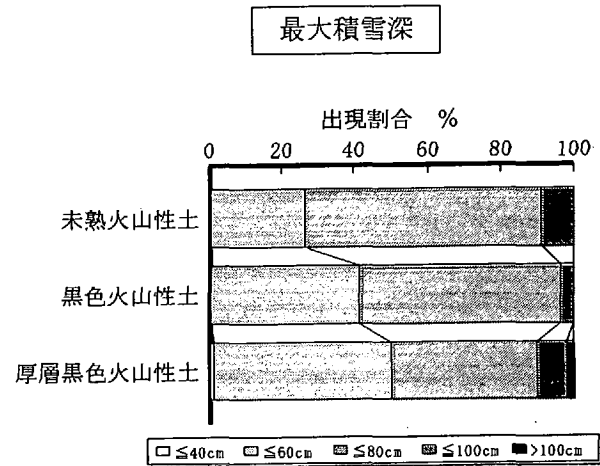
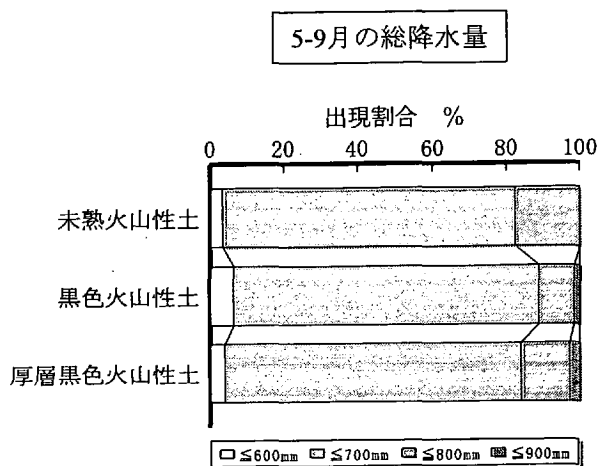
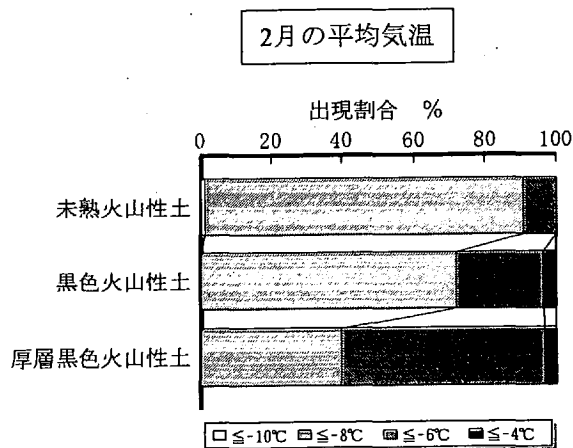
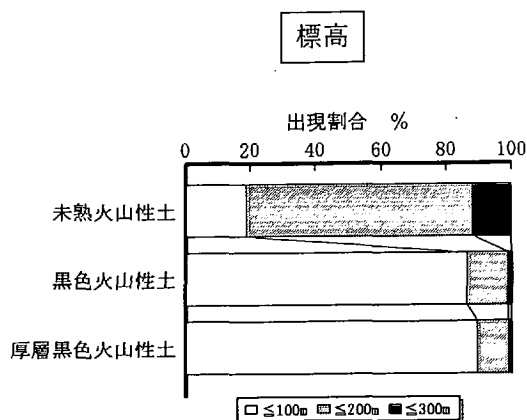
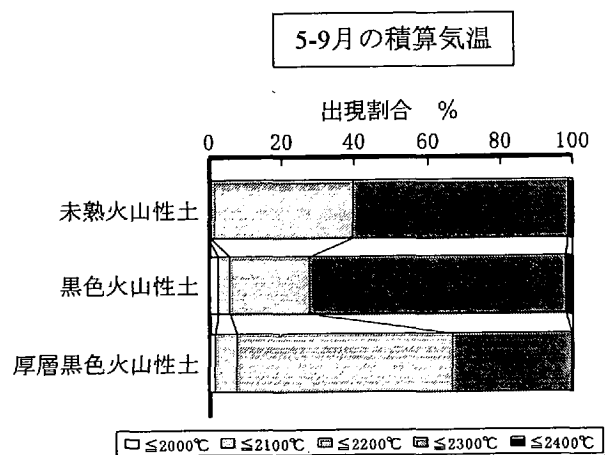


図3-3 根釧地方の主要火山性土における農耕地*の標高と平年の気象条件

*：国土数値情報における土地利用区分コード2を示す

以上が100m以下であった。未熟火山性土における5-9月の積算気温は2200~2300℃の階層が多かった。これに対し、厚層黒色火山性土では2100~2200℃の階層が多く、より低温である傾向が伺われた。黒色火山性土では未熟火山性土と比較して2100℃以下の階層も2200~2300℃の階層も多く、分布面積の大きさにともなって、変異の幅も大きいことが示唆された。5-9月における降水量はいずれの火山性土でも600~700mmの階層が80%を占め、火山性土間に大きな差異は認められなかった。冬期の気象条件は夏期間と対照的に、気温は沿海側に分布する厚層黒色火山性土で高く、未熟火山性土では低い傾向を示した。

試験2. 代表地点における土壌水分の観測

1) 代表地点の土壌断面

代表地点における土壌断面を図3-4に示した。未熟火山性土の表層部は草地造成時の抜根などにより一部を除去された雌阿寒岳火山灰a層(Me-aと略す)と、腐植含量が少なく粒径の粗いカムイヌプリ岳火山灰2a層および4a層(Km-2aおよびKm-4aと略す)が混層されている。ま

た、下層には腐植含量が多く比較的細粒なカムイヌプリ岳火山灰1f(Km-1fと略す)が存在している。黒色火山性土はKm-2a、Km-4aの層厚が薄く、腐植含量の多いKm-1fが比較的浅い位置に堆積している。このため、未熟火山性土よりも作土の粒径はやや細かく、腐植含量は多い。厚層黒色火山性土は未熟火山性土では75cm以下に、黒色火山性土では46cm以下に存在する粒径の細かい摩周岳火山灰f層(Ma-f₁と略す)が37cmの位置に出現する。この上部にも腐植含量の比較的多いKm-1fが分布し、これらの層とMa-f₁が主に表層を構成している。その結果、表層の腐植含量は黒色火山性土よりもさらに高まっていた。

2) 代表地点の降水量および土壌水分条件

根釧地方の牧草の主要な生育期間である5月から9月について、未熟火山性土と厚層黒色火山性土の代表地点における1989年の積算気温、総降水量および土壌のpFの平均値を表3-1に示した。未熟火山性土の代表地点における積算気温は厚層黒色火山性土よりもやや高い値を示した。1989年5月から9月における総降水量は未熟火山性

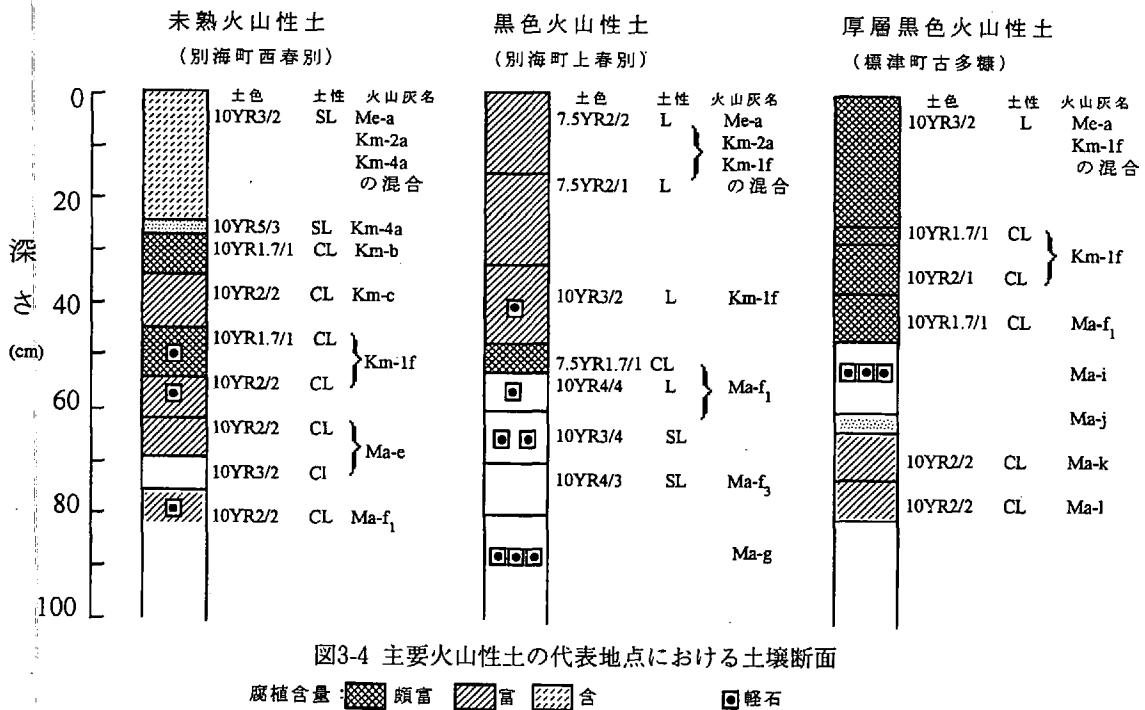


図3-4 主要火山性土の代表地点における土壌断面

表3-1 未熟火山性土と厚層黒色火山性土の代表地点における気象条件

土 壤	5-9月の積算気温 ℃		5-9月の総降水量 mm		5-9月平均の土壌 のpF (1989年)	
	1989年	平年	1989年	平年	5cm	15cm
未熟火山性土	2116	2192	729	626	1.81	2.09
厚層黒色火山性土	2071	2096	718	693	2.00	2.11

土で729mm、厚層黒色火山性土で718mmであり、平年値よりもやや多かった。試験1で得られた各火山性土の気象条件と比較すると、代表地点の気象条件は、気温がやや低い傾向にあるものの、各火山性土の中でとくに特異な条件とは考えられなかった。土壌のpFは5月から9月まで平均すると、いずれの火山性土でも、深さによらずおおむねpF2.0前後であった。図3-5には1989年におけるpFの経時変化を降水量とともに示した。いずれの火山性土でも牧草生育期間中に草地表層のpFが2.5を越えることは稀であり、pF1.5から2.5の間で推移することが多かった。降雨後におけるpFの低下は15cm深よりも5cm深で、また、未熟火山性土の方が厚層黒色火山性土よりも大きかった。

3. 考察

根釧地方の主要な火山性土である未熟火山性土、黒色火山性土および厚層黒色火山性土は図3-1に示したように、これらを構成する主要な火山灰の噴出源であるカムイヌプリ岳および摩周カルデラを中心にほぼ同心円状に南東方向に分布する。未熟火山性土は噴出源の近くに分布するので、標高は比較的高い。一方、厚層黒色火山性土は噴出源から遠く、海岸に近い地域に分布するので、標高は低くなる。

根釧地方における5-9月の積算気温は2000~2300℃であった。早生型のサイレージ用トウモロコシの登熟に要

する積算気温は2200~2300℃とされている⁴⁾ので、当地方でトウモロコシの安定的な栽培が期待できる地域はかなり限定されることが明らかである。夏期間に発生する海霧の影響の大きさ⁵⁾があらためて確認できた。当地方の中でも、未熟火山性土における年間の気温の推移は、厚層黒色火山性土と比較して、夏期間に高く冬期間に低いという内陸的な傾向を有していた。このような気温の違いがチモシーにおける1番草の生育ステージ⁶⁾や乾物収量⁷⁾に及ぼす影響について、現在も検討が行われている。

5月から9月までの総降水量はいずれの火山性土でも600mm~700mmの草地が多く、火山性土間で大きな差は認められなかった。ただし、海霧は降水量では評価できないので、湿度や日射量などは異なることが想像される。三木ら⁸⁾によれば、北海道天北地方の重粘土草地では、牧草生育期間中(4月~9月)の総降水量が400mmを下回ると土壌の水分供給力の差によって牧草収量が影響される。したがって、5月から9月までの総降水量が600mm~700mmとなる当地方で水分不足が牧草生育に影響を及ぼす可能性はほとんどないと考えられる。

試験2で1989年に作土のpFを観測した結果、牧草生育期間中にはpF1.5から2.5までの範囲で推移することが多く、平均すると5cm層でも15cm層でもpF2前後であった。未熟火山性土と厚層黒色火山性土ではpFの平均値に大

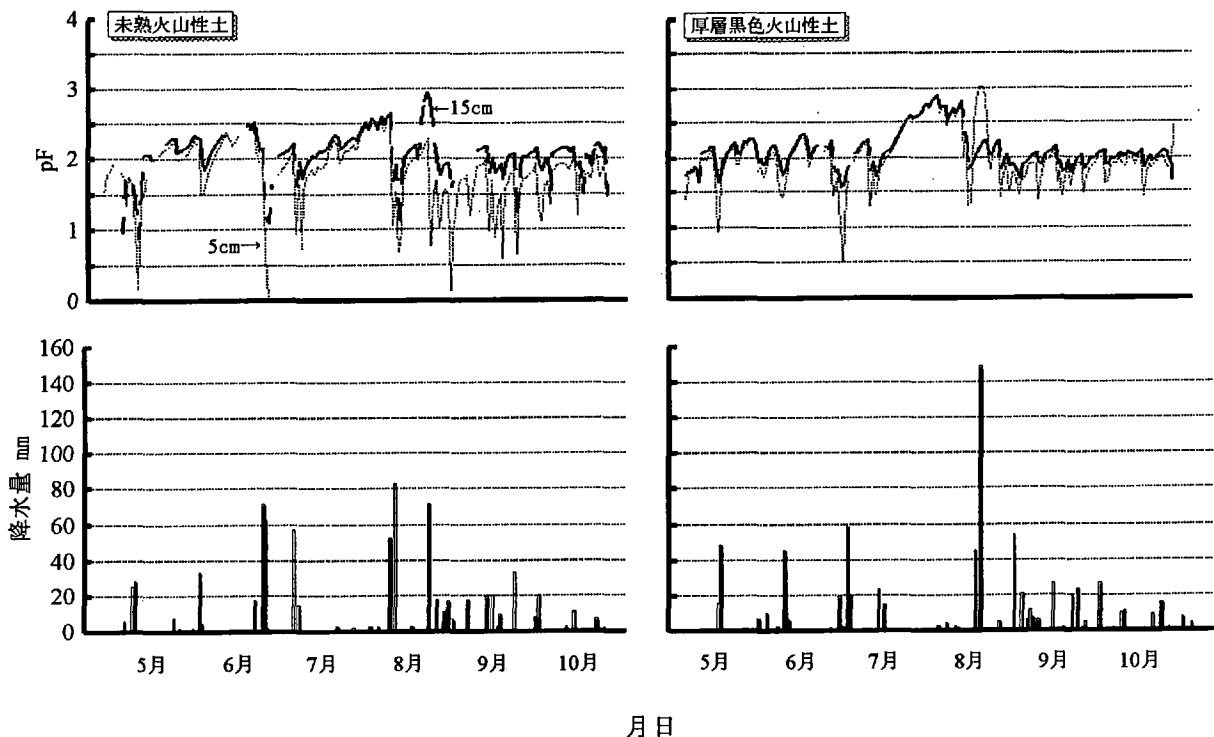


図3-5 未熟火山性土および厚層黒色火山性土の代表地点における土壌のpFと降水量(1989年)

降水量は試験地近傍のアメダスデータ(未熟火山性土:計根別、厚層黒色火山性土:標津)を使用

きな差は認められなかったが、降雨後のpFの低下程度は未熟火山性土の方が大きかった。降雨後におけるpFの変動の大きさは後述する土壤の保水性の大きさを反映しているものと思われる。両地点における5月～9月の総降水量はほぼ等しかったので、そのような年次における両火山性土のpFの平均値はほぼ等しくなるものと考えられた。1989年5月から9月までの総降水量は平年よりもやや多かったため、降水量の少ない年のpFは、いずれの火山性土でも、もう少し高く推移することが予想される。ただし、前述のように、火山性土間における降水量の差が平年値でも小さいことを考慮すると、牧草生育期間中における作土のpFには、火山性土間で大きな違いは生じないものと思われる。このことは、本章第4節や第V章で、土壤中の拡散による牧草への養分供給能を火山性土ごとに比較する場合の重要な知見となる。

第2節 主要火山性土の物理性

各火山性土の土層配列⁶⁰⁾や理化学性^{27,57,70)}は大きく異なり、それに伴って、牧草の収量⁷⁰⁾や牧草体無機成分⁷⁰⁾にも差のあることが知られている。ここでは、まず、各火山性土の物理性について検討する⁶⁰⁾。

1. 実験方法

前節で設定した代表地点における草地の表層0～15cmの層を100ml容採土管で採取し、pF0～pF1.5までは土柱法⁶⁰⁾で、pF1.5～pF4.2までは遠心法⁶⁰⁾により水分保持曲線を3反復で作成した。また、上記の代表地点近傍の草地合計5地点において、水の積算侵入量をシリング法⁶⁰⁾により5反復で測定した。なお、結果は最大値および最小値を除く3反復の平均値で示した。これらの測定は現地の草地で行ったので、測定の前に地表面の牧草を刈り取り除去した。さらに、未熟火山性土、黒色火山性土および厚層黒色火山性土に属する合計70地点の採草地の表層0～15cmから100ml容採土管で採取した不攪乱の土壤試料を供試して、かさ密度および圃場含水量に相当するpF1.5における三相分布を測定した⁶⁰⁾。このうちの代表的15地点の試料の風乾細土を用いて粒径組成をピベット法⁶⁰⁾で分析した。

2. 実験結果

1) 粒径組成、三相分布、かさ密度

図3-6は腐植含量と粒径組成の関係を示したものである。腐植含量と砂含量(粗砂+細砂)との間には高い負の相関が認められた。また、シルトおよび粘土含量はいずれも腐植含量と有意な正の相関を示した。火山性土ごとにみると、未熟火山性土の3点はいずれも腐植含量が5%

内外にあり、砂含量が多く、シルトおよび粘土含量の少ない粗い粒径組成であることが分かる。これに対し、厚層黒色火山性土の4点は腐植含量が12%内外にあり、砂含量は少なく、シルトおよび粘土含量の多い、比較的細かい粒径組成であった。黒色火山性土は腐植含量が8%程度であり、砂、シルト、粘土含量はいずれも未熟火山

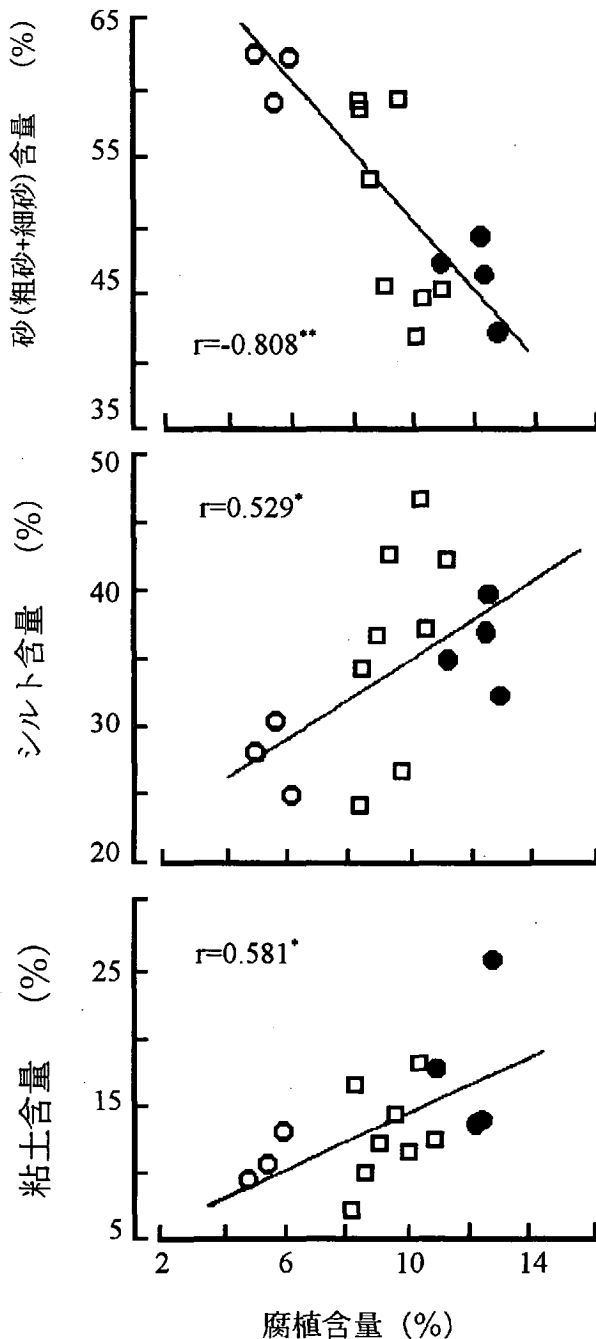


図3-6 土壤の腐植含量と粒径組成の関係

図中のrは相関係数、* : 5%水準で有意、** : 1%水準で有意

○ : 未熟火山性土、□ : 黒色火山性土、● : 厚層黒色火山性土

性土と厚層黒色火山性土の中間的な性質であった。

図3-7は圃場含水量に相当するpF1.5における三相分布と腐植含量の関係を示したものである。固相率は腐植

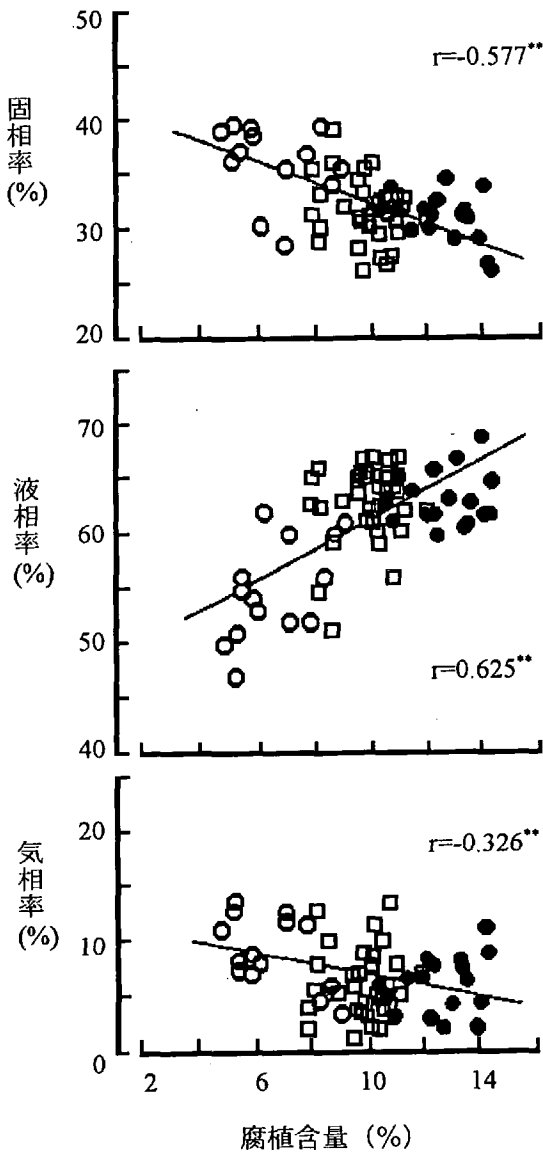


図3-7 土壌の腐植含量と三相分布(pF1.5)の関係

図中のrは相関係数、**：1%水準で有意
○：未熟火山性土、□：黒色火山性土、●：厚層黒色火山性土

含量の増加に伴って低下し、これに代わって液相率が明らかに上昇した。気相率も腐植含量との間に弱い負の相関を示した。火山性土ごとにみると、腐植含量の少ない未熟火山性土では固相率と気相率が高く、液相率が低い。これとは逆に、腐植含量の多い厚層黒色火山性土では固相率と気相率が低く、液相率が高い。黒色火山性土では両者の中間的な三相分布を示した。腐植含量が多いと固相率が明らかに低下するため、図3-8に示したように、かさ密度と腐植含量との間には極めて高い負の相関が認められた。未熟火山性土のかさ密度は0.7~1.0g/cm³、厚

層黒色火山性土では0.5~0.8g/cm³の範囲にあった。黒色火山性土の場合はこれまでの結果と同じく未熟火山性土と厚層黒色火山性土の中間的な値を示したが、かさ密度の分布幅は他の火山性土よりも広く0.6~1.0g/cm³の範囲に分布していた。

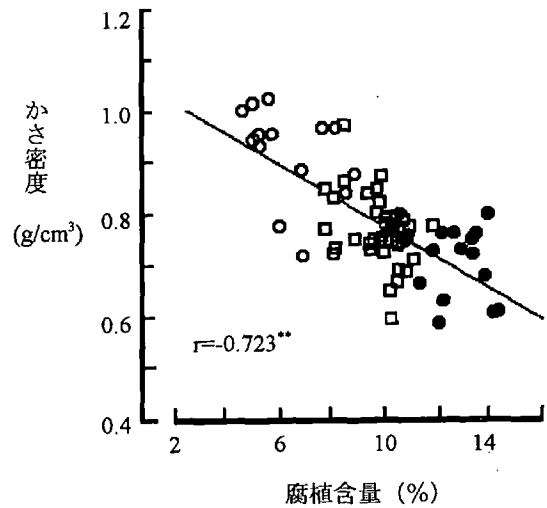


図3-8 土壌の腐植含量とかさ密度の関係

図中のrは相関係数、**：1%水準で有意
○：未熟火山性土、□：黒色火山性土、●：厚層黒色火山性土

2) 水分保持特性

各火山性土の代表地点における草地の作土(0~15cm)から採取した試料を用いて作製した水分保持曲線を図3-9に示した。これにより、腐植含量の多い火山性土ほど

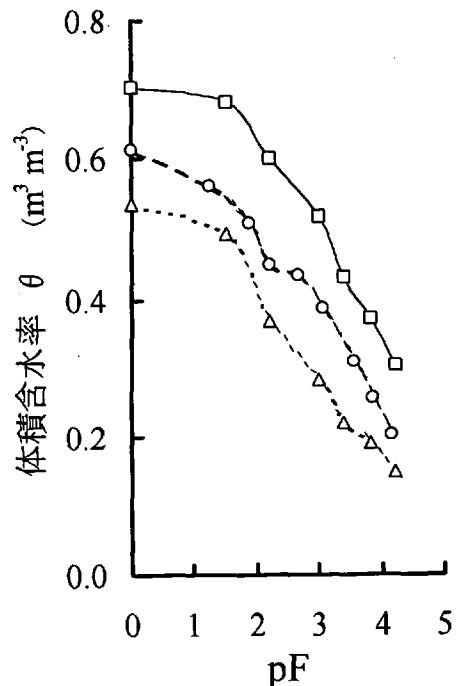


図3-9 主要火山性土の作土(0~15cm)における水分保持曲線

---△---：未熟火山性土、---○---：黒色火山性土、
-□-：厚層黒色火山性土

保水性が大きいことが明らかである。また、腐植含量の多い火山性土ではpF4.2における体積含水率も高かった。これは作物に利用不可能な水分も多く保持されていることを示している。表3-2では各pFの水分分布を火山性土で比較した。pF1.8からpF3.8までの易有効水分量の差には3火山性土に一定の傾向が認められなかった。高pF領域の難有効水分量を含めた全有効水分量は腐植含量に対応し、未熟火山性土で少なく、黒色火山性土はこれに次ぎ、厚層黒色火山性土で最も多かった。3火山性土における保水性で最も大きな違いが認められた領域はpF4.2以上の非有効水分領域であった。

次に、透水性についてみると、図3-10のように現地における水の積算侵入量においても各火山性土における透水性の違いが明らかに認められ、未熟火山性土では1時間当たりの侵入量が75mmから105mm程度であるのに対し、厚層黒色火山性土では30mm程度と少なかった。

以上の結果から、未熟火山性土は、他の2火山性土と比較して、固相率、かさ密度が大きく、粒径は粗く透水性が良好で、保水性にやや劣る土壤であると指摘できる。

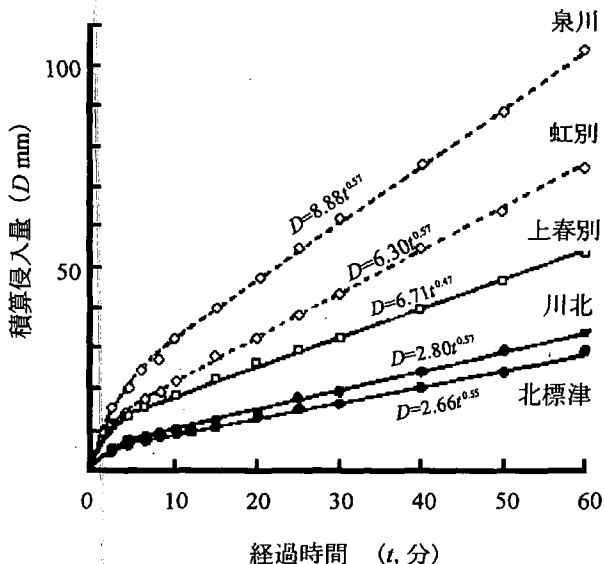


図3-10 水の積算侵入曲線

○：未熟火山性土 □：黒色火山性土 ●：厚層黒色火山性土

また、厚層黒色火山性土は未熟火山性土とは逆の物理的性質を有しており、黒色火山性土は未熟火山性土と厚層黒色火山性土の中間的な特性を示した。

3. 考察

一般に火山性土の理化学的性質は、それを構成する火山灰の種類や厚さに規制される。火山灰は通常、噴出源を基点とし偏西風によって流されながら漸次降下し地上に堆積する。そのため、噴出源からの距離や方向と、地上に堆積した火山灰の種類や層厚、粒径との間には密接な関係がある¹⁰⁰⁾。すなわち、噴出源に近いほど粒径の粗いものが堆積し¹⁰¹⁾、粒径が同じ場合には輝石や磁鉄鉱等の重鉱物が多く含まれる⁹⁾。根釧地方の主要な火山性土の分布は、図3-1に示したように、未熟火山性土は噴出源に近く、黒色火山性土、厚層黒色火山性土の順に噴出源より遠く位置する。したがって、土壌の粒径が未熟火山性土で粗く、黒色火山性土、厚層黒色火山性土の順に細くなるのは、第一に噴出源からの距離が大きく影響しているものと考えられる。また、この降下火山灰の粒径の差異は、堆積した火山灰の風化程度にも関与し、細粒であるほど風化が進みやすい⁹⁾。さらに、降下年代が古いほど風化期間が長いので風化が進む。厚層黒色火山性土の表層を構成する主な火山灰は、当地方に分布する火山灰の中では比較的古いものが多い。しかも、噴出源から遠いため粒径が細かいので、これとは逆の関係にある未熟火山性土に比較して風化程度が進んでいると考えられる。したがって、風化産物であるシルトや粘土含量は、未熟火山性土より厚層黒色火山性土において多くなるのであろう。弘法ら⁴⁶⁾は火山灰の風化によって生じるアロフェン質粘土が植物遺体から変成する腐植酸を高含量に維持し、腐植粘土複合体として安定するため、火山灰の風化の進行に伴い、腐植が集積し粘土含量も増加することを報告している。本試験でも腐植含量と粘土含量との間に正の相関を認めており、先に述べた粒径組成の差異による風化程度の違いは、各火山性土における腐植の集積度合いにも関与しているものと思われる。

このように、未熟火山性土、黒色火山性土、厚層黒色

表3-2 代表地点における土壌*の保水性

火山性土	体積含水率(m ³ m ⁻³)					最大容水量
	pF0-1.8	pF1.8-3.8	pF3.8-4.2	pF1.8-4.2	pF4.2-	
未熟火山性土	0.112	0.261	0.042	0.303	0.163	0.578
黒色火山性土	0.099	0.249	0.074	0.323	0.192	0.614
厚層黒色火山性土	0.085	0.285	0.059	0.344	0.273	0.702

*:草地表層下5~10cmの層

火山性土の各火山性土は噴出源からの距離によってそれらを構成する火山灰の粒径組成や腐植の集積度合いが大きく異なっている。腐植はそれ自身の比重が小さく、海綿状の構造を持つので⁴⁹⁾、腐植含量が増加すると固相率が低下しかさ密度が減少すると考えられる。また、腐植は保水能が大きく⁴⁹⁾、腐植含量の増加は保水性を大きくする。したがって、厚層黒色火山性土の保水性が大きかったのは、主にこの火山性土に多量に集積した腐植に起因すると考えられる。また、他の2火山性土と比較して未熟火山性土で透水性が良好で水の浸透能が大きく、保水性にやや劣るのは、この土壌の風化程度が低く、粗粒で腐植含量が少ないためであろう。

ここで対象とした土壌はいずれも草地から採取したものであるため、草地の経年変化や利用方法によって三相分布²³⁾や水分特性²⁰⁾が変化する可能性がある。しかし、これらの影響があったとしても各火山性土における物理性の差異は極めて明らかであった。したがって、この火山性土において土壌の物理性が上述した草地特有の影響によって影響を受けているとしても、それらの影響は各火山性土が持つ固有の物理性を上回るほど大きいとは考えがたい。

第3節 主要火山性土の化学性

前節に続き、各火山性土の化学性について検討し²⁰⁾、土壌の肥沃度に対応した窒素、リンおよびカリウムの施肥管理を検討するための基礎とする。

1. 実験方法

各火山性土の窒素供給力については、採草地(未熟火山性土9点、黒色火山性土8点、厚層黒色火山性土9点)および放牧地(未熟火山性土7点、黒色火山性土7点、厚層黒色火山性土9点)の土壌の表層0~5cmから採取した

49点の試料を風乾細土にして無機化窒素量を求めた。リン酸吸収係数および陽イオン交換容量(CEC)の比較については、根室支庁管内105地点の採草地の表層0~20cmより採取した土壌を風乾細土として分析に供試した。陽イオン交換容量は簡便さの点からピーチ法を用いた。また、前述の代表地点における草地の表層0~15cmから採取した土壌の陽イオン交換容量および陰イオン交換容量(AEC)をWADA and OKAMURA¹⁰⁰⁾の方法で求めた。また、有効態リン、交換性陽イオン含量の比較するために、根室半島部を除く根室支庁管内692地点の採草地の土壌(0~5cm)における分析データを用いて頻度分布を各火山性土ごとに求めた。

2. 実験結果

1) 土壌の窒素供給力

図3-11には主要火山性土における草地の表層0~5cmから採取した土壌の無機化窒素量を草地の利用方法別に平均して示した。無機化窒素量は草地の利用方法にかかわらず明らかに火山性土によって異なり、未熟火山性土が厚層黒色火山性土よりも少なく、黒色火山性土が両者の中間的であった。草地の利用方法による差異を見ると、腐植含量の少ない火山性土ほど放牧利用によって土壌の無機化窒素量が増大する傾向が認められた。全試料49点について全窒素含量(y)と腐植含量(x)との間には $y = 0.023 + 0.042x$ ($r = 0.916^{**}$)、無機化窒素量(y)と全窒素含量(x)との間にも $y = -2.95 + 27.9x$ ($r = 0.769^{**}$)と高い正の相関が認められた。

以上の結果から、腐植含量の多い厚層黒色火山性土は他の2火山性土よりも全窒素含量および無機化窒素量が多くなり、窒素供給力の大きい土壌であると考えられた。これとは反対に、腐植含量の少ない未熟火山性土は全窒素含量および無機化窒素量が多くなり、黒色火山性土や厚層黒色火山性土よりも窒素供給力の劣った土

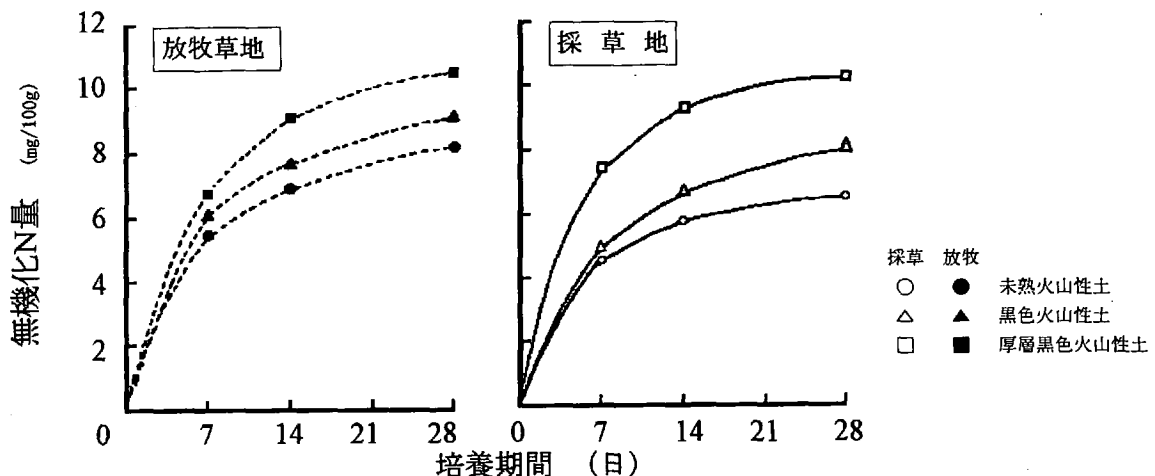


図3-11 各火山性土における草地表層(0-5cm)の土壌からの無機化窒素量

壤であると思われた。

2)リン酸吸収係数、陽イオン交換容量および陰イオン交換容量

図3-12には腐植含量と陽イオン交換容量との関係を示した。当地方の火山性土の陽イオン交換容量は腐植に依存している²⁰⁾ため、腐植含量と陽イオン交換容量との間には極めて高い正の相関が認められた。腐植含量が6~10%に分布した未熟火山性土の陽イオン交換容量は10~25me/100gの範囲に入り、腐植含量が11~18%にあった厚層黒色火山性土の陽イオン交換容量は25~45me/100gであり、本試験結果では両者が重なることはなかった。このような関係は既往の知見²¹⁾とよく一致する。図3-13にWADA and OKAMURA¹⁰⁶⁾の方法に準じてCaCl₂溶液を用いて測定した供試土壌の陽イオン交換容量および陰イオン交換容量を示した。両者の値は厚層黒色火山性土で最も

大きく、黒色火山性土がこれに次ぎ、未熟火山性土では小さかった。陽イオン交換容量の値はpHに大きく依存し、pH7の場合には図3-12で示された範囲と類似した値が得られたが、草地土壌の診断基準値²²⁾であるpH5.5~6.5の領域における陽イオン交換容量の値はそれよりも低く、また、土壌間差も小さくなることが明らかであった。陰イオン交換容量の値はいずれの火山性土でも、pH 5.5~6.5の範囲で0.1~2.5me/100gと小さいものであった。第4節で拡散に及ぼす吸着の影響を評価するために、WADA and OKAMURA¹⁰⁶⁾の方法に準じ、(2.17)式を用いてlog(AEC)を目的変数、pHおよびlog C_e (C_eは平衡溶液濃度)を独立変数とする重回帰分析を行った。図中には陰イオン交換容量の値をmolc kg⁻¹、C_eの単位をmol m⁻³とした時に得られる係数a、bおよびcの値を示した。

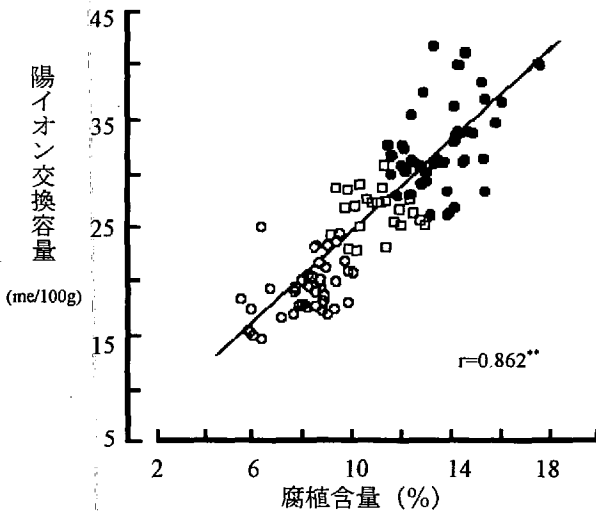


図3-12 土壌の腐植含量と陽イオン交換容量の関係

図中のrは相関係数、**：1%水準で有意

○：未熟火山性土 □：黒色火山性土 ●：厚層黒色火山性土

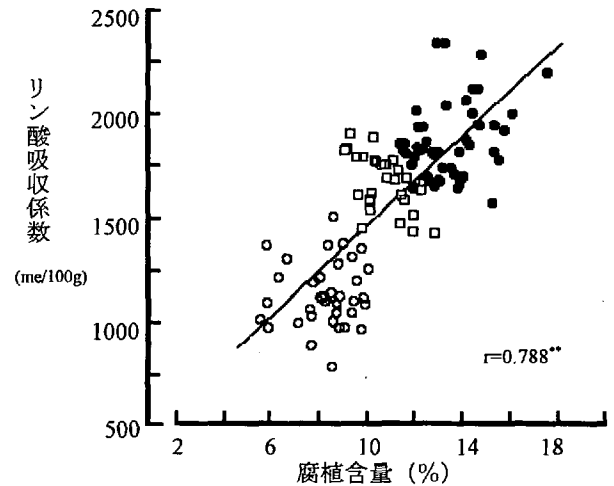


図3-14 土壌の腐植含量とリン酸吸収係数の関係

図中のrは相関係数、**：1%水準で有意

○：未熟火山性土 □：黒色火山性土 ●：厚層黒色火山性土

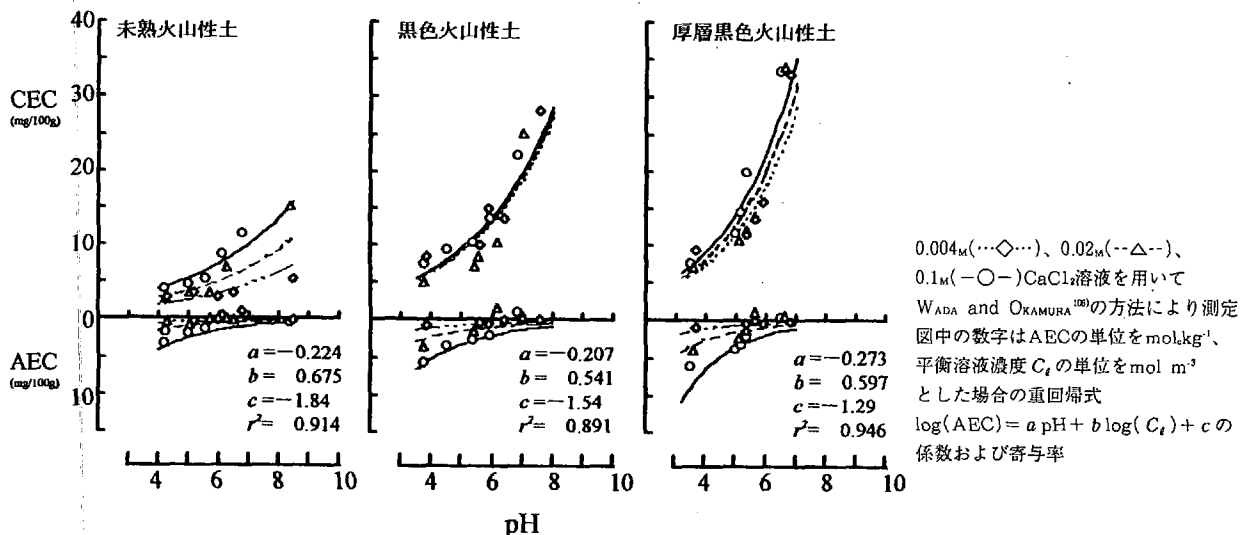


図3-13 各火山性土のpHとCECおよびAECの関係

0.004M(---◇---), 0.02M(--△--),
0.1M(-○-)CaCl₂溶液を用いて
WADA and OKAMURA¹⁰⁶⁾の方法により測定
図中の数字はAECの単位をmolc kg⁻¹、
平衡溶液濃度 C_eの単位をmol m⁻³
とした場合の重回帰式
log(AEC) = a pH + b log(C_e) + c の
係数および寄与率

図3-14には腐植含量とリン酸吸収係数との関係を示した。腐植含量とリン酸吸収係数との間にも高い正の相関が認められた。北海道農牧地土壌分類²⁰⁾によるとリン酸吸収係数は分類基準の一つの尺度であり、土壌間差が明らかである。

3)有効態養分含量

未熟火山性土より263点、黒色火山性土より179点、厚層黒色火山性土より250点、計692点の採草地における0~5cmの土壌中有効態リンおよび交換性カリウム、カルシウム、マグネシウム含量を分析し、その頻度分布を図3-15に示した。なお、ここでは各養分を酸化物でなく単体で表示した。

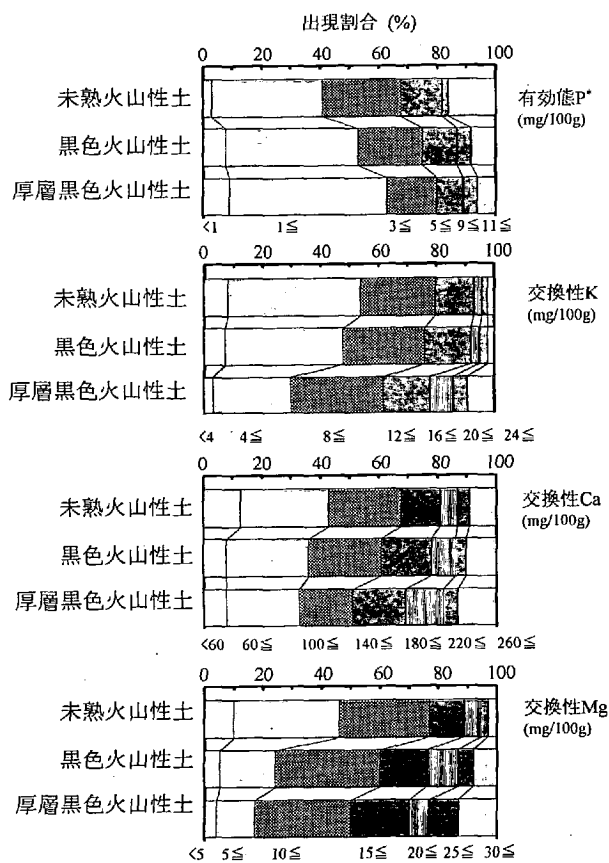


図3-15 土壌中の有効態養分含量の頻度分布

* : Bray No2法(土:液=1:7)

有効態リン含量は各火山性土とも土壌診断における適正基準の下限値(約10mgP/100g)²⁰⁾よりも低いものが大部分であり、極めて低含量であった。それでも、有効態リン含量の頻度分布における土壌間差は明らかで、未熟火山性土、黒色火山性土、厚層黒色火山性土とリン酸吸収係数が大きくなる順に低含量に分布する割合が増加していた。

交換性陽イオン含量の場合も土壌間差は明らかで、陽イオン交換容量が大きく、かさ密度の小さい厚層黒色火

山性土で高い含量に分布する割合が高かった。

以上の結果、未熟火山性土はリン酸吸収係数が小さいため、有効態リン含量は高くなるが、窒素供給力や陽イオン保持能に劣る土壌であると特徴づけられる。一方、厚層黒色火山性土は未熟火山性土と逆の特徴があり、黒色火山性土はこれまでの結果と同じく両者の中間的な性質を有していると考えられた。これらの性質はいずれも土壌中の腐植含量との間に密接な関係があった。

3. 考察

各火山性土の窒素供給力における差異を見ると、本試験結果では土壌の腐植含量と全窒素含量および無機化窒素量との間には、いずれも高い正の相関が認められた。したがって、本試験の結果から、土壌の窒素供給力を無機化窒素量によって評価すれば、腐植含量と全窒素含量の多い厚層黒色火山性土は窒素供給力が大きく、腐植含量や全窒素含量の少ない未熟火山性土は窒素供給力が小さいといえる。一方、早川ら^{19,20)}によると、当地方の火山性土では開墾後の数年間は粗腐植や植物遺体などのいわゆる栄養腐植の分解が旺盛なため、窒素の減肥が可能である¹⁹⁾。しかし、その後は真性腐植酸やヒューミンなどの割合が高まり耐久腐植として土壌に残留するため、腐植や全窒素含量が多くても無機化窒素含量が少ないとされている²⁰⁾。また、この傾向は、特に埋没火山灰層において著しい。したがって、本試験の結果は早川らの指摘^{19,20)}と一致していない。本試験の培養実験で供試した土壌は、草地の表層0~5cmより採取したものであり、この土層には、草地の利用ごとに枯死する茎葉や根、さらに放牧利用の場合には家畜の糞尿および採食残草などの有機物が繰り返し還元される。しかもこの土層は、作土層内でもリン酸などの養分が多く⁶⁾、かつ好気的条件下に恵まれて微生物活性が高く、還元される有機物の分解が最も盛んな層である²⁰⁾。それゆえ、枯死した茎葉や根などの有機物はある程度分解され、腐植化過程の中でいわゆる栄養腐植として草地の表層土壌中に残留していくと考えられる。したがって、耐久腐植を多量に集積した埋没火山灰層が草地造成時の耕起によって作土層の表層部を構成した場合でも、草地の表層に限れば還元有機物に由来する栄養腐植が富化されていると考えられ、腐植に質的な変化が生じているものと思われる。本試験の結果と既往の成果が一致しなかった要因の一つにこのような草地表層土における腐植の質的な差異が考えられる。草地の表層に還元される有機物が土壌の無機化窒素量に大きく影響を及ぼす²⁰⁾と考えれば、放牧草地における土壌の無機化窒素量が採草地のそれよりも多かった理由は、排泄糞尿などによって、放牧草地に還元される有機物量

が多かったためと理解できる。これらの要因については、第IV章でさらに検討する。

当地方の火山性土の鉱物組成は、未熟火山性土の作土では火山ガラス、それ以外では非晶質成分が多く³⁰⁾、陽イオン交換容量の大小は腐植含量に多くを依存しているといわれている³¹⁾。弘法ら³²⁾も火山性土の表層土を対象とした場合、腐植含量と陽イオン交換容量との間に正の相関を認めており、腐植の集積は陽イオン交換容量を増加させる要因であると指摘している。本試験でもこれらの報告と同様に、腐植含量の多い厚層黒色火山性土の陽イオン交換容量は大きく、腐植含量の少ない未熟火山性土のそれは小さかった。また、腐植に由来する荷電は典型的な変異荷電であるため³³⁾、図3-13のように土壌のpHが上昇すると陽イオン交換容量は増大し、逆にpHが低下すれば陽イオン交換容量は減少する。未熟火山性土における草地土壌のpHは経年変化に伴い他の火山性土より早く低下する³⁴⁾。この経年的なpHの低下は腐植含量が少ないため、もともと小さい未熟火山性土の陽イオン交換容量をさらに減少させることになる。これに対し、厚層黒色火山性土は腐植含量が多いので陽イオン交換容量が大きく、経年変化に伴う草地の土壌pHの低下が緩やかであるため³⁵⁾、陽イオン交換容量の減少も少ないと考えられる。それゆえ、同一の施肥管理を行った場合には、草地が経年化するに伴い、各火山性土における陽イオン交換容量の差異は徐々に大きくなっていくものと思われる。一方、ここで供試したような、アルミニウム・腐植複合体を主要なイオン交換体とする腐植含量の高い火山性土²¹⁾の陰イオン交換容量は通常ほとんど認められないほど小さいので³⁶⁾、これまで無視されることが多かった。本試験におけるCaCl₂溶液を用いた測定によっても、陰イオン交換容量は図3-13のように小さかったが、測定は可能であった。次節では、この小さな陰イオン交換能が土壌中における陰イオンの拡散に及ぼす影響について論議する。

火山性土のリン酸吸収係数は一般に大きく、表層土にかざると本試験で認めた結果と同様に、リン酸吸収係数が土壌の腐植含量と正の相関を有していることが多い³⁷⁾。弘法ら³⁸⁾は土壌のリン酸吸収係数と腐植の集積とに關与する無機物はほぼ同一のものと推定し、北海道の火山性土の場合にはアルミニウムとの関係が強いことを報告している。また、W_{ADA}ら³⁹⁾の指摘によれば、火山性土のA₁層のリン酸吸収係数は腐植と複合体を形成するアルミニウムの貢献度が最も大きく、ついで鉄の影響が大きい。これらの報告から、厚層黒色火山性土では腐植の集積過程でアルミニウムや鉄の腐植複合体が形成され、

これがリン酸吸収係数を大きくさせたと考えられる。未熟火山性土では風化度が低く、アルミニウムや鉄の腐植複合体の集積がわずかであるため、リン酸吸収係数の値が小さいのであろう。

図3-15に示した各火山性土における土壌のリン、カリウム、カルシウムおよびマグネシウム含量の頻度分布は、いずれも各火山性土のリン酸吸収係数および陽イオン交換容量から見て妥当な結果である。通常、これらの要素は施肥されるものであるため、施肥量が異なると大きく変化する。しかし、当地方の慣行施肥量は土壌間に大差がない⁴⁰⁾。したがって、本試験で示したように土壌の化学性をよく反映した結果になったと推定される。

以上の結果から、当地方の理化学的性質を支配している主要な要因は、土壌の粒径組成と腐植含量であると考えられる。噴出源からの距離によって各火山性土を構成する火山灰の粒径組成や堆積様式が決定され、この粒径組成の相違は風化度合いに影響し、風化程度の差異や堆積した場所の水分環境⁴¹⁾が腐植の集積に關与する。腐植の集積程度は物理性における三相分布、かさ密度、保水性に影響を及ぼし、化学性では窒素供給力、陽イオン交換能およびリン酸吸収係数と關連して土壌の有効態養分含量にまで影響する。

第4節 主要火山性土の拡散による養分供給能

有効態養分含量の豊否は土壌の養分供給能の評価に対して重要な情報である。しかし、注目する期間内に土壌から根へ供給される養分の量を正確に比較するためには、有効態養分含量だけの情報では不十分であり、養分が根に供給される効率に關する研究が必要となる。土壌から作物根への養分移動の形態としては拡散やマスフローなどがあげられる⁴²⁾。これらのうち、土壌溶液中の濃度が高く、作物による吸収量の少ないカルシウムやマグネシウムではマスフローによる供給が、また、土壌溶液中の濃度がきわめて低いリンや作物による吸収量の多いカリウムでは拡散が重要とされている⁴³⁾。さらに、硝酸態窒素では吸収された窒素の50%をマスフロー以外と評価した例もある⁴³⁾。

土壌中における溶質の拡散移動は体積含水率や吸着の影響を受けることが知られている⁴⁴⁾。従来、土壌中の養分の拡散に及ぼす土壌物理性や体積含水率の影響評価には、塩化物イオン(Cl⁻)が吸着の影響を受けないものとして用いられる場合が多かった⁴⁵⁾。しかし、ここで供試した3火山性土では、保水性が異なるだけでなく、陰イオン吸着特性にも違いの認められることが前節までに明

らかになった。したがって、拡散による養分供給能を比較するためには、保水性や陰イオン吸着特性の違いが土壌中における塩化物イオンなどの陰イオンの拡散に及ぼす影響を把握しておく必要がある。

そこで、本節では、体積含水率および溶液濃度の異なる条件で、塩化物イオンを用いた拡散実験を行って吸着の影響を評価した上で、各火山性土における拡散による養分供給能を比較することを目的とした⁸⁾。

1. 実験方法

代表地点の草地表層0~15cmから採取した土壌試料を風乾後、2mmの篩を通した風乾細土として実験に供試した。II章で述べた理論と方法によって、カラムを用いた塩化物イオンの拡散実験を行い、土壌中における塩化物イオンの拡散係数を求め、前述した陰イオン交換容量を用いてインピーダンスファクタを計算した。供試土壌の主要な理化学性を表3-3に示した。土壌中の拡散係数に及ぼす体積含水率と吸着の影響を把握するため、体積含水率と添加塩溶液濃度を表3-4のように設定した。

2. 実験結果

1) 拡散モデルの適合性

カラム解体後における土壌からのCl⁻の回収率は、Cl⁻添加量の少なかった一部を除いて80~120%の範囲にあり、おおむね良好と判断された。回収率の変動は水分調製時における塩溶液添加量の誤差に起因すると推定された。(2.9)式による土壌中の拡散係数Dの計算と(2.7)式によるカラム内含量分布の計算では、添加されたCl⁻のすべてが回収されることを前提としている。そこで、土壌中のCl⁻の初期含量C₀の値は、カラムからのCl⁻の回収量から逆算して求めた。また、C_nは塩溶液添加前の土壌から水抽出によって測定した土壌中のCl⁻含量(C_n≒0)とした。

こうしてカラムごとに求めたC₀の値とカラム解体後の土壌中のCl⁻含量Cの分布から、(2.7)、(2.9)式によってカラム内のCl⁻含量分布を計算した。カラム内の各位置における相対Cl⁻含量(C-C_n)/(C₀-C_n)の計算値(x)と実測値(y)の関係をみると、未熟火山性土 y = 0.987x + 0.00654 (r = 0.985** n = 108)、黒色火山性土 y = 0.991x + 0.00449 (r = 0.981** n = 108)、厚層黒色火山性土 y = 0.991x + 0.00476 (r = 0.991** n = 108)

であり、両者の値はいずれの火山性土でもほぼ等しかった。すなわち、カラムごとにDを一定と仮定した計算によって得られたCl⁻含量分布は、実測値をよく再現した。図3-16には各火山性土におけるカラム解体時のCl⁻含量の計算値と実測値の例を示した。

2) 体積含水率θと土壌中の初期Cl⁻含量C₀が拡散係数Dに及ぼす影響

図3-17には0.1M NaCl溶液添加条件における体積含水率θと土壌中のCl⁻の拡散係数Dの関係を示した。いずれの土壌でもDの値は1×10⁻¹⁰~8×10⁻¹⁰m²s⁻¹の範囲にあり、θの増加に伴って増大した。また、θの値が同じであれば、Dは粒径の粗い砂丘未熟土や未熟火山性土でよ

表3-4 拡散実験条件の概要

土壌区分	採取地点	実験 [*] のねらい	体積 ^{**} 含水率 m ³ m ⁻³	添加NaCl溶液濃度 M
未熟火山性土	川上郡	1,3	0.19	0.10
			0.31	0.10
	標茶町	2,3	0.43	0.10
			0.30	0.010
			0.30	0.025
			0.30	0.10
			0.48	0.010
			0.49	0.025
			0.49	0.10
黒色火山性土	野付郡	1,3	0.24	0.10
			0.38	0.10
	別海町	2,3	0.51	0.10
			0.31	0.010
			0.31	0.025
			0.31	0.10
			0.51	0.010
			0.51	0.025
			0.50	0.10
厚層黒色火山性土	標津郡	1,3	0.27	0.10
			0.42	0.10
	標津町	2,3	0.58	0.10
			0.31	0.010
			0.31	0.025
			0.31	0.10
			0.50	0.010
			0.50	0.025
			0.50	0.10

* : 1.体積含水率の影響評価 2.初期含量の影響評価
3.インピーダンスファクタ算出
** : カラム解体時における測定値

表3-3 供試土壌の理化学性

土壌区分	採取地点	pH (H ₂ O)	かさ密度 g cm ⁻³	粘土 ^{**} kg kg ⁻¹	全炭素 -- g kg ⁻¹ --	全窒素	交換性陽イオン			吸着態陰イオン ^{***}			
							Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	H ₂ PO ₄ ⁻	SO ₄ ²⁻
未熟火山性土	川上郡標茶町	5.2	1.14	0.053	12	1.3	3.7	0.21	0.07	0.12	0.49	0.17	0.40
黒色火山性土	野付郡別海町	5.5	0.89	0.104	60	4.4	10.8	0.50	0.10	0.12	0.91	0.22	0.27
厚層黒色火山性土	標津郡標津町	5.0	0.70	0.148	77	5.4	6.8	0.34	0.15	0.28	1.92	0.31	0.26

* : カラム充填時(風乾細土密充填) ** : 国際法(<0.002mm) *** : 0.01M NaOH溶液(1:100)抽出

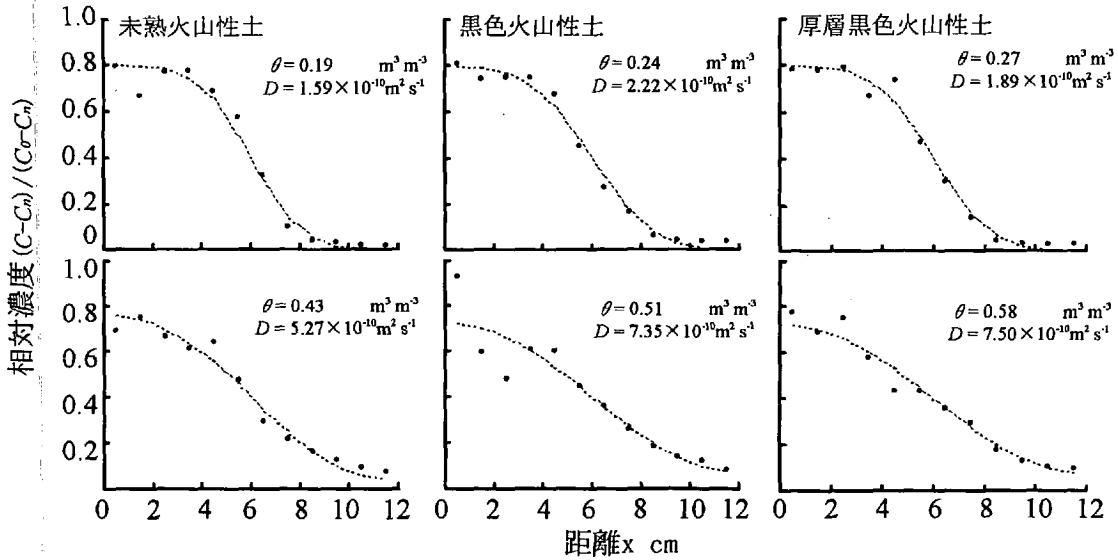


図3-16 カラム内のCl⁻含量分布の例

$t = 8.64 \times 10^5 \text{ s}$, 添加したNaCl溶液の濃度は0.10M

●: 実測値, ---: (2.7)式による計算値

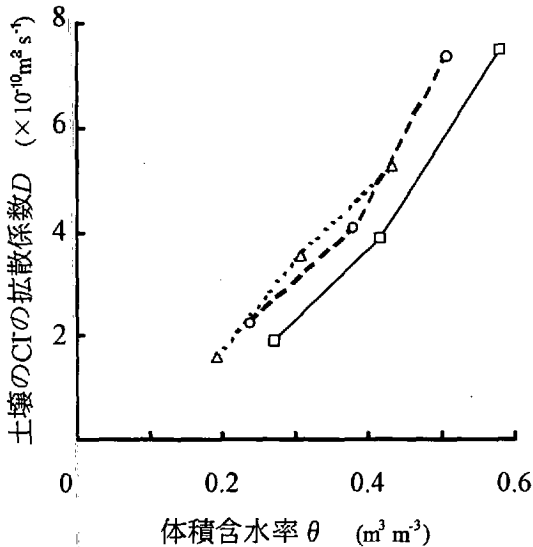


図3-17 土壌中のCl⁻の拡散係数に及ぼす体積含水率の影響

---△---: 未熟火山性土, ---○---: 黒色火山性土, ---□---: 厚層黒色火山性土
 $t = 8.64 \times 10^5 \text{ s}$, 添加したNaCl溶液の濃度は0.10M

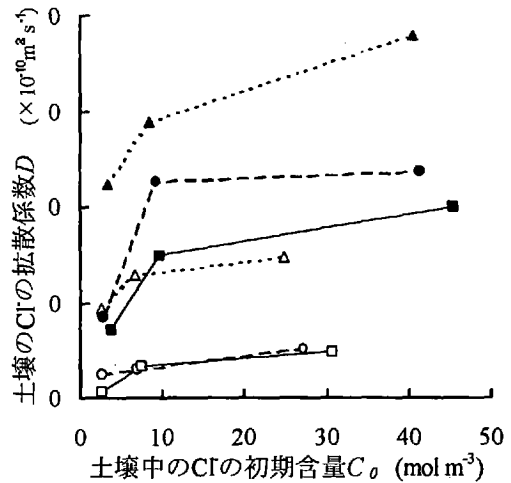


図3-18 土壌中のCl⁻の拡散係数に及ぼす初期含量C₀(カラム内高濃度側)の影響

---△---: 未熟火山性土($\theta = 0.30$), ---▲---: 未熟火山性土($\theta = 0.48-0.49$)
---○---: 黒色火山性土($\theta = 0.31$), ---●---: 黒色火山性土($\theta = 0.50-0.51$)
---□---: 厚層黒色火山性土($\theta = 0.31$), ---■---: 厚層黒色火山性土($\theta = 0.50$)
 $t = 8.64 \times 10^5 \text{ s}$, 添加したNaCl溶液の濃度は0.010, 0.025および0.10M

り大きな値を示した。

図3-18にはカラム内の高含量側における土壌中のCl⁻の初期含量C₀とDの関係を示した。Dの値は、いずれの体積含水率においても、C₀の増加に伴って増大し、C₀の値が10mol m⁻³以上になるとその度合いは緩やかとなった。これにより、Dの値は厳密には土壌中のCl⁻含量に依存することが実験的に確かめられた。

3) 土壌による吸着が拡散係数Dに及ぼす影響

前述のように、Dの値は厳密には土壌中のCl⁻含量に依存する。すなわち、(2.12)式中の dS/dC_0 の値は厳

密にはC₀に依存する。一方、カラム内のCl⁻含量分布は、カラムごとにDを一定と仮定する(2.7)式によって良好に再現できた。このことは、カラム内におけるC₀の含量変化の範囲が与えられれば、その範囲内で dS/dC_0 を一定として近似できることを示している。そこで、ここでは dS/dC_0 をC₀の濃度変化の範囲ごとに、すなわちカラムごとに(2.14)式で近似し、(2.15)、(2.19)式からDに及ぼす吸着の影響を検討した。

表3-5には体積含水率 θ 、pHおよび土壌中のCl⁻の初期含量C₀が(2.15)式中の吸着の影響を表す項 $1/|1+$

表3-5 拡散に及ぼす吸着の影響

設定条件			土壌区分	かさ密度 Mg m ⁻³	液相中		吸着の影響を示す項	
体積含水率 θ m ³ m ⁻³	pH	初期含量 $C_{0,n}$ mol m ⁻³			初期濃度 $C_{e,0}$ mol m ⁻³	AEC cmol _e kg ⁻¹	1 $1 + (\rho/\theta)(S_0 - S_n)(C_{e,0} - C_{e,n})$	
0.30	5.5	5	未熟火山性土	1.14	5.9	0.28	0.36	
			黒色火山性土	0.89	3.8	0.43	0.23	
			厚層黒色火山性土	0.70	5.9	0.46	0.35	
	6.5	5	未熟火山性土	1.14	8.5	0.22	0.51	
			黒色火山性土	0.89	6.2	0.35	0.37	
			厚層黒色火山性土	0.70	9.2	0.32	0.55	
	5.5	50	未熟火山性土	1.14	96.2	1.86	0.58	
			黒色火山性土	0.89	93.7	2.46	0.56	
			厚層黒色火山性土	0.70	106	2.60	0.64	
0.50	5.5	5	未熟火山性土	1.14	4.6	0.24	0.46	
			黒色火山性土	0.89	3.1	0.39	0.31	
			厚層黒色火山性土	0.70	4.5	0.39	0.45	
	6.5	5	未熟火山性土	1.14	6.1	0.17	0.61	
			黒色火山性土	0.89	4.7	0.30	0.47	
			厚層黒色火山性土	0.70	6.4	0.26	0.64	
	5.5	50	未熟火山性土	1.14	66.9	1.45	0.67	
			黒色火山性土	0.89	64.3	2.01	0.64	
			厚層黒色火山性土	0.70	71.3	2.05	0.71	

*：単位体積土壌中のCl⁻含量 **：設定条件 C_0 の値から(2.10)式と図3-13の重回帰式で得られたAECを用いて求めた液相中の濃度

$(\rho/\theta)(S_0 - S_n)(C_{e,0} - C_{e,n})$ の値に及ぼす影響を示した。pHの設定条件は北海道の草地土壌における土壌診断基準値²⁾に、また、 θ および C_0 のそれは本試験条件に基づいた。表中の C_e の値は設定した C_0 、 θ 、 ρ の値から(2.10)および(2.17)式によって求めた。吸着の影響を表す項の値は、陰イオン交換容量が無視できる大きさである場合は1となる。これに対し、火山性土ではこの項の値は0.23~0.71であった。これは、上記の条件では土壌中のCl⁻の拡散係数の大きさが、吸着のない場合の23~71%に減少することを示している。吸着の影響を表す項は θ 、pHおよび C_0 の値が大きいくほど大きな値を示した。すなわち、 C_0 の増加によって液相中濃度が増加すると陰イオン交換容量の値は大きくなるものの、陰イオン交換容量の値の増加率は液相中初期濃度のそれに比べて小さいために、拡散に対する吸着の影響はむしろ小さくなると計算された。これは図3-18に示した実験結果に一致している。なお、注目すべきことは、陰イオン交換容量の値は厚層黒色火山性土の方が未熟火山性土よりも大きいにも関わらず、両火山性土における吸着の影響を表す項の値には大きな差が認められなかったことである。(2.15)式のように、吸着の影響を表す項には乾土当たりの吸着量と土壌のかさ密度が積の形で含まれている。未熟火山性土のかさ密度は厚層黒色火山性土のそれよりも大きい。したがって、両火山性土における吸着の影響を表す項の値に大きな差が認められなかったことは、両火山性土の陰イオン交換容量の違いがかさ密度 ρ の違いに相殺された結果と考えられる。

4) 供試土壌のインピーダンスファクタ

拡散カラム実験から得られた D の値、自由溶液中に

おけるNaClの拡散係数および3)で得られた吸着の影響を表す項の値を(2.15)式に代入し、インピーダンスファクタ f_i を求め、図3-19に示した。自由溶液中におけるNaClの拡散係数は溶液濃度に依存する²⁰⁾が、ここでは添加溶液濃度の範囲を考慮して、溶液濃度0.01Mの時の値である $1.55 \times 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ を使用した。得られた f_i の値は0.1~0.8の範囲に分布し、 θ の増加に伴って増大した。また、 θ の値が同じ場合には、粒径の粗い土壌で大きい

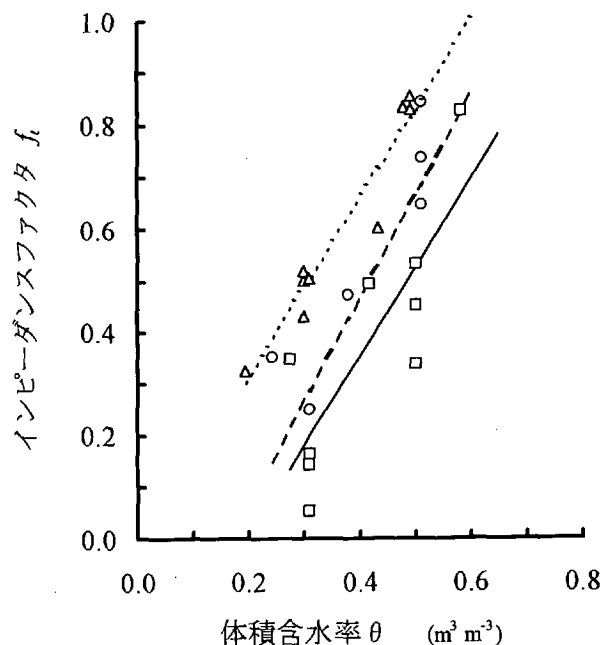


図3-19 体積含水率とインピーダンスファクタの関係

$t = 8.64 \times 10^3 \text{ s}$ 、添加したNaCl溶液の濃度は0.010、0.025および0.10M
図中の直線は(20a)~(20c)による回帰直線

- △---: 未熟火山性土 $f_i = 1.72\theta - 0.0301$ ($r = 0.965$) (3.1a)
- : 黒色火山性土 $f_i = 1.98\theta - 0.326$ ($r = 0.864$) (3.1b)
- : 厚層黒色火山性土 $f_i = 1.71\theta - 0.327$ ($r = 0.816$) (3.1c)

傾向を示し、非吸着性イオンについて得られた既往の報告⁷⁾とよく対応した。未熟火山性土、黒色火山性土および厚層黒色火山性土の θ と f_d との関係はそれぞれ近似的に、

未熟火山性土 $f_d = 1.72\theta - 0.0301$ ($r = 0.965$) (3.1a)

黒色火山性土 $f_d = 1.98\theta - 0.326$ ($r = 0.864$) (3.1b)

厚層黒色火山性土 $f_d = 1.71\theta - 0.327$ ($r = 0.816$) (3.1c)

によって表された。

5) 各火山性土の土壤水ポテンシャルと拡散係数 D の関係

インピーダンスファクタ f_d を θ の関数として表す上述の(3.1a)~(3.1c)式を(2.15)式または(2.19)式に代入すれば、根釧地方の各火山性土について D を θ 、 C_{d0} および C_{dn} の関数として求めることができる。ここで、 θ と f_d との関係は、充填土壌と不攪乱土壌との間に大きな違いのない^{5,6)}ものと仮定し、火山性土の水分保持曲線から pF と f_d および D の関係を推定して図3-20に示した。ただし、推定に当たっては吸着の影響の大きく表れる条件を考慮し、 $pH = 5.5$ 、 $C_{d0} = 2 \text{ mol m}^{-3}$ 、 $C_{dn} = 0 \text{ mol m}^{-3}$ とした。 $pH 5.5$ は前述の土壤診断基準値²⁾の下限值であり、 $C_{d0} = 2 \text{ mol m}^{-3}$ は本試験条件の最低値に近い。前述の図3-9のように、 pF が同じ場合、厚層黒色火山性土の θ は黒色火山性土や未熟火山性土よりも大きかったので、これに対応して厚層黒色火山性土における f_d の推定値も大きかった。黒色火山性土は両者の中間的な値を示した。これに表3-5で検討された吸着の影響がさらに

乗ぜられた結果、 pF が同じ場合には D の値は厚層黒色火山性土 > 黒色火山性土 \geq 未熟火山性土の順になるものと推定された。また、その差は多水分条件におけるほど大きくなるものと思われた。

4. 考察

アルミニウム・腐植複合体を主要なイオン交換体とするような、腐植含量の高い火山性土の陰イオン交換容量はほとんど認められないことが知られている¹⁰⁾が、前節のように、 CaCl_2 溶液を用いた測定によればここで供試した火山性土の陰イオン交換容量は小さいながらも認められた。さらに表3-5から、土壤中の Cl^- の拡散係数はその陰イオン交換容量によって吸着がない場合の20~70%程度に減少することが推定された。特に pH や土壤溶液中の溶質含量が低く、吸着の影響の表れやすい条件では、陰イオン交換容量の値は小さくとも、吸着の拡散に対する影響は無視できないものと思われる。ただし、陰イオン交換容量が小さくかさ密度の大きい未熟火山性土とその反対の性質を有する厚層黒色火山性土では、乾土当たりの吸着量である陰イオン交換容量と土壌のかさ密度とが相殺され、拡散係数に対する吸着の影響の大きさがほぼ等しいという推定結果が得られた。拡散によって生じる単位体積当たりの陰イオン含量の変化に及ぼす吸着の影響を検討する場合には、土壌の吸着特性も単位体積当たりで考慮される必要がある。したがって、この場合の両火山性土における陰イオン吸着能の違いは前節で認め

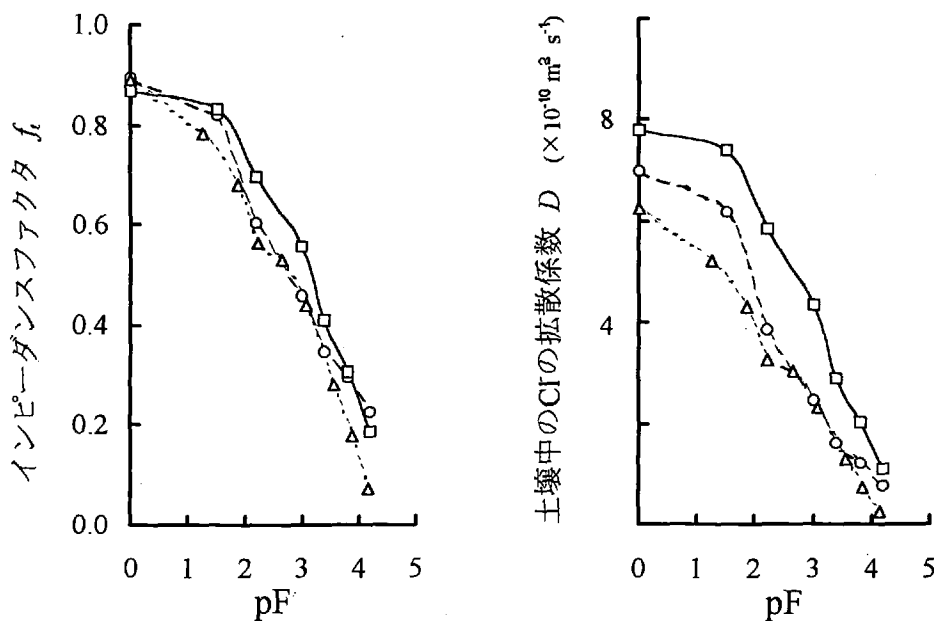


図3-20 pF とインピーダンスファクタおよび土壤中の Cl^- の拡散係数の関係

...△...: 未熟火山性土 -○-: 黒色火山性土 -□-: 厚層黒色火山性土

f_d は θ の実測値から(3.1a)~(3.1c)式により推定、

D は $pH 5.5$ 、 $C_{d0} = 2 \text{ mol m}^{-3}$ 、 $C_{dn} = 0 \text{ mol m}^{-3}$ の条件で(2.19)式により推定

られたそれよりも小さくなることが指摘できる。塩化物イオンの場合には陰イオン交換容量とかさ密度がちょうど相殺し合う程度であったが、吸着能のきわめて大きいリンについてはあらためて検討する必要がある。

これらの関係のために、本試験で得られた Cl^- の拡散係数における各火山性土の大小関係には液相の屈曲度に依存するインピーダンスファクタおよび体積含水率の大小が最も影響すると考えられた。また、陰イオン吸着能を持つものこれらの火山性土も体積含水率が同じ場合には、インピーダンスファクタの値は粒径の粗い土壌ほど大きいと推定され、既往の結果²⁾に一致した。

圃場の土壌水分条件における未熟火山性土、黒色火山性土および厚層黒色火山性土の拡散係数には、保水性の大きさが最も大きく影響すると考えられた。すなわち、図3-20に示したように、同一pFでは厚層黒色火山性土の拡散係数が最も大きいと推測された。粒径の異なる土壌間における、保水性の差に起因する上記のような関係は、陰イオン吸着をしない土壌に対する従来の報告²⁾と結果的に一致する。また、表3-1および図3-5から、根釧地方の未熟火山性土と厚層黒色火山性土では牧草生育期間中における草地の土壌水分はいずれもpF1.5~2.5の範囲にあり、大きな違いのないことが明らかになっている。このため、 Cl^- のように土壌による吸着量が比較的小さい NO_3^- のようなイオンでは、厚層黒色火山性土における牧草生育期間中の拡散移動フラックスの大きさは未熟火山性土のそれを上回ることが予想された。

第Ⅳ章 窒素肥沃度に対応した窒素施肥量

第1節 草地土壌における窒素肥沃度の評価 および施肥窒素量算出方法

第Ⅰ章で述べたように、草地土壌からの主要な窒素給源は

- ①草地更新時の前植生および表層蓄積有機物
- ②更新時および維持段階の施用厩肥
- ③混播マメ科牧草による窒素固定
- ④維持段階における草地系内の還元有機物

の4つに区分される⁶⁰⁾。一方、北海道施肥標準³¹⁾では、年間生草収量4~5t/10a(年間乾物収量900~1000kg/10aに相当)を目標収量とした場合に必要な年間の窒素施肥量を表4-1のように定めている。表4-1では、木曾・菊地⁶²⁾の知見に基いて採草地の草種構成をチモシーとマメ科牧草の割合によって4区分し、各々に対して目標収量を得るための窒素施肥量を設定している。すなわち、目標収量を得るために必要な年間窒素施肥量は、1番草収穫時におけるマメ科牧草の混生割合(生草重量割合)が30~50%の場合4~6kg/10a、15~30%では6~8kg/10a、5~15%では12~14kg/10a、5%未満では14~16kg/10aである。これらの窒素施肥量は上記の4給源のうち③を考慮して設定されたものと言うことが出来る。そこで、厩肥(②)および土壌中の有機物(①および④)からの窒素供給量を明らかにすれば、下記の式により年間の窒素施肥量 F_N (kg/10a)を算定できる。

$$F_N = N_{S0} - (N_{S1} + N_{S2} + N_{S4}) \quad (4.1)$$

ここで、 N_{S0} は表4-1による年間窒素施肥量(kg/10a)で③からの窒素供給が考慮されている。また、 N_{S1} 、 N_{S2} 、 N_{S4} は

それぞれ①、②、④からの窒素供給量(kg/10a)である。

本章では第2節で厩肥からの、第3節では土壌中の有機物からの窒素供給量の評価を試みる。

第2節 厩肥からの窒素供給量

酪農家において自給肥料として生産される有機物には、厩肥の他に尿やスラリーがある。これらの液状肥料の肥効についてはすでに検討がなされ^{24,56)}、北海道施肥標準³¹⁾において減肥可能量が設定されている。また、スラリーではその肥効がほとんど単年度のものであることも明らかにされている⁵⁶⁾。これに対し、厩肥からの窒素供給は従来から3年程度持続することが知られている^{24,60)}にもかかわらず、厩肥の施用に伴う窒素の減肥可能量は単年度でしか評価されていなかった³⁰⁾。そこで、ここではチモシー単播草地を用い、厩肥を草地造成時にすき込んだ場合^{91,92)}と維持管理時に表面施用した場合^{91,93)}の窒素の肥効を経年的に評価する。

1. 実験方法

試験1. すき込まれた厩肥からの窒素供給量

別海町西春別の未熟火山性土、中標津町桜ヶ丘(北海道立根釧農業試験場内)の黒色火山性土および標津町古多糠の厚層黒色火山性土において、1987年8月に厩肥を原物で0、4、8t/10a(以後、厩肥無施用、4t、8t区と略す)施用し、ディスクハロまたはロータリーハロで0~15cmに均一に混和した後、チモシー「ノサップ」単播草地を造成した。未熟火山性土および厚層黒色火山性土の試験地は前章で設定した各火山性土の代表地点である。

表4-1 草種構成に対応した窒素施肥量*

植生区分	草種構成** (%)	年間窒素施肥量 (kg/10a)
1	30~50	4
2	15~30	6
3	5~15	10
4	5%未満	16

(北海道施肥標準³¹⁾、1989)

* : 年間生草収量4.5t/10aを目標とする。

** : 1番草収穫時の生草重量割合による。その際、チモシー率50%以上、裸地と雑草の合計値が30%未満の草地を前提とする。

表4-2 供試土壌の化学性*

土壌区分	pH (H ₂ O)	全炭素	全窒素	熱水抽出性 窒素	有効態** P ₂ O ₅	交換性塩基		
						K ₂ O	CaO	MgO
		---- % ----	----- mg/100g -----					
未熟火山性土	6.4	3.1	0.35	15.5	40.4	8.9	197	12.2
黒色火山性土	6.3	6.1	0.44	5.5	38.4	18.2	404	22.7
厚層黒色火山性土	6.0	7.3	0.63	21.3	23.0	9.1	158	19.1

*：厩肥施用前 **：ブレイNa₂法(1:20 20℃)

表4-3 試験1および試験2に供試した厩肥の化学性

試験 番号	施用方法	施 年	用 日	pH (H ₂ O)	原物中%					
					水分	N	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	MgO
1	すき込み	1987/07/20	-8/7	7.5	64.3	0.47	0.26	0.25	0.29	0.15
2	表面施用	1988/10/20		7.5	49.5	0.58	0.26	0.43	0.26	0.18
		1989/05/16		6.9	48.7	0.43	0.22	0.41	0.29	0.15

供試土壌の化学性を表4-2に、供試厩肥の化学性を表4-3に示す。厩肥は試験2に用いたものも含め、生産されてから半年程度の比較的新しいものである。また、それらの化学性は当地方の農家における平均的な値³⁰⁾と同程度であった。造成翌年の1988年から各厩肥施用区において窒素の用量試験を行った。肥料には化学肥料を用い、厩肥などの有機物は表面施用しなかった。窒素の施肥量は年間0、9、12、15kg/10a（以下、N0、N9、N12、N15区と略す）とし、早春に2/3、1番草刈取り後に1/3の割合で分施した。他の施肥成分は北海道施肥標準³¹⁾に準じ、10a当たりリン10kg、カリウム22kg、マグネシウム4kgを窒素と同様の割合で分施した。収量、草種構成および牧草体窒素含量の調査は既述の通りとした。

試験2. 表面施用された厩肥による窒素供給量

黒色火山性土に厩肥無施用で造成された上記のチモシー単播草地を分割し、表4-3に示した厩肥を用いて表面施用試験を行った。造成翌年の1988年は北海道施肥標準³¹⁾に準じた施肥管理を行い、秋施用の場合には同年10月20日、春施用の場合には翌春1989年5月16日にそれぞれ厩肥0、2、4t/10a（以後、厩肥無施用、2t、4t区と略す）を表面施用した。次年度以降は厩肥を施用することなく、化学肥料のみで栽培し、残効を調査した。窒素用量試験は1989年から試験1と同様の方法で行った。

2. 実験結果

試験1. すき込まれた厩肥からの窒素供給量

1) 乾物収量の推移

対照区を厩肥無施用のN15区とし、これを100とした

場合の乾物収量指数の推移を図4-1に示した。N15kg/10aは北海道施肥標準³¹⁾における植生区分4(チモシー率50%以上、マメ科率5%未満の草地、表4-1参照)に対する窒素施肥量に相当する。表4-4に示したように、対照区の乾物収量はほぼ900kg/10a以上であり、当地方の目標収量³¹⁾を満たしていた。なお、1988年の黒色火山性土における8t区の乾物収量は早春の滞水による影響が大きかったので除いて検討した。図4-1から、乾物収量は窒素施肥量の増加に伴い直線的に増大した。4t区の乾物収量はいずれの火山性土においても、1988年で10~12kg/10a、1989年で12~14kg/10a、1990年では14~16kg/10a程度の窒素施肥量で対照区と同等以上となった。8t区では1990年まで10~12kg/10a程度の窒素施肥量で対照区と同等以上となった。1991年にはいずれの厩肥施用区においても対照区との間に明らかな収量差は認められなくなった。

厩肥施用に伴う乾物増収の効果を1番草と2番草で比較するために、厩肥施用区の厩肥無施用区に対する乾物収量割合を図4-2に示した。乾物収量割合は、番草ごとに4施肥処理、3火山性土の平均値として算出した。各番草における増収は4t区では1990年1番草、8t区では同年2番草まで認められた。増収の明らかであった1988~1989年についてみると、2番草の乾物収量割合は1番草よりも大きい値を示した。

2) 厩肥からの窒素供給量の推移

各番草における厩肥原物1tからの窒素供給量の経時的推移を図4-3に示した。厩肥からの窒素供給量は以下の

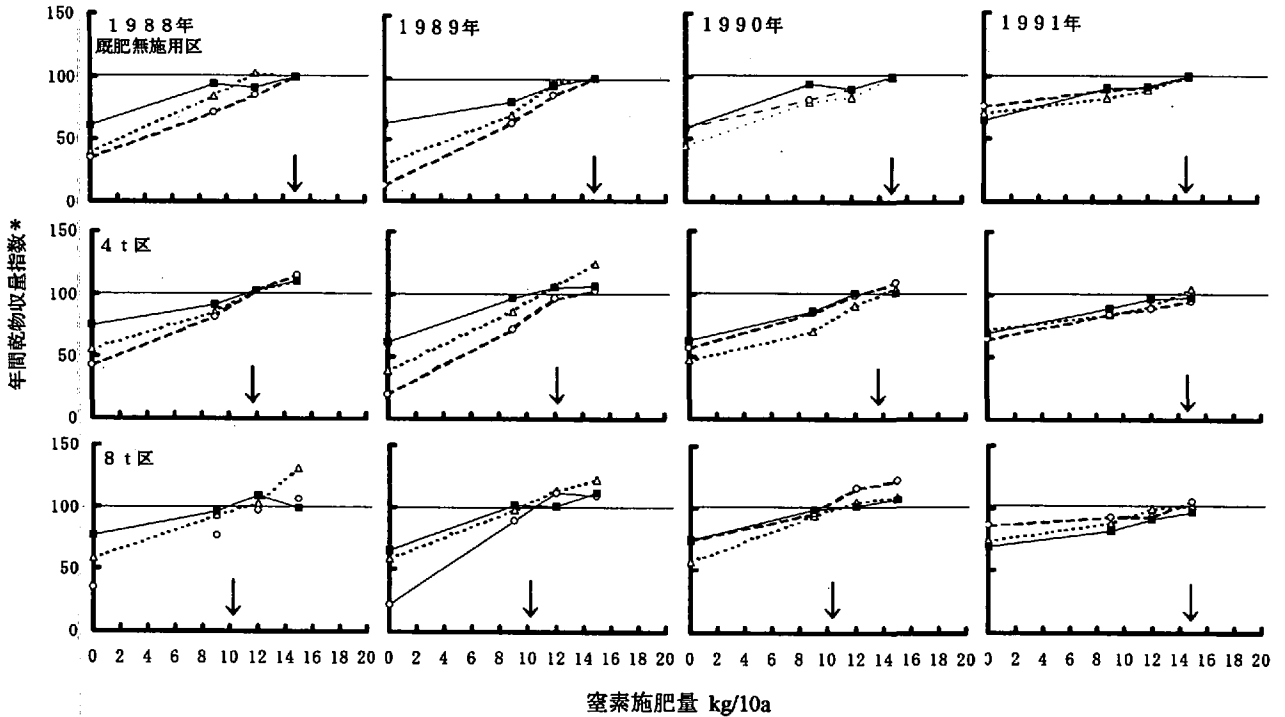


図4-1 チモシー単播草地における厩肥すき込み量の異なる草地に対する窒素施肥量と年間乾物収量との関係

* : 厩肥無施用の窒素15kg/10a施肥区を100とした指数
 ↓ : いずれの火山性土でも年間乾物収量指数が100またはそれ以上となる窒素施肥量
 △ : 未熟火山性土 ○ : 黒色火山性土 ■ : 厚層黒色火山性土

表4-4 各火山性土における対照区*の年間乾物収量

土壌区分	(kg/10a)			
	1988	1989	1990	1991
未熟火山性土	929	1128	1307	1204
黒色火山性土	1163	875	1124	1341
厚層黒色火山性土	1023	1242	1323	1433

* : 厩肥無施用の窒素15kg/10a施肥区

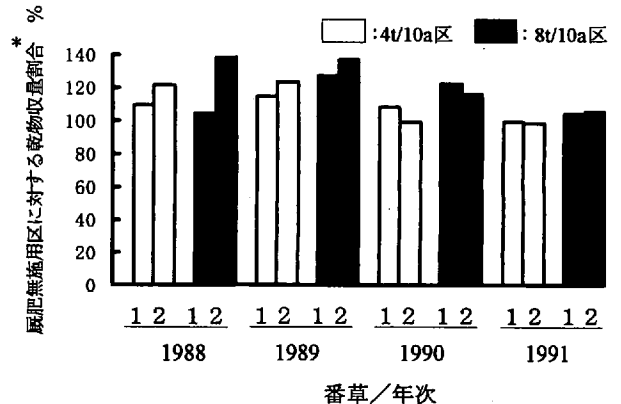


図4-2 チモシー単播草地の各番草における厩肥すき込み区の厩肥無施用区に対する乾物収量割合

* : 乾物収量割合 = 厩肥 n t/10a区の乾物収量 ÷ 厩肥無施用区の乾物収量 × 100
 値は3火山性土、4施肥処理の平均値

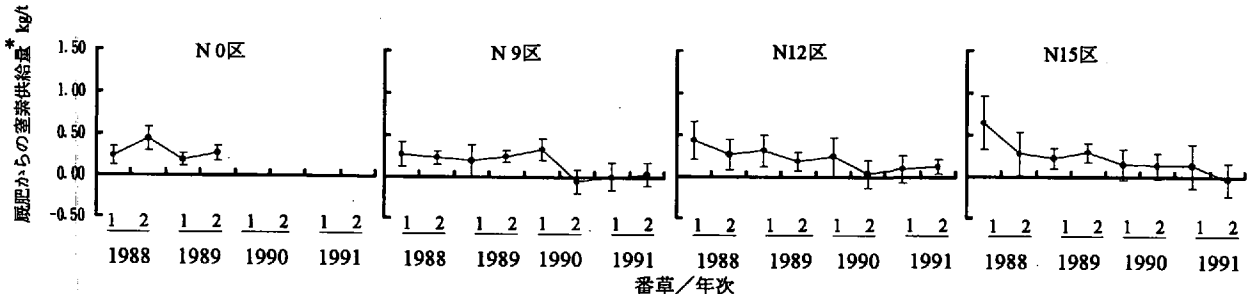


図4-3 チモシー単播草地におけるすき込まれた厩肥からの窒素供給量の推移

* : 厩肥からの窒素供給量kg/t = (厩肥施用区の窒素吸収量kg/10a - 厩肥無施用区の窒素吸収量kg/10a) ÷ 厩肥施用量t/10a
 ●は未熟火山性土、黒色火山性土、厚層黒色火山性土の4t区および8t区の平均値、Iは標準偏差を示す

ようにして求めた。まず、窒素用量ごとに厩肥施用区の窒素吸収量から厩肥無施用区の窒素吸収量を差引いて、厩肥施用による窒素吸収量の増加量を求めた。この増加量を厩肥からの窒素供給量と考え、厩肥の施用量で除して、厩肥1t当たりの窒素供給量を算出した。厩肥からの窒素供給量は造成翌年である1988年1番草では窒素施肥量の増加に伴って増大した。その後、1990年1番草までいずれの窒素施肥量でも厩肥1t当たり0.2~0.4kgで推移し、同年2番草以後は0.1kg以下となった。なお、1990年以降のN0区ではシロクローバが侵入し、根粒の窒素固定による影響が無視できなくなったため、厩肥からの窒素供給量の計算を行わなかった。

図4-3から厩肥からの年間の窒素供給量を求め、表4-5に示した。目標収量水準における窒素の減肥可能性を検討するために、根釧地方の目標収量を満たしたN12~15区でみると、厩肥からの年間の窒素供給量は造成2年目で厩肥1t当たり約1kg、3年目で約0.5kg、4年目で約0.3kg、5年目ではわずかであった。この値は窒素施肥量が少ない場合に減少する傾向が認められた。

試験2. 表面施用された厩肥による窒素供給量
1) 乾物収量の推移

試験1と同様に、対照区を厩肥無施用のN15区とし、これを100とした場合の乾物収量指数の推移を図4-4に示した。対照区の乾物収量は1989年を除いて900kg/10a以上であり、根釧地方の目標収量²⁾である年間生草収量4.5t/10aをおおむね満たしていた。

乾物収量は厩肥の施用量にかかわらず、窒素施肥量の増加に伴い直線的に増大した。施用時期で比較すると、秋施用区の乾物収量は春施用区よりもやや高い傾向を示した。2t区の乾物収量はいずれの施用時期においても1989および1990年では12~14kg/10a程度の窒素施肥量で対照区と同等となった。4t区の乾物収量は1989年では

表4-5 すき込まれた厩肥からの年間の窒素供給量

窒素施肥量 kg/10a	窒素供給量* kg/t			
	1988	1989	1990	1991
0	0.7	0.4	0.2	0.0
9	0.5	0.4	0.3	0.1
12	0.8	0.5	0.3	0.2
15	0.9	0.5	0.3	0.1

*：窒素供給量kg/t=
(厩肥施用区の窒素吸収量kg/10a-厩肥無施用区の窒素供給量kg/10a)÷厩肥施用量t/10a
値は火山性土3種類、厩肥施用量2段階の平均値

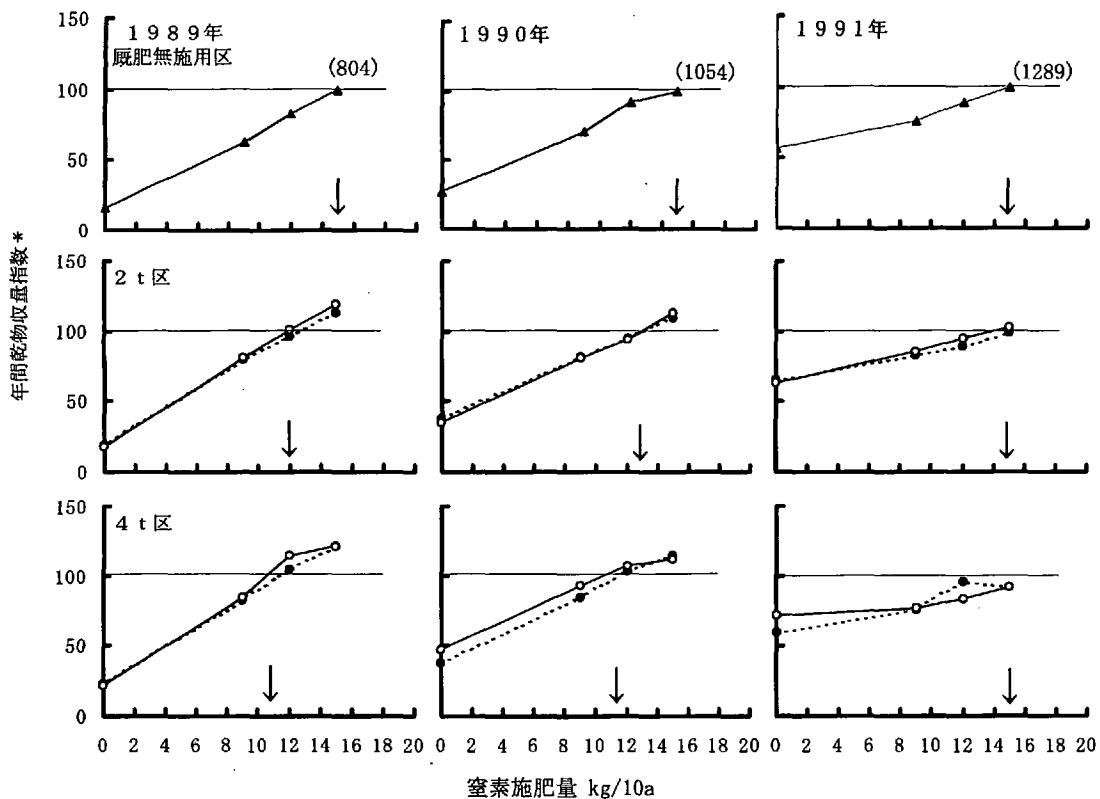


図4-4 チモシー単播草地における厩肥の表面施用量の異なる草地に対する窒素施肥量と年間乾物収量との関係

*：厩肥無施用の窒素15kg/10a施肥区を100とした指数、()内は実数kg/10a
↓：年間乾物収量指数が100またはそれ以上となる窒素施肥量
○：秋施用 ●：春施用 ▲：厩肥無施用

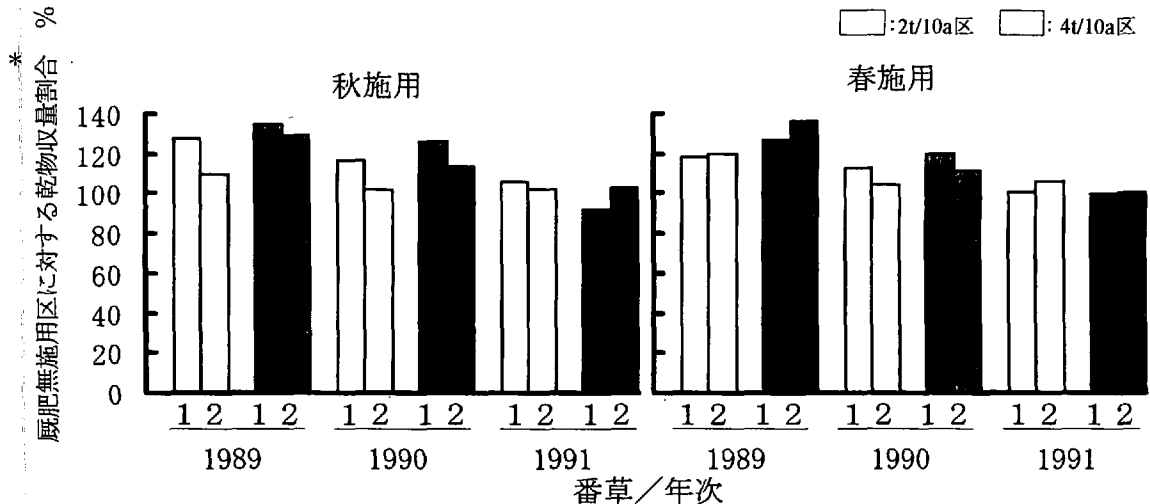


図4-5 チモシー単播草地の各番草における厩肥表面施用区の厩肥無施用区に対する乾物収量割合

* : 乾物収量割合=厩肥 n t/10a区の乾物収量 ÷ 厩肥無施用区の乾物収量 × 100, 値は4施肥処理の平均値

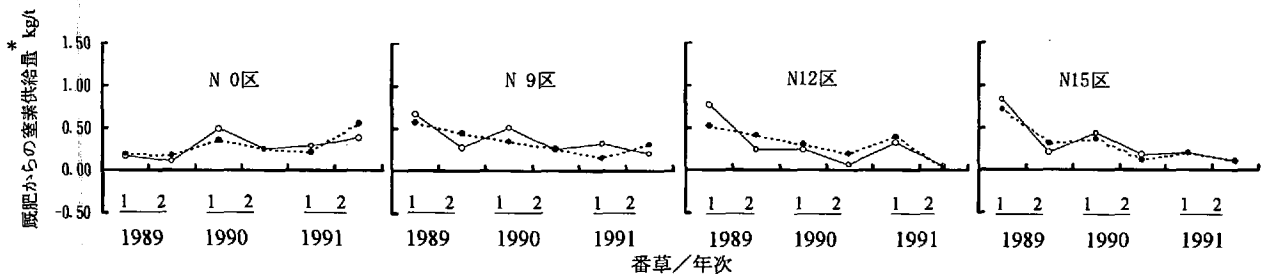


図4-6 チモシー単播草地における厩肥の表面施用による各番草の窒素吸収増加量の推移

* : 厩肥からの窒素供給量 kg/t = (厩肥施用区の窒素吸収量 kg/10a - 厩肥無施用区の窒素吸収量 kg/10a) ÷ 厩肥施用量 t/10a
 ○ : 秋施用2t区および4t区の平均値 ● : 春施用2t区および4t区の平均値

10~12kg/10a、1990年では12kg/10a前後で対照区と同等となった。1991年にはいずれの厩肥施用量においてもN15kg/10a前後で対照区と同等となった。

厩肥施用に伴う乾物増収の効果を1番草と2番草で比較するために、図4-5に厩肥施用区の厩肥無施用区に対する乾物収量割合を番草ごとに4施肥処理の平均値として示した。秋施用ではいずれの厩肥施用量でも1番草の乾物収量割合が2番草を上回っていた。これに対し、春施用では、施用当年である1989年のみ前述と反対の傾向を示した。

2) 厩肥からの窒素供給量の推移

各番草における厩肥からの窒素供給量の経時的推移を図4-6に示した。厩肥からの窒素供給量は試験1と同様にして求めた。いずれの施用時期でも、1989年1番草に対する厩肥からの窒素供給量は窒素施肥量の多いほど増大した。また、いずれの年次でも1番草に対する厩肥からの窒素供給量が2番草に対するそれよりも大きい傾向にあり、その程度は秋施用で顕著であった。

図4-6から年間の厩肥からの窒素供給量を求め、表4-6に示した。目標収量水準における窒素減肥可能性を検討

するために、根釧地方の目標収量を満たしたN12~15区でみると、厩肥からの窒素供給量は施用1年目で厩肥1t当たり約1kg、2年目で約0.5kg、3年目で約0.3kgであった。

表4-6 表面施用された厩肥からの年間の窒素供給量

厩肥の施用時期	窒素施肥量 kg/10a	窒素供給量* kg/t		
		1988	1989	1990
秋	0	0.3	0.7	0.7
	9	0.9	0.8	0.5
	12	1.0	0.3	0.4
	15	1.0	0.6	0.3
春	0	0.4	0.6	0.8
	9	1.0	0.6	0.5
	12	0.9	0.5	0.4
	15	1.0	0.5	0.3

* : 窒素供給量 kg/t = (厩肥施用区の窒素吸収量 kg/10a - 厩肥無施用区の窒素吸収量 kg/10a) ÷ 厩肥施用量 t/10a
 値は火山性土3種類、厩肥施用量2段階の平均値

表4-7 1988年各番草における茎数および時期別窒素吸収量（3火山性土平均）

N 施肥量 kg/10a	堆厩肥 施用量 t/10a	1番草					2番草					年間合計 乾物収量 kg/10a		
		N吸収量 kg/10a			茎数 本/m ²		乾物 収量 kg/10a	N吸収量 kg/10a		茎数 本/m ²			平均の 一莖重 g/本	乾物 収量 kg/10a
		5/23 (*)	6/4 (**)	6/25 (收穫時)	有穂莖	伸長莖		7/20 (***)	8/25 (收穫時)	有穂莖	伸長莖			
0	0	2.2	3.3	4.0	351	1646	304	0.8	3.6	18	1026	0.16	163	467
	4	2.3	3.5	4.6	386	2188	373	0.8	4.8	11	1233	0.18	224	597
	8	2.3	4.5	6.1	385	2322	370	1.4	7.0	17	1389	0.21	298	669
9	0	5.4	7.5	8.7	463	1962	580	1.5	5.5	40	1446	0.19	279	859
	4	5.3	7.3	9.8	457	2487	577	1.8	6.2	106	1505	0.20	316	894
	8	5.4	8.1	11.0	467	2230	536	1.8	8.2	100	1733	0.21	387	924
12	0	6.0	9.2	9.4	524	2067	611	1.9	7.0	76	1382	0.24	351	962
	4	6.0	9.1	11.4	569	2258	652	2.1	7.9	110	1373	0.28	415	1066
	8	6.3	9.2	11.8	522	2156	583	2.3	9.3	142	1448	0.28	450	1034
15	0	6.2	9.1	11.5	519	1946	612	2.2	7.8	128	1187	0.32	426	1039
	4	6.2	9.3	13.0	567	2060	667	2.3	8.9	124	1406	0.32	495	1162
	8	6.1	8.9	16.1	526	2600	669	2.4	9.6	183	1459	0.27	441	1110

* 幼穂形成期開始時 ** 同 終了時 *** 独立再生長期終了時

3. 考察

すき込まれた厩肥からの窒素供給について、対照区と同じ窒素施肥量であるN15区でみると、厩肥1t当たりの厩肥からの窒素供給量は造成2、3、4年目の順に約1.0、0.5、0.3kgであり、5年目にはほぼ消滅した。4年目の残効はわずかなので、すき込まれた厩肥の肥効は2~3年間持続するという既往の検討結果^{21,22)}は本試験でも追認されたと判断できる。これらの供給量を厩肥の施用に伴う窒素の減肥可能量とするためには、厩肥施用区においてこれらに基づいた減肥を行った場合の乾物収量が対照区と同等であることを確認する必要がある。4t区では10a当たりの厩肥からの窒素供給量が1988年で4kg、1989年で2kg、1990年では約1kgとなり、これらの量を減肥した場合の乾物収量は対照区と同等であった。8t区でもこの傾向は1989年以降同様であった。しかし、1988年では10a当たりの厩肥からの窒素供給量である8kgを対照区の窒素施肥量である15kg/10aから差引いた値7kg/10aで対照区と同等の収量が期待できたにもかかわらず、実際にはN9区でも対照区を下回っていた。この理由を次のように考察した。

表4-7に1988年の各番草における茎数および時期別窒素吸収量の推移を示した。松中²³⁾によるチモシーの生育期区分では、1988年5月23日は幼穂形成期開始時、6月4日は同 終了時、7月20日は独立再生長期終了時におおむね該当する。チモシー1番草の乾物収量は有穂莖数に依存し、有穂莖数は幼穂形成期終了までの窒素吸収量で決まる²⁴⁾。有穂莖数を確保し、十分な乾物収量を得るためには、1番草に対して8~12kg/10aの窒素の供給が必要である²⁵⁾。一方、厩肥施用による1番草窒素吸収量の増大はほとんど6月4日以降に認められたことから、すき込まれた厩肥による窒素の肥効は主として幼穂形成期以

後に発現したことがわかる。このため、1番草に対する窒素施肥量が6kg/10aであるN9区では、厩肥を8t施用した場合でも、幼穂形成期までに供給された窒素は上述の8~12kg/10aに満たない。その結果、有穂莖数が少なくなり、1番草が低収になったと考えられる。次に、2番草は独立再生長期のN施肥による一莖重と有穂莖数の増大によって増収する²⁶⁾。7月20日における窒素吸収量からみて、本試験でも独立再生長期における厩肥からの窒素供給は2番草の乾物増収に寄与したと思われる。さらに、1番草の生育後半に供給された窒素によって分けつが増加し、2番草の有穂莖数を増大させたことの寄与も大きいであろう。ただし、これらによる2番草の増収も1番草における対照区との差を補うには至らず、年間合計乾物収量としては、厩肥を8t施用した場合でもN9区が対照区を下回る結果となった。

厩肥施用による厩肥からの窒素供給量が窒素施肥量によって異なったことも同様の説明で理解できる。図4-3で1988年1番草の厩肥からの窒素供給量が窒素施肥量の少ない場合に小さい値を示した理由は、有穂莖数が確保されなかったためにチモシーが十分に生育できず、緩効的に厩肥から発現してきた窒素を吸収できなかったためと推測される。このように、チモシー単播草地にすき込まれた厩肥から供給される窒素を効率的に増収に結びつけるためには、有穂莖数を十分に確保することが重要である。そのためには、1番草に対して8kg/10a以上の窒素施肥²⁷⁾が必要であろう。チモシー単播草地では、この条件が満たされた場合に、前述した厩肥からの窒素供給量と同量の窒素の減肥が可能と考えられる。

草地に表面施用された厩肥による窒素供給量についてみると、これによる厩肥からの窒素供給量は施用後1、2、3年目の順に厩肥1t当たり1.0、0.5、0.3kgであり、すき

表4-8 1991年チモシー単播草地の堆厩肥単年施用区における窒素吸収量の推移

単位: kg/10a

N施肥量 kg/10a	調査日	堆厩肥 無施用	春施用 t/10a		秋施用 t/10a	
			2	4	2	4
0	5/21	1.0	1.1	1.6	1.1	1.9
9		1.7	2.4	2.4	1.9	2.3
12		1.8	2.7	3.4	2.1	3.7
15		2.1	3.6	3.3	3.0	3.3
0	6/1	1.8	1.9	2.3	2.0	2.1
9		4.3	5.8	6.2	4.9	4.0
12		6.4	6.1	6.9	6.3	6.5
		6.6	7.3	7.5	6.9	7.8
15						

込まれた場合と類似した効果が認められた。図4-4から、本試験ではこれらの窒素量を対照区の窒素施肥量から減肥した場合、対照区と同等の乾物収量が確保可能と判断した。このうち、厩肥施用後3年目における2t区および4t区では、それぞれ14.4および13.8kg/10aの窒素施肥量で対照区と同等の乾物収量が期待される。このようにわずかな窒素施肥量の差が乾物収量におよぼす影響を本試験で十分に考察することは困難である。しかし、この年の厩肥施用区の乾物収量は窒素施肥量12kg/10a以下の場合に厩肥無施用区を上回っており、乾物増収に対する効果の持続が伺われる。また、表4-8から、この年における窒素吸収量の増加は5月下旬、すなわち幼穂形成期までにすでに認められていた。チモシー1番草の乾物増収はこの時期までの窒素吸収量に大きく依存する⁵⁴⁾ので、厩肥施用後3年目の窒素吸収量の増加は乾物増収に効率的に寄与することが期待される。したがって、この年の厩肥からの窒素供給量も減肥の対照として差し支えないものと判断した。

次に各番草に対する厩肥からの窒素の肥効発現様式を

表面施用とすき込みの場合で比較する。チモシー単播草地に厩肥を表面施用すると、増収の度合いは、図4-5のように、春施用の施用当年を除き1番草で大きかった。大村・赤城⁵⁵⁾の混播草地における厩肥の連年施用試験では、施用時期にかかわらず1番草に大きな乾物増収が認められており、春施用の施用当年については本試験の結果と異なる。この理由は、本試験の厩肥施用時期が5月14~17日であり、大村・赤城⁵⁵⁾の場合よりも3~19日遅いことにあると思われる。前述のように、チモシー1番草の乾物増収には幼穂形成期までに十分な窒素吸収が必要であるため、早春の施肥時期は早い方がよい⁵⁶⁾。本試験は、早春の化学肥料散布後に厩肥を施用する作業体系を考慮して実施されたが、1番草に十分な肥効を期待するためにはさらに早い時期の施用が必要と思われる。そうすることで、早春または前年秋に表面施用された厩肥の窒素肥効は1番草から期待できる。これに対し、造成時にすき込まれた厩肥による乾物増収は、いずれの年次でも1番草よりも2番草で大きかった。表面施用とすき込みによるこのような違いの理由は、表4-7と表4-8にみられるように、厩肥からの窒素供給が始まる時期の違いにあると考えられる。厩肥の施用によって牧草の窒素吸収に差異が生じる時期は、表面施用の場合には5月中であるのに対し、すき込みの場合には6月以降であった。すき込まれた厩肥は0~15cmの土壤中に混和され、表面施用された厩肥は草地表面に存在する。有機物の分解過程には、土壌水分や温度の影響の大きいことが知られている⁵⁸⁾。根釧地方の5~9月における総降水量は600~700mmであり、土壌のpFは1.5~2.5であることは前章で述べたので、牧草生育にとって水分が不足になる可能性はほとんどないといえる。また、火山性土の水分供給能は北海道内の土壌の中では大きく⁵⁹⁾、厩肥の分解が土壌中の

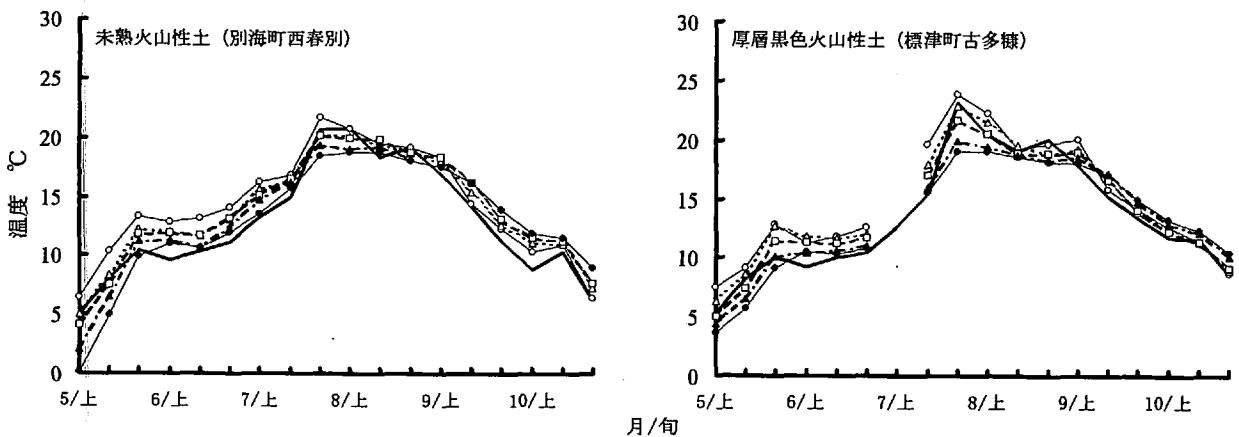


図4-7 未熟火山性土および厚層黒色火山性土の試験地における気温および地温の推移(1989年)

—: 気温、○: 地表面、△: 5cm、□: 10cm、▲: 20cm、●: 30cm

水分不足によって停滞することはないと考えられる。しかし、地温の推移は深さによって異なることが予想されたので、1989年に未熟火山性土と厚層黒色火山性土の試験地における気温および地温を測定し、旬別の平均値の推移を図4-7に示した。その結果、地温の垂直分布は季節によって異なった。すなわち、いずれの火山性土でも、5～8月までは浅い位置ほど高温であり、8月にはその差は小さくなり、9月以降は逆転して深い位置ほど高温に推移した。このことから、1番草の生育期間である5～6月には、表面施用された厩肥の存在する地表面の温度が最も高く、すき込まれた厩肥の混在する0～15cm土層の地温はその深さに応じて低い値となることが明らかであった。厩肥がすき込まれた場合には、毎年、厩肥の存在する0～15cm土層中の地温の上昇が地表面よりも遅れる。それに伴って窒素の無機化が遅れ、幼穂形成期までに供給される窒素量は表面施用の場合よりも少なくなる。このため、1番草の増収には効果が少なくなるものの、6月以降に遅れて供給された窒素によって、2番草における有穂茎数と伸長茎の一茎重が増大する。こうして、2番草の増収に対する効果は表面施用よりもすき込みの場合に大きく現れるものと推察された。このように、各番草に対する厩肥の窒素肥効の発現には、厩肥周辺の温度環境が大きく影響しているものと思われた。

一方、前章で認められた根釧地方の地域的な温度条件の違いが厩肥の肥効に及ぼす影響についても考察する必要がある。本試験ではいずれの火山性土においても、厩肥のすき込みに伴う窒素の減肥可能量に大きな違いは認められなかった。すなわち、前章で明らかにされた各火山性土の保水性の違いや積算気温の違いは、すき込まれた厩肥の窒素肥効に大きな影響を与えるほど大きなものではなかったと判断された。本試験期間中における5-9月の積算気温の値を表4-9に示す。試験期間中の気温は

表4-9 各試験地における5～9月の積算気温*

土壌区分	5年間						
	1987	1988	1989	1990	1991	平均	平年
未熟火山性土	2067	2010	2116	2276	2150	2124	2192
黒色火山性土	2076	1997	2157	2295	2183	2141	2208
厚層黒色火山性土	1964	1887	2071	2177	2073	2034	2096

*1987～1991年の積算気温は清野²⁴⁾の方法による推定値
平年値は気象庁のメッシュ気候値

平年よりもやや低めであったが、本試験は5-9月の積算気温の平年値が2096～2208℃の場所で行われた。したがって、本試験では図3-3の2100～2200℃の階層を中心に検討が行われたと考えれば、当検討結果は未熟火山性土で39%、黒色火山性土22%、厚層黒色火山性土59%の地域

でそのまま適用が可能と判断される。これに対し、図3-3から、根釧地方には5-9月の積算気温がさらに100℃ほど高い地域が少なからず存在することが明らかである。しかし、本試験の供試草地における積算気温の間にはすでに100℃以上の差があり、それにもかかわらず厩肥の窒素肥効に大きな差が生じなかったことを考えると、根釧地方の草地の90%以上を占める5-9月の積算気温2100～2300℃の地域において、厩肥の窒素肥効に大きな差があるとは考えにくい。

本試験から、すき込み、表面施用の違いにかかわらず、厩肥1t当り3年間合計で約1.8kgの窒素が、みかけ上、牧草の吸収量として確認された。供試厩肥の全窒素含量は原物当たり0.5%前後であるから、厩肥に含有される全窒素の36%前後の窒素が牧草に吸収されたと考えられる。すなわち、本試験では残りの64%の行方が未確認である。これには、空気中への揮散²⁴⁾、土壌への蓄積²⁵⁾、溶脱¹⁵⁾などが考えられるが、施用された厩肥に含まれた養分の収支を根釧地方の気象および土壌条件で明らかにした例は少ない。近年注目されつつある環境保全型の酪農を目指す場合には、これらの養分動態を明らかにすることが重要である。

なお、本試験で供試した厩肥は生産されてから半年程度の比較的新しいものであり、その化学性は当地方の農家における平均的な値²⁶⁾と類似していた。厩肥の肥効は肥料成分含量や腐熟度などの品質によって異なることが予想される。しかし、本試験では厩肥の品質に対する検討は行っていないので、あえて一律に厩肥からの窒素供給量を評価した。厩肥成分の堆積期間中における変化については調査事例も多い²⁶⁾。今後は土壌中における有機物の分解から肥効発現に至る機作の検討を行いつつ、厩肥の腐熟度などの品質と肥効発現の関係を明らかにする必要がある。

以上の結果、すき込まれた厩肥からの窒素供給量は、いずれの火山性土においても造成2、3、4年目の順に厩肥原物1t当たり1.0、0.5、0.3kgと評価できた。ただし、すき込まれた厩肥の窒素肥効は緩効的なので、チモシー単播草地では収量確保のためある程度の速効性窒素の存在が必要と考えられた。また、草地に表面施用された厩肥からの窒素供給量は、いずれの施用時期においても、施用1、2、3年目の順に1.0、0.5、0.3kg/tと評価できた。

第3節 土壌中の有機物からの窒素供給量

前章では厚層黒色火山性土の無機化窒素量が未熟火山性土のそれよりも多く、火山性土の種類によって窒素供

給力の異なることが示唆された。ここでは、その要因について考察し²⁰⁾、草地土壌の有機物動態に基づいた窒素施肥量を検討する。

1. 実験方法

試験1. 草地土壌と未耕地土壌における窒素無機化量の比較（室内実験）

前章で設定した未熟火山性土および厚層黒色火山性土の代表地点から草地表層0~15cmの土壌を採取した。供試草地の経過年数は未熟火山性土で19年目、厚層黒色火山性土で9年目であった。また、隣接した未耕地から、作土の主体を占める火山灰として未熟火山性土ではKm-2a、厚層黒色火山性土ではKm-1fを採取した。未耕地におけるこれらの火山灰は、いずれも最表層であるMe-aの直下に堆積する埋没腐植層を構成する。しかし、Me-aは草地造成時の抜根作業などにより多くが除去されるので、これらの火山灰が草地造成後における作土の腐植の主体をなすと想定される。供試土壌をそれぞれ2分し、一方は2mmの篩を通した風乾細土として5gを100mL容ポリビンに採取し、最大容水量の60%の水分条件で30℃、4週間培養して無機化窒素量を求めた。他方は生土を水中に分散させ、2mm以上、0.5-2.0mm、0.5-0.15mm、0.15-0.075mm、0.075-0.038mm、0.038mm以下の画分に篩別した。その際、0.075mm以上の画分については、有機物と土砂を区別して、両者の乾物重をそれぞれ測定した。0.075mm未満の画分については、両者の区別が困難だったので、分離することなく回収し、風乾した後、強熱減量にて有機物含量を測定した。その後、各画分とも全窒素量として100mg相当量の有機物を土壌に添加し、上記と同様の方法で無機化窒素量を測定した。土壌は北海道立根釧農業試験場試験圃場の下層土を用い、これ自体の無機化窒素量を差し引くことによって各画分からの無機化窒素量を推定した。

試験2. 管理来歴の異なる草地表層からの窒素供給量（ポット試験）

表4-10に示す管理来歴の異なる12草地の表層から直径20cm、深さ20cmの土壌を円柱状に採取し、攪拌して同容積の無底ポットに充填した。その際、必要に応じてpH6.5に矯正するための炭酸カルシウム量を緩衝曲線法によって求め、混和した。充填後、チモシー「ノサップ」をポット当たり20粒播種した。播種時には北海道施肥標準に従い、窒素を硫酸アンモニウムでNとして4kg/10a、リンを過リン酸石灰とようりんでP₂O₅として10kg/10aずつ合計20kg/10a、カリウムを硫酸カリウムでK₂Oとして8kg/10a相当量施肥した。1回掃除刈り後、次年度から無窒素で栽培し、チモシーの窒素吸収量の推移を調査

表4-10 供試土壌の概要

試料番号	土壌	利用形態	経過年数	草種構成
1	未熟火山性土	採草	9	シバムギ、チモシー、シロクロローバ
2	未熟火山性土	採草	19	レッドトップ、チモシー、シロクロローバ
3	黒色火山性土	採草	12	チモシー
4	厚層黒色火山性土	採草	5	チモシー、シロクロローバ
5	厚層黒色火山性土	採草	9	チモシー、ケンタッキーブルーグラス、シロクロローバ
6	未熟火山性土	放牧	3	ケンタッキーブルーグラス、オーチャードグラス
7	未熟火山性土	放牧	4	ケンタッキーブルーグラス、オーチャードグラス
8	黒色火山性土	放牧	18	ケンタッキーブルーグラス
9	厚層黒色火山性土	放牧	10	ケンタッキーブルーグラス、チモシー
10	厚層黒色火山性土	放牧	8	オーチャードグラス、シロクロローバ

した。刈り取りは通常の採草管理に準じて年2回刈りとし、いずれも出穂期に地際5cmの高さから刈り取った。なお、窒素以外の養分は北海道施肥標準²¹⁾に従い、リンを過リン酸石灰でP₂O₅として10kg/10a、カリウムを硫酸カリウムでK₂Oとして22kg/10a、マグネシウムを硫酸マグネシウムでMgOとして4kg/10a相当量施肥した。

試験3. 草地更新時における蓄積有機物の肥効（圃場試験）

前節の「すき込まれた厩肥からの窒素供給量」試験における厩肥無施用区に注目し、当区における牧草の乾物収量および窒素吸収量を黒色火山性土では5年間、未熟火山性土および厚層黒色火山性土では7年間調査した。このうち、農家から借用した未熟火山性土および厚層黒色火山性土の試験草地は前作の草地をそのまま耕起して造成された。これに対し、根釧農業試験場内にある黒色火山性土の試験草地では、前作の草地を耕起した後、2~3年間はエンバクで地均し管理されている。すなわち、施肥、栽培試験等によって生じた地力むらを解消するために、毎年無施肥でエンバクが栽培され、収穫物は草地の外に搬出されている。チモシー「ノサップ」単播草地造成後の試験処理は前節に既述したとおりである。

2. 実験結果

試験1. 草地土壌と未耕地土壌における窒素無機化量の比較

1) 供試土壌の風乾細土における無機化窒素量

各供試土壌の風乾細土からの無機化窒素量を図4-8に示した。厚層黒色火山性土の草地土壌からの無機化窒素量は未熟火山性土のそれよりも明らかに多く、前章の結果と一致した。これに対し、未耕地土壌（埋没腐植層）からの無機化窒素量は、いずれの火山性土においても、草地のそれよりもきわめて少なく、また、火山性土間の差異も明瞭ではなかった。このことは早川ら²²⁾の結果と一致する。

2) 粒径別窒素無機化量

上記の無機化窒素量の違いを検討するために、各土壌

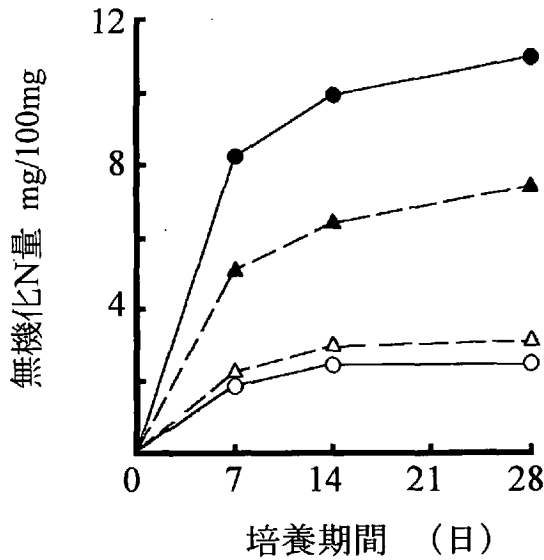


図4-8 供試土壌の無機化窒素量

最大容水量の60%、30℃で培養
 ▲未熟火山性土草地 ●厚層黒色火山性土草地
 △未熟火山性土未耕地 ○厚層黒色火山性土未耕地
 (Km-2a) (Km-1f)

における粒径別の有機物含量を測定して表4-11に示した。いずれの火山性土でも、草地土壌には未耕地土壌よりも明らかに多量の有機物が蓄積していた。

各画分からの無機化窒素量を図4-9に示した。全窒素100mg相当量の有機物からの無機化窒素量はいずれの画分でも草地土壌で多く、未耕地土壌で少なかった。この

表4-11 各画分の有機物量*

画分の大きさ	未熟火山性土		厚層黒色火山性土	
	草地	未耕地	草地	未耕地
0.500-2.000mm	0.24	0.15	0.67	0.11
0.150-0.500mm	1.07	0.15	1.44	0.12
0.075-0.150mm	9.26	1.84	3.08	0.50
0.038-0.075mm	1.70	1.58	3.49	3.18
<0.038mm	10.12	7.27	22.25	16.30
合計	22.39	10.99	30.93	20.21

* : 0.075mm未満の画分は強熱減量から、それ以上の画分は篩別後の有機物の乾物量から計算した。

傾向は最も小さい画分で顕著に認められた。未熟火山性土と厚層黒色火山性土で無機化窒素量を比較すると、その量は草地、未耕地いずれの試料においても0.038-0.075mmの画分を除き、前者の方が後者よりも多かった。粒径別では、0.075mm以上の画分の場合、粒径が大きいほど無機化窒素量も多い傾向にあった。未熟火山性土では粒径の異なる画分間における無機化窒素量の違いが大きく、厚層黒色火山性土ではその差が小さかった。

これらの無機化窒素量に土壌中における各画分の含量を乗ずることにより、供試土壌全体からの無機化窒素量に占める各画分由来の量を推定できる。図4-10には各画分の無機化窒素量の合計と図4-8に示した風乾細土からの無機化窒素量の関係を示した。両者の値はいずれの供試土壌でも良好に対応した。粒径別にみると、最も粒径の大きな画分では単位窒素当たりの無機化窒素量は多かったものの、土壌に含まれる当該画分の量が少ないため

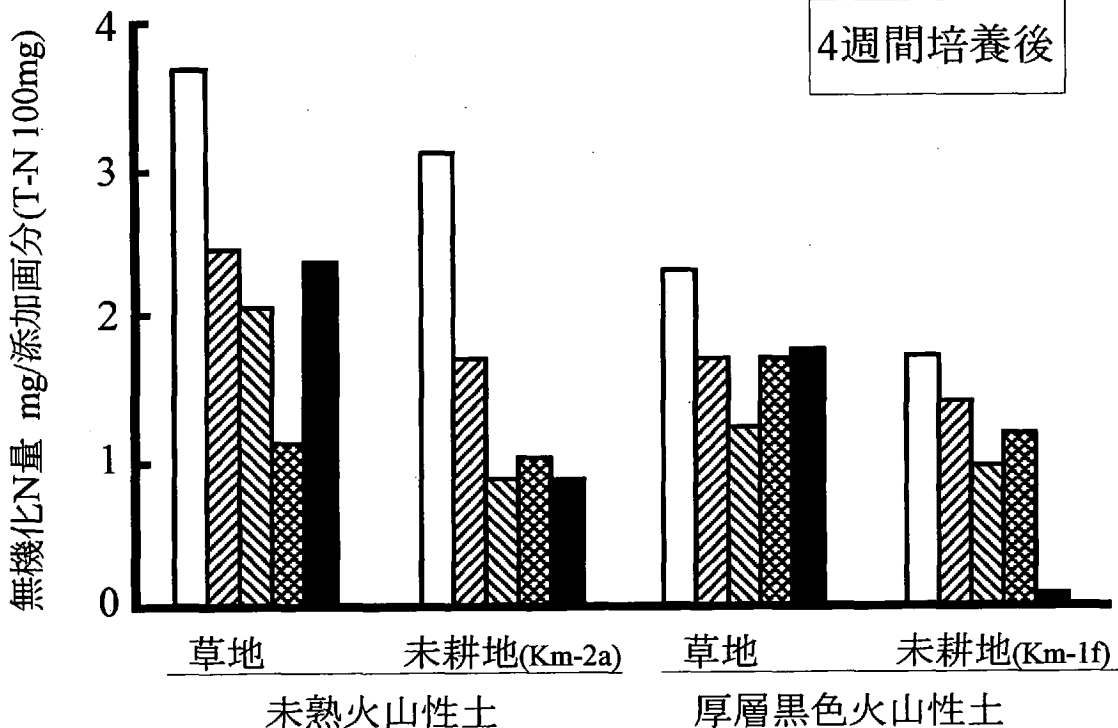


図4-9 添加した各画分(T-Nとして100mg相当量)からの無機化窒素量

□ 0.5-2.0mm ▨ 0.15-0.5mm ▩ 0.075-0.15mm ▤ 0.038-0.075mm ■ <0.038mm

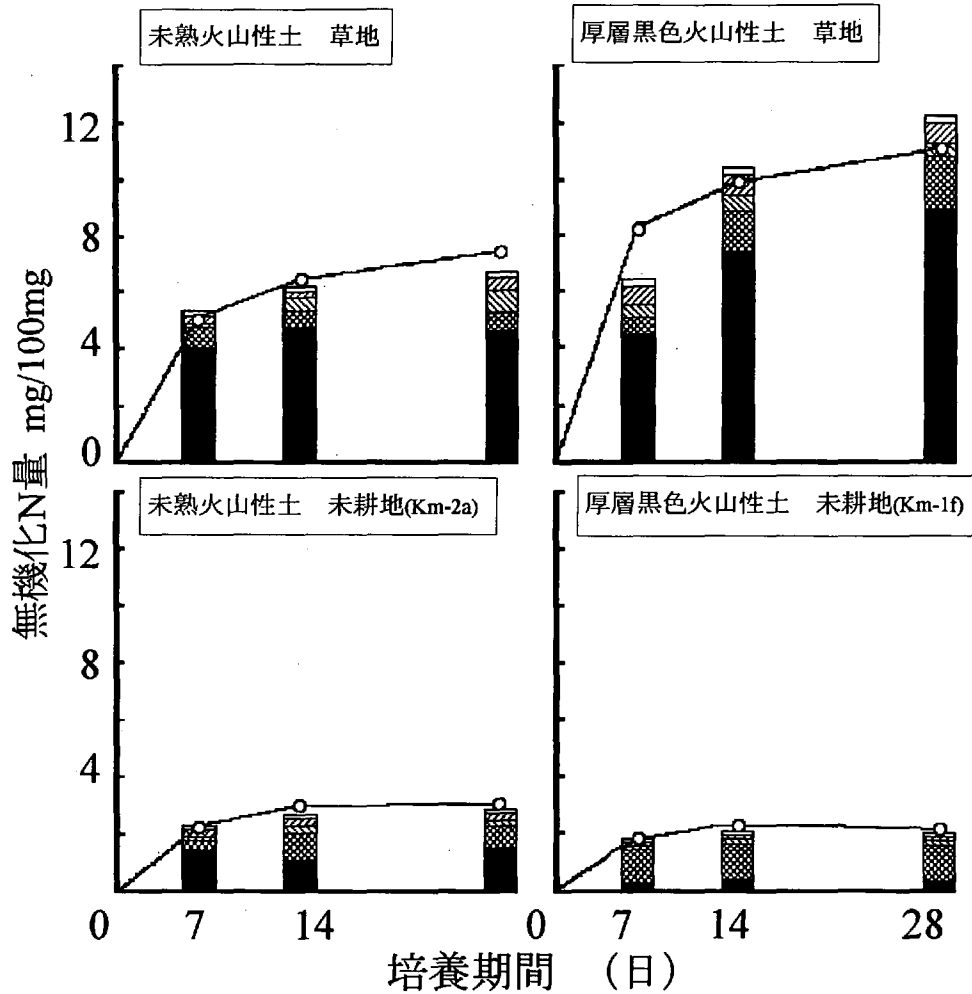


図4-10 各画分からの無機化窒素量

□ 0.5-2.0mm ▨ 0.15-0.5mm ▩ 0.075-0.15mm ▤ 0.038-0.075mm ■ <0.038mm
 -○-: 未分面の土壌からの無機化窒素量

に、風乾細土全体からの無機化窒素量に占める割合はわずかなものとなった。対照的に、厚層黒色火山性土の草地土壌における0.038mm以下の画分からの単位窒素当たりの無機化窒素量は未熟火山性土のそれよりも少なかったが、土壌中に含まれる当該画分の量が多いために、風乾細土全体からの無機化窒素量に占める当該画分由来の無機化窒素量は未熟火山性土よりも多く評価された。風乾細土の無機化窒素量に最も大きく寄与していたのは0.075mm以下(特に0.038mm以下)の細かい画分であり、75~88%を占めると見積もられた。草地土壌と未耕地土壌では0.038mm以下の画分からの無機化窒素量が最も大きく異なり、これによって図4-8に示された差が生じているものと判断された。

試験2. 管理来歴の異なる草地表層からの窒素供給量(ポット試験)

無窒素栽培条件におけるチモシーの窒素吸収量は、表4-12に示したように、播種翌年で5kg/10a以上認められ、

草地表層に蓄積された有機物の肥効は大きいものであることが観察された。利用形態別に比較すると、チモシーの窒素吸収量は、前歴が放牧地の土壌の方が採草地の場合よりもやや多い傾向にあった。しかし、2年間におけるチモシーの窒素吸収量は試料によって変動が大きく、利用形態、経過年数および草種構成で代表的な値を設定することはできなかった。

試験3. 草地更新時における蓄積有機物の肥効(圃場試験)

各草地における乾物収量の推移を表4-13に示した。いずれの年次でも厚層黒色火山性土における牧草の乾物収量は未熟火山性土よりも高い値を示した。また、地均し栽培の後に造成された黒色火山性土の草地は、前二者の火山性土における草地よりも低収であった。いずれの火山性土でも北海道施肥標準の窒素施肥量に相当する年間15kg/10aで根釧地方の目標収量に相当する900kg/10a以上の乾物収量を維持できた。窒素施肥量12kg/10aでもこれに近い高収が得られたが、未熟火山性土では1992年

表4-12 管理来歴の異なる草地に蓄積した有機物の窒素の肥効

1988年8月播種

試料 番号	土壌	利用 形態	経過 年数	草種構成	熱水抽出性 窒素含量 mg/100g	チモシーのN吸収量 kg/10a	
						1989	1990
1	未熟火山性土	採草	9	シバムギ、チモシー、シロクロローバ	6.2	5.3	-
2	未熟火山性土	採草	19	レッドトップ、チモシー、シロクロローバ	11.0	6.4	8.3
3	黒色火山性土	採草	12	チモシー	17.9	8.7	7.9
4	厚層黒色火山性土	採草	5	チモシー、シロクロローバ	12.3	5.2	5.0
5	厚層黒色火山性土	採草	9	チモシー、ケンタッキーブルーグラス、 シロクロローバ	13.6	8.0	6.7
6	未熟火山性土	放牧	3	ケンタッキーブルーグラス、 オーチャードグラス	7.1	8.9	6.9
7	未熟火山性土	放牧	4	ケンタッキーブルーグラス、 オーチャードグラス	7.7	6.0	5.6
8	黒色火山性土	放牧	18	ケンタッキーブルーグラス	12.5	7.6	7.8
9	厚層黒色火山性土	放牧	10	ケンタッキーブルーグラス、チモシー	13.9	10.2	7.8
10	厚層黒色火山性土	放牧	8	オーチャードグラス、シロクロローバ	17.4	10.3	9.5

表4-13 更新後のチモシー単播草地における乾物収量の推移

土壌	N施肥量	(kg/10a・年)					
		1988	1989	1990	1991	1992	1993
未熟 火山性土	0	372	334	(586)	(846)	(610)	(430)
	9	787	789	1039	989	669	651
	12	956	1082	1097	1073	883	711
	15	929	1128	1307	1204	956	1063
黒色 火山性土	0	411	109	(660)	(1024)		
	9	826	554	913	1195		
	12	997	758	1012	1222		
	15	1163	875	1124	1341		
厚層黒色 火山性土	0	617	787	(782)	(919)	(612)	(323)
	9	964	996	1244	1289	1232	607
	12	934	1166	1199	1305	1426	894
	15	1023	1242	1323	1433	1436	1011

()はシロクロローバの侵入の認められたことを示す。

表4-15 更新後のチモシー単播草地における窒素収奪量*の推移

土壌	N施肥量	(kg/10a・年)					
		1988	1989	1990	1991	1992	1993
未熟 火山性土	0	6.5	5.4	(10.3)	(15.6)	(10.6)	(6.2)
	9	5.8	7.8	5.2	7.3	2.1	1.9
	12	6.1	5	3.9	4.6	3.1	-0.6
	15	3.3	4.4	4.2	5.2	4.9	5.8
黒色 火山性土	0	5	1.9	11.6	19.8		
	9	1	-1.2	3.9	8.5		
	12	0.4	-1.1	2.2	5.8		
	15	1.5	-0.8	1.4	2.5		
厚層黒色 火山性土	0	11.1	12.5	(15.7)	(18.3)	(9.8)	(5.0)
	9	10	9.4	10.6	13.3	9.1	2
	12	8.2	8.5	7.3	8.6	11.2	2.3
	15	6.5	5.2	5.8	7.6	11.1	6.8

()はシロクロローバの侵入の認められたことを示す。

*：みかけの窒素収奪量(kg/10a・年)=年間窒素吸収量-年間窒素施肥量

表4-14 更新後のチモシー単播草地における窒素吸収量の推移

土壌	N施肥量	(kg/10a・年)					
		1988	1989	1990	1991	1992	1993
未熟 火山性土	0	6.5	5.4	(10.3)	(15.6)	(10.6)	(6.2)
	9	14.8	16.8	14.2	16.3	11.1	10.9
	12	18.1	17	15.9	16.6	15.1	11.4
	15	18.3	19.4	19.2	20.2	19.9	20.8
黒色 火山性土	0	5	1.9	(11.6)	(19.8)		
	9	10	7.8	12.9	17.5		
	12	12.4	10.9	14.2	17.8		
	15	16.5	14.2	16.4	17.5		
厚層黒色 火山性土	0	10.9	10	(15.7)	(18.3)	(9.8)	(5.0)
	9	18.7	18.4	19.1	20.9	18.1	11
	12	19.4	20.5	19.3	20.8	23.2	14.3
	15	21.5	20.2	22.6	23.5	26.1	21.8

()はシロクロローバの侵入の認められたことを示す。

以降やや低収化の傾向が伺われた。窒素施肥量9kg/10aでは未熟火山性土および黒色火山性土で目標収量の水準に至らない年次が多くなり、厚層黒色火山性土でも1993年には607kg/10aまで乾物収量が低下した。表4-14には

年間の窒素吸収量の推移を示した。乾物収量で認められた傾向と同様に、厚層黒色火山性土における牧草の窒素吸収量は未熟火山性土のそれを明らかに上回っていた。両者の窒素吸収量は窒素施肥量よりも大きな値で推移していた。これに対し、地均し栽培の後に造成された黒色火山性土における牧草の窒素吸収量は窒素施肥量と概ね同等の値を示していた。年間の窒素吸収量から窒素施肥量を差し引いて、みかけの窒素収奪量を求め、表4-15に示した。窒素施肥量15kg/10aの条件におけるみかけの窒素収奪量は未熟火山性土では1988年から1993年の6年間に3kg/10aから6kg/10aに徐々に増大し、厚層黒色火山性土ではいずれの年次でも5~8kg/10aで明瞭な傾向を示すことなく推移した。一方、地均し栽培の後に造成された黒色火山性土におけるみかけの窒素収奪量は-1~2kg/10aときわめて少なかった。年間窒素施肥量が少なくなると、みかけの窒素収奪量の値は大きくなったが、

造成後年数の経過に伴う減少傾向も認められるようになった。

3. 考察

草地土壌の表層には、明らかに多量の有機物が蓄積しており、三木⁵³⁾の指摘したことが根釧地方の混播採草地でも確認された。草地土壌において厚層黒色火山性土の方が未熟火山性土よりも多量の無機化窒素量を示したことは、早川ら^{20,21)}が安定性を明らかにした埋没腐植によるものではなく、草地管理によって蓄積された有機物に起因するものであると考えられた。図4-9のように、同じ粒径の有機物でも、未熟火山性土と厚層黒色火山性土では単位窒素当たりの無機化窒素量に違いが認められた。このことは、蓄積した有機物の組成が両土壌で異なることを示唆している。従来から、厚層黒色火山性土における草地の収量水準は未熟火山性土における草地のそれよりも高いこと、また、その理由として、未熟火山性土のpH緩衝能は小さく、CECも小さいので、同一の施肥管理条件ではpHが低下しやすく、ミネラルも欠乏しやすくなり、その結果、マメ科牧草が衰退しやすいことが指摘されている^{58,61)}。厚層黒色火山性土の収量水準が高ければ、還元される有機物の量も多く、また、マメ科牧草の混生割合が多ければ還元される有機物のC/N比も低くなることが予想される。このように、厚層黒色火山性土は無機化しやすい有機物がたくさん蓄積しやすい環境を有している可能性がある。さらに、前節の図3-20のように、pFが同じであれば塩化物イオンよりも吸着性の弱い硝酸イオンの拡散係数は厚層黒色火山性土の方が大きいことは明らかである。無機化した硝酸態窒素の拡散による供給が速やかであれば、乾物収量の増大にさらに拍車をかけることになる。本試験の場合には供試土壌の経過年数が未熟火山性土19年、厚層黒色火山性土9年と大きく異なるので、経過年数の影響も考えられる。草地に蓄積された有機物の化学組成は年次の経過に伴ってヘミセルロースやセルロースなどの可分解性画分の存在割合が高まり、無機態窒素の有機化が優先するため相対的に土壌からの窒素の無機化量が減少することが知られている⁶²⁾。

上記のような有機物の蓄積やそこからの無機化した窒素は、牧草収量および窒素吸収量の推移に確かに影響を及ぼしていた。地均し栽培によって前作の影響を除去した黒色火山性土の試験地では、施肥量と同等の窒素吸収量しか得られなかった。これに対し、前作の草地をそのまま更新した未熟火山性土と厚層黒色火山性土の試験地では、いずれにおいても、牧草は施肥量以上の窒素を吸収し、その傾向は特に少肥条件の場合に明瞭であった。

草地造成翌年における牧草の窒素吸収量は無窒素栽培の条件でも5~10kg/10a認められ、その効果は少なくとも4~5年は持続するものと考えられた。一般に、土壌中の有機物の動態は土壌の粒径や気候⁶³⁾などの自然条件の他にも、耕地の管理来歴の影響を強く受ける⁶⁴⁾。草地に蓄積された有機物からの窒素供給力も、経過年数の他に草種構成や利用形態にも大きく依存することが知られており⁶⁵⁾、このことは、表4-12からも明らかである。しかし、これを定量化して施肥設計の処方箋に反映させるためには、前述のような管理来歴による窒素供給量の差異を解析し、類型化して値を設定しなければならない。本試験の中ではこれを行うための検討が不十分であり、指針を示すことができなかった。火山性土の種類によって蓄積有機物の肥効の異なることは事実として認められた。しかし、その差異は、後述する各火山性土の養分含量に対応した施肥管理を行って、既往の実態調査で認められた未熟火山性土と厚層黒色火山性土における収量水準や草種構成の違いが是正された場合にも生じるものであるか否か、あるいは、放牧草地や兼用草地の評価など、三木⁶⁶⁾が行ったような草地の類型別の窒素供給量を設定するためにはさらに検討を継続し、データを蓄積する必要がある。

以上の結果、本節では、草地に蓄積した有機物からの窒素供給量を無視できないものと確認することにとどめ、具体的な値の設定は行わず、今後の課題として残すこととした。

第4節 混播草地における窒素肥沃度に対応した窒素施肥量算定の検証

草地土壌に蓄積した有機物由来の窒素量を評価できなかったため、草地に対する窒素施肥量は、当面、表4-1に示した草種構成に対応した窒素施肥量から厩肥由来の窒素供給量を差し引くことによって算定することとした。第2節で検討した厩肥由来の窒素供給量は、いずれもチモシー単播草地で得られた結果であるので、根釧地方の草地で主体を占めるチモシーとマメ科牧草の混播草地において第2節で得られた結果を検証する^{91,92,93)}。それとともに、草地土壌に蓄積した有機物由来の窒素量を考慮しなかったことによって発生する問題点についても考察する。

1. 実験方法

試験1. チモシー・シロクロバ混播草地にすき込まれた厩肥の肥効

供試土壌は未熟火山性土および厚層黒色火山性土の代

表地点とした。1987年に表4-16に示した厩肥0、4および8t/10aをすき込んでチモシー「ノサップ」・アカクローバ「サッポロ」・シロクローバ「カリフォルニアラジノ」混播草地を造成した。翌年の1988年から各厩肥施用区において窒素の用量試験を行った。窒素は年間0、2、4、6 kg/10aを硫酸で施肥した（各施肥処理をN0、N2、N4、N6区と略す）。共通施肥は北海道施肥標準³⁾に基づき、リンをP₂O₅、カリウムをK₂O、マグネシウムをMgOとしてそれぞれ年間10、22、4kg/10aずつ過リン酸石灰、硫酸カリウムおよび硫酸マグネシウムで施肥した。いずれの施肥成分も早春に2/3、1番草刈取り後に1/3の割合で分施した。刈取りは年2回行い、乾物収量、草種構成および牧草体養分含有率を3年間調査した。

試験2. チモシー・シロクローバ混播草地に表面施用された厩肥の肥効

1986年、北海道立根釧農業試験場の黑色火山性土にチモシー「ノサップ」・シロクローバ「カリフォルニアラジノ」混播草地を造成した。表4-16に示した厩肥の施用

表4-16 試験1および試験2に供試した厩肥の化学性

試験番号	施用方法	施用年月日	pH (H ₂ O)	原物中%						
				水分	N	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	MgO	
1	すき込み	1987/07/20 -8/7	7.5	64.3	0.47	0.26	0.25	0.29	0.15	
			1988/5/17	7.3	61.0	0.67	0.31	0.38	0.30	0.21
2	表面施用	/10/20	7.5	49.5	0.58	0.26	0.43	0.26	0.18	
			1989/05/16	6.9	48.7	0.43	0.22	0.41	0.29	0.15
		/10/14	7.1	49.2	0.49	0.24	0.30	0.29	0.17	
			1990/5/14	7.2	52.2	0.42	0.26	0.38	0.31	0.13

量は2t/10aおよび4t/10aとし、施用時期は春と秋、施用方法は単年および連年施用の各処理を設けた。各厩肥施用区について窒素用量試験を行った。窒素用量および共通施肥は試験1と同様に行った。

2. 実験結果

試験1. チモシー・シロクローバ混播草地にすき込まれた厩肥の肥効

1) 乾物収量の推移

対照区を厩肥無施用のN4区とし、これを100とした場合の乾物収量指数の推移を表4-17に示した。N4kg/10a

表4-17 厩肥をすき込まれたチモシー・アカクローバ・シロクローバ混播草地における乾物収量の推移

試験処理		未熟火山性土				厚層黑色火山性土			
厩肥	N施肥	1988	1989	1990	1991	1988	1989	1990	1991
0	4	(586)	(1034)	(1128)	(1078)	(840)	(1167)	(1227)	(1173)
	0	96	87	84	92	104	92	90	92
4	2	99	102	101	98	97	98	100	89
	4	112	103	101	102	107	102	104	98
	6	117	106	106	110	108	108	115	98
8	0	105	107	93	94	102	100	99	101
	2	106	107	104	96	105	103	100	108
	4	102	106	104	102	105	108	104	107
	6	109	110	108	107	110	105	106	112

()は実数 kg/10a、他は()内の数を100とした場合の指数

表4-18 厩肥をすき込まれたチモシー・アカクローバ・シロクローバ混播草地におけるマメ科草混生割合*の推移

試験処理		未熟火山性土				厚層黑色火山性土			
厩肥	N施肥	1988	1989	1990	1991	1988	1989	1990	1991
0	4	31	32	27	21	28	26	13	15
	0	51	48	26	18	36	29	8	8
4	2	46	24	16	12	40	44	14	8
	4	41	21	27	17	23	44	8	9
	6	30	35	24	19	20	32	8	10
8	0	54	32	34	12	44	37	13	6
	2	47	24	23	22	33	31	13	15
	4	33	25	20	18	33	37	12	9
	6	26	22	27	24	31	27	7	8

* : 1番草における生草重量割合 %

は北海道施肥標準²⁾における植生区分1(チモシー率50%以上、マメ科率30~50%)の窒素施肥量に相当する。対照区の乾物収量は1988年を除き、いずれの年次でも900kg/10a以上であり、当地方の目標収量³⁾を満たしていた。乾物収量は4t区の場合、いずれの火山性土でも1988年では無窒素で、1989および1990年では2kg/10a、1991年では4kg/10aの窒素施肥で、また、未熟火山性土の8t区の場合1988および1989年で0kg/10a、1990年および1991年では2kg/10aの窒素施肥で対照区と同等となった。厚層黒色火山性土の8t区ではいずれの年次でもN0で対照区と同等の収量が得られた。以上の施肥量は厚層黒色火山性土の8t区を除き、第2節で評価された厩肥からの窒素供給量を対照区の窒素施肥量から減肥した量に概ね相当した。

2) マメ科牧草混生割合の推移

表4-18に各区のマメ科牧草混生割合の推移を示した。マメ科牧草混生割合はいずれの区においても経年的に低下した。また、マメ科牧草混生割合が窒素施肥量の増加に伴って減少する傾向は1988年には認められたが、以後次第に判然としなくなった。1)で乾物収量が対照区と同等と判断された区におけるマメ科牧草混生割合は概ね対照区と同程度の値を維持した。

表4-19 チモシー・シロクローバ混播草地に厩肥を単年施用した場合の年間乾物収量指数

厩肥 施用時期 および量	N 施肥量 kg/10a	年間乾物 収量指数*	
		1989	1990
対照	4	(868)	(1080)
秋2t/10a	0	93	90
	2	106	93
	4	112	106
	6	108	109
秋4	0	107	95
	2	114	101
	4	120	106
春2	0	87	91
	2	98	96
	4	111	107
春4	6	109	114
	0	100	93
	2	102	103
春4	4	113	108
	6	109	110

* 対照区を100とした場合の指数
()は実数kg/10a

表4-20 厩肥をチモシー・シロクローバ混播草地に連年施用した場合の年間乾物収量指数*

厩肥 施用量 t/10a	N 施肥量 kg/10a	乾物収量指数*				
		春施用		秋施用		
0(対照)	4	(931)	(955)	(1086)	(913)	(1032)
2	0	82	99	97	91	96
	2	98	102	102	103	104
	4	103	110	101	112	110
	6	110	110	109	118	112
4	0	97	101	109	101	105
	2	109	98	110	107	116
	4	99	104	116	109	115
	6	107	108	114	111	118

* 対照区を100とした場合の指数 ()は実数kg/10a

試験2. チモシー・シロクローバ混播草地に表面施用された厩肥の肥効

1) 乾物収量の推移

表4-19には、チモシー・シロクローバ混播草地に厩肥を単年施用した場合の、また、表4-20には連年施用した場合の年間乾物収量指数の推移を示した。いずれも対照区を厩肥無施用のN4区とし、これを100とした場合の指数として表わした。窒素4kg/10aは北海道施肥標準²⁾における植生区分1(チモシー率50%以上、マメ科率30~50%)の窒素施肥量に相当する。対照区の乾物収量は単年施用では868~1080kg/10a、連年施用では931~1086kg/10aと根釧地方の目標収量³⁾を満たしていた。表4-19から、単年施用の場合、いずれの施用時期でも2t区の乾物収量は1年目2kg/10a、2年目2~4kg/10aの窒素施肥で、

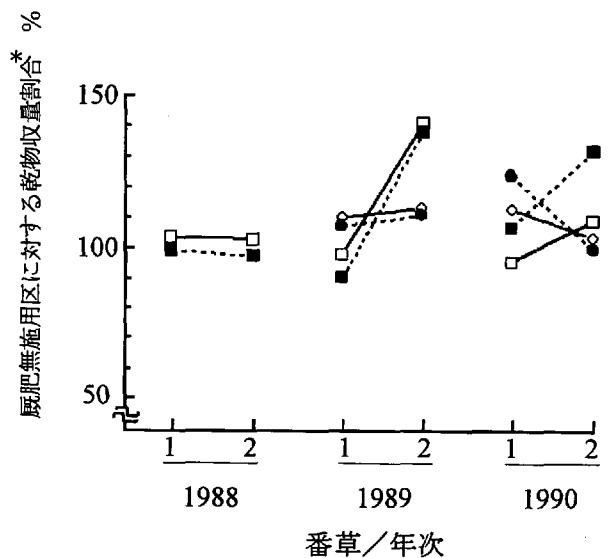


図4-11 チモシー・シロクローバ混播草地に厩肥を連年施用した区の厩肥無施用区に対する乾物収量割合(N4区)

□: 春2t/10a, ■: 春4t/10a, ○: 秋2t/10a, ●: 秋4t/10a
*: 乾物収量割合 = 厩肥 n t/10a 区の乾物収量 ÷ 厩肥無施用区の乾物収量 × 100

また、4t区では1年目無窒素、2年目2kg/10aの窒素施肥で対照区と同等となった。一方、表4-20から、連年施用の場合いずれの施用時期でも2t区の乾物収量は1年目2kg/10a、2および3年目0~2kg/10aの窒素施肥で、また、4t区ではいずれの年次でも窒素無施用で対照区と同等となった。以上の施肥量は試験1で評価された厩肥からの窒素供給量を対照区の窒素施肥量から減肥した量に概ね相当した。図4-11には連年施用した場合のN4区における厩肥無施用区に対する乾物収量割合を番草毎に示した。厩肥施用初年目を除くと、乾物収量割合は秋施用では1番草で、また、春施用では2番草で大きい傾向を示した。

2) マメ科牧草混生割合の推移

表4-21には厩肥単年施用、表4-22には連年施用時のマメ科牧草混生割合の推移を示した。マメ科牧草混生割合はいずれの区においても経年的に低下した。また、マメ科牧草混生割合は窒素施肥量の増加に伴って減少する傾向が認められた。1)で乾物収量が対照区と同等と判断された区におけるマメ科牧草混生割合は対照区と同程度の値を維持した。

表4-21 チモシー・シロクローバ混播草地に厩肥を単年施用した場合の1番草におけるマメ科牧草混生割合

厩肥 施用時期 および量	N 施肥量 kg/10a	マメ科牧草 混生割合*%	
		1989	1990
対照	4	29	18
秋2t/10a	0	35	26
	2	34	23
	4	29	18
	6	23	14
秋4	0	34	21
	2	36	14
	4	24	18
	6	23	15
春2	0	41	19
	2	34	12
	4	35	14
	6	25	27
春4	0	39	17
	2	28	17
	4	26	15
	6	27	14

*1番草における生草重量割合

3. 考察

厩肥4t/10aをすき込んでチモシー・アカクローバ・シロクローバ混播草地を造成した場合、翌年の窒素の減肥可能量は $1\text{kg/t} \times 4\text{t}/10\text{a} = 4\text{kg}/10\text{a}$ となり、表4-1の草地区分1の窒素施肥量と同じになるので、4t区では造成翌年の窒素施肥は必要ないことになる。第2節でチモシー単播草地に厩肥をすき込んだ場合、厩肥由来の窒素を有効に利用するために早春少なくとも約8kg/10aの窒素施肥が必要であった。しかし、混播草地の場合にはN0区でも対照区と同等の収量が得られた。これは、マメ科牧草の窒素固定によって、チモシーに対し十分に速効的な窒素が確保されていたためであろう。このように、混播草地の場合には第2節における厩肥からの窒素供給量をそのまま窒素減肥可能量と考えることができる。

厩肥の表面施用によるチモシー・シロクローバ混播草地の厩肥無施用区に対する乾物収量割合は、連年春施用の場合、2番草で大きな値を示した。チモシー単播草地で春に表面施用された厩肥の肥効は、施用当年は2番草に大きく現れ、翌年からは1番草に大きく現れるようになる。混播草地でもこの傾向は同様であり、連年施用した場合には当年の春に施用した厩肥の肥効が前年春に施用した厩肥の肥効を上回るので、全体としては当年春に施用した厩肥の肥効のパターンが色濃く反映されたと解釈される。

根釧地方における採草地の主体となっているチモシーとマメ科牧草の混播草地に必要な窒素施肥量は年間4~6kg/10aである。このような草地に厩肥を施用する場合、すき込みや単年施用なら4~6t/10a、連年施用なら3~4t/10aの施用量で当年の窒素肥料は不要となる。特に、乳牛の飼養頭数が増加し、糞尿の処理が問題となりつつある今日、厩肥の草地造成時における4~6t/10aのすき込みや維持管理時における3~4t/10aの連用が行われることは珍しくない。このような現状においては、厩肥の

表4-22 チモシー・シロクローバ混播草地に厩肥を連年施用した場合の1番草におけるマメ科牧草混生割合

堆厩肥 施用量 t/10a	N 施肥量 kg/10a	マメ科牧草混生割合* %				
		春施用		秋施用		
		1988	1989	1990	1989	1990
0(対照)	4	31	22	22	29	18
2	0	31	29	17	39	21
	2	22	28	14	29	18
	4	25	33	13	26	16
	6	33	19	10	20	16
4	0	43	38	18	41	18
	2	20	39	11	33	16
	4	40	35	10	30	12
	6	34	30	7	25	10

*1番草における生草重量割合

施用に伴う施肥対応を行うだけでかなりの窒素の減肥が可能となるので、草地に蓄積された有機物からの窒素の肥効が処方箋に反映できない場合でも、草地の生産性維持や効率的施肥管理に大きな不都合の生ずる可能性は比較的少ないといえる。しかし、環境保全的な観点からみると、草地に蓄積された有機物からの窒素は草地造成後2~3年間は確実に放出されているはずであり、さらに、厩肥由来の窒素、根粒菌によって固定された窒素を合計すれば、草地の収量確保に対して大過剰の有効態窒素が土壤中に存在することが想像される。これらの窒素が硝酸態窒素となって流亡する危険性は大きいと思われる。このように、本試験で定量化できなかった草地に蓄積された有機物からの窒素供給量を明らかにすることは、施肥対応のためばかりでなく、環境保全的な観点からも重要な検討課題である。