

GÖTTINGER
BODENKUNDLICHE
BERICHTE

42

Abdelaziz Gaouar

Fersiallitische Bodenrelikte des Iberischen Kristallins.

1976

Im Selbstverlag der Anstalten für
Bodenkunde der Universität Göttingen

Herausgeber: B. Meyer und B. Ulrich

Schriftleitung: P. Hugenroth

Bestellungen über:

Institut für Bodenkunde, Göttingen, von Siebold-Str. 4

Institut für Bodenkunde und Waldernährung

Göttingen, Büsgenweg 2

oder den Buchhandel (Gewährung von Wiederverkäufer-Rabatt)

Selbstkostenpreis

DM

GÖTTINGER
BODENKUNDLICHE
BERICHTE
42

Abdelaziz Gaouar

Fersiallitische Bodenrelikte des Iberischen Kristallins.

1976

Abdelaziz Gaouar

Fersiallitische Bodenrelikte des Iberischen Kristallins.

**Göttinger Bodenkundliche Berichte 42, 1-136
(1976)**

<u>I n h a l t</u>	S.
1 Einleitung	3
2 Physiogeographische Grundlagen der Untersuchungsgebiete	6
2.1 Klimatische Streubreite und Vegetation	
2.2 Großraumrelief	7
3 Methodik und Darstellung	
3.1 Stratigraphisches Konzept und Nomenklatur	11
3.2 Darstellung der Analysenergebnisse	14
4 Die Bodenkomplexe und Einzelprofile	15
4.1 Orense	
4.2 Catalonien	18
4.21 San Lorenzo	
4.22 Blanes, San Pol	29
4.23 Caldas de Malavella	32
4.3 Bodenkundlich-stratigraphische Beispiele aus der Provinz Salamanca	37
4.31 Einführung	
4.32 Ledesma	39
4.33 Alba de Tormes	49
4.34 Ciudad Rodrigo	52
4.35 Vitigudino	54
4.36 Vecinos	59
4.4 Fußflächen des Sistema Central	59
4.41 Segovia, Avila	61
4.42 Balsain	66
4.43 Torrelaguna	68
4.5 Toledo (Sonseca, San Pablo)	73
4.6 - 4.7 SW-Iberische Standorte	77
4.6 Nisa	
4.71 Evora 4 und 5	81
4.72 Montemor	81
4.73 Ervidel und Portel	84
4.8 Fiñana	95
5 Diskussion zur Altersstellung der roten Böden	98

	S.
5.1 Literaturübersicht	
5.2 Präpedogene stratigraphische Hinweise	100
5.3 Postpedogene Störungen	103
6 Diskussion: Aspekte der Bodenbildung	107
6.1 Verwitterung	
6.2 Tonverlagerung	110
6.3 Eisendynamik	114
7 Zusammenfassung	119
8 Anhang:	
8.1 Mikromorphologische Charakteristiken	
8.2 Bodenchemische Daten	

Abb. 1: Untersuchungsgebiete auf der Iberischen Halbinsel	9
2: Niederschlagsverteilung (vereinfacht n. LAUTENSACH)	
3: Klimadiagramme (n. WALTHER u. LIETH) der Untersuchungsgebiete	10
4: Stratigraphischer Modellschnitt der Abtrags-, Sedimentations- und Bodenbildungsereignisse	12
5: Darstellungs-Modell der Laboranalysen	13
6: Analysenergebnisse Orense	17
7: Stratigraphische Schnitte, San Lorenzo	22
8: Analysenergebnisse SL 1,8	24
9: " SL 2,4	26
10: " SL 7	28
11: " Blanes, San Pol 2	31
12: Stratigraphischer Schnitt Caldas	34
13: Analysenergebnisse Caldas 2	36
14: Ledesma: Karte und Querschnitt	42
15: " 21-24: Stratigraphischer Schnitt	42
16: " 11-17: Stratigraphischer Schnitt	43
17: " 11-17: Modell zur Hangformung	44
18: Analysenergebnisse Ledesma 11,12,13	46
19: " " 20	47
20: " " 2	48
21: Alba de Tormes: Karte und stratigraphische Schnitte	51
22: Analysenergebnisse Salamanca 1	52
23: " Ciudad Rodrigo 2	53
24: " Vitigudino	58
25: " Vecinos	60
26: Stratigraphischer Schnitt Segovia	62
27: Analysenergebnisse Segovia 1,2	64

	S
Abb. 28: Analysenergebnisse Avila 7	65
29: " Balsain 2	67
30: Stratigraphischer Schnitt Torrelaguna	69
31: Analysenergebnisse Torrelaguna	72
32: " Sonseca, San Pablo	76
33: " Nisa	80
34: " Evora 4,5	83
35: Stratigraphischer Schnitt Montemor	85
36: Analysenergebnisse Montemor 1,2	87
37: " " 3,4	89
38: " Ervidel, Portel 1	92
39: " Portel 2	93
40: Eisenbilanz Ervidel	94
41: Eisenbilanz Finana	96
42: Stratigraphischer Schnitt Finana	97
43: Analysenergebnisse Finana	97
44: Vertikale Verwitterungstendenz sowie klimazonale Verschiebung durchschnitt- licher vertikaler Wassersättigung	109
45: Typen der Tonverteilung unterhalb der post- pedogenen Abtragsfläche	112
46: Typisierung der Eisendynamik aus dem Analysenbild	118

4. Einleitung

Die Anregung zu dieser Arbeit entspringt einer landschaftsgeschichtlichen Fragestellung. In Groß-Aufschlüssen - oft konzentriert im Küstenbereich Iberiens (einschließlich der Balearen) - wurden reiche Wechselfolgen von Sedimenten und roten Böden gefunden, die größtenteils eindeutig dem Pleistozän zugeordnet werden konnten (BUTZER, 1964, SOLE SABARIS, 1961, ROHDENBURG und SABELBERG, 1969, 1973). Es muß also im iberischen Pleistozän viele Phasen gegeben haben, in denen eine Bodenbildung möglich war, und es liegt zunächst nahe, in Analogie zu den Verhältnissen in Mitteleuropa die Bodenbildungsphasen den Interglazialen und Interstadialen gleichzusetzen und die unterschiedliche Bodengestalt auf respektive Unterschiede der Bodenbildungsfaktoren zurückzuführen. Das Holozän müßte entsprechend als jüngste Phase roter Bodenbildung angesehen werden.

Dieser Schlußfolgerung steht gerade in Spanien die verbreitete Vorstellung gegenüber, daß das Holozän pedogenetisch inaktiv gewesen sei und nur zu schwach entwickelten Böden geführt habe (Tierra Parda Meridional), die roten Böden dagegen aus intensiveren Bodenbildungsphasen stammen müßten. KUBIENA (1954, 1956), der diese Schule maßgeblich beeinflusste, dachte insbesondere an tropische Klimaepochen des Tertiärs. Andere Autoren (s. hierzu BOTTNER und LOSSAINT, 1967) haben zwangsweise auch alt- bis mittelpleistozänes Alter in Betracht gezogen, nachdem rote Bodendecken auch in pleistozänen Inlandsedimenten gefunden worden waren.

Abgesehen von dem regional auffälligen Mangel an roten Böden waren es insbesondere die örtlich verbreitet an der Oberfläche anstehenden Kalkkrusten, welche die Vorstellung von der geringen Bodenbildungsintensität des Holozäns - und damit natürlich auch früherer Interglaziale - geprägt hatten. Der sich daraus ergebenden widersprüchlichen und unbefriedigenden paleoklimatischen Vorstellung von ariden Interglazialen und feuchten Glazialen (Pluvialen), in denen sowohl rote Bo-

denbildung wie ausgedehnte morphodynamische Aktivität ablaufen sollte, wurde dann in jüngerer Zeit die Grundlage entzogen, und zwar einmal durch den Nachweis, daß zumindest die Hochglaziale ökologisch aride, weitgehend waldfeldliche Phasen waren (AMOR und FLORSCHÜTZ, 1961, 1963, BEUG, 1967), wie zum anderen durch die Interpretation der Kalkkrusten als Cca-Horizonte, die nach Abtrag des entkalkten Profiltails - eben der roten Bv- oder Bt-Horizonte - oberflächlich exponiert worden sind (ROHDENBURG und SABELBERG, 1969 a, RUELLAN, 1970). Wurde hierdurch zwar das anfänglich dargelegte Konzept eines Wechsels interglazialer (interstadialer) roter Pedogenese und glazialer (stadialer) Abtragung und Sedimentation gestützt, so blieb doch eine Unsicherheit bezüglich des Holozäns, da in den genannten Aufschlüssen dieser jüngste Boden in der Regel fehlt, und auch sonst flächenhaft rote Bodenrelikte nie ungestört, und in gestörter Form auch nur untergeordnet bis ausgesprochen selten sind. Nimmt man an, daß es eine kontinuierliche, rote, holozäne Boden- decke gegeben hat, müßte diese im Holozän - und sei es in der jüngsten Zeitepoche - auch großflächig wieder beseitigt worden sein.

Ziel der vorliegenden Untersuchung war es deshalb, vorhandene Relikte zu untersuchen auf ihre stratigraphische Stellung, d.h. auf die im Profil erkennbaren präpedogenen Vorgänge und auf die postpedogenen Vorgänge, also die Beziehung des Bodenrelikts zur heutigen Oberfläche. Da eine solche Untersuchung eine genaue Kenntnis oder Erfassung der Bodenmorphologie voraussetzt und eine Deutung der Bodengeschichte erzwingt, bildet der Versuch einer pedogenetischen Bestandsaufnahme einen natürlichen Bestandteil der Arbeit. Die Störungen, die räumliche Begrenzung und die Seltenheit der Reliktorkommen haben diesen Versuch natürlich erschwert. Zur besseren Erfassung des Formenschatzes beschränkt sich die Arbeit auf bestimmte Gesteinsprovinzen, und zwar hauptsächlich auf solche des iberischen und katalonischen Kristallins.

Damit stehen Böden auf Granit und Gneis im Vordergrund, obwohl zumeist Böden auf den vergesellschafteten Tonschiefern und Raña-Sedimenten mit einbezogen wurden. In den in Abschnitt 2 (Abb. 1) näher bezeichneten Untersuchungsgebieten, die auch einen Großteil der auf der iberischen Halbinsel vorhandenen Klimaunterschiede überstreichen, wurde entlang von Haupt- und Nebenstraßen systematisch nach Bodenrelikten gesucht, und diese nach ihrer stratigraphischen und bodengeschichtlichen Ergiebigkeit untersucht. Nur eine Auswahl dieser Relikte wurde detaillierter aufgenommen, und von ihnen wiederum nur ein Teil in den Abschnitten 3 bis 5 wiedergegeben. Das Profil Orense aus dem galicischen Bergland wurde freundlicherweise von H. ROHDENBURG beigetragen. Ebenso stammt das Profil Finyana aus einem Reliefabschnitt der betischen Kordillere, das von H. ROHDENBURG eingehender und zugleich großräumiger untersucht worden ist.

2 Physiogeographische Grundlagen der Untersuchungsgebiete

21 Klimatische Streubreite und Vegetation

Die räumlich weitgestreuten Untersuchungsgebiete (s. Karte in Abb. 1) besitzen bei grundlegend gleichem Klimatyp eine große Streubreite der Jahres-Niederschläge von 280 mm (Salamanca) bis über 800 mm (Orense). Die Wiedergabe einer vereinfachten Niederschlagskarte (nach LAUTENSACH, 1969) im Verbund mit der Verteilungskarte (Abb. 2) und den Klimadiagrammen (Abb. 3) soll ermöglichen, sich über die klimatischen Beziehungen der Untersuchungsgebiete und der untersuchten Bodenobjekte zu informieren. Natürlich stellen die Klimadiagramme die der jeweils nächsten meteorologischen Meßstationen dar und lassen deshalb mehr oder minder große Abweichungen zu. Die Sommertemperaturen der Untersuchungsgebiete divergieren relativ wenig (August-Mitteltemperatur 21 - 24° C), stärker dagegen die Januartemperatur (1,5 - 9,5° C), wobei die kälteren Werte im hochgelegenen Untersuchungsgebiet 3/4 (Abb. 1) auftreten. In diesem Gebiet zeigt die Vegetationsdarstellung von LAUTENSACH (1969) eine Höhenstufe des in fast allen anderen Untersuchungsgebieten sonst verbreiteten natürlichen Steineichenwaldes, allerdings in sehr unsicherer geographischer Verbreitung, und zwar eine Waldgesellschaft der laubwerfenden lusitanischen und filzblättrigen Eiche. Die Stein-(Kork-)eichengemeinschaft überzieht dagegen den Rest des hier erfaßten sommertrockenen Iberiens. Abgesehen von der wechselnden Höhe der Niederschläge treten auch durchaus deutliche Verteilungsunterschiede auf, und zwar insbesondere zwischen dem Nordosten und dem Südwesten. Auf dem Evora-Plateau scheinen die Frühjahrs- und Herbst-Niederschläge zum Winter hin verschoben, z.B. im Vergleich zur Verteilungsform in Katalonien (Klimadiagramme Evora und Barcelona, Abb. 3). Hieraus ergeben sich für den Südwesten zwangsläufig längere Ariditätsphasen im Sommer.

Es folgt eine Aufstellung der Untersuchungsgebiete:

- 1) Orense: Galizisches Bergland, semihumid-humid, (laubwerfender) Stieleichenwald (nach LAUTENSACH,

1969) im Übergang zur Gemeinschaft der filzblättrigen Eiche (*Q. toza* Bosc.). Niederschlag 800 mm

- 2) Katalonien: Nordkatalonisches Küstenbergland, semihumid, Steineichen-Korkeichenwälder. Niederschlag 600 - 800 mm
- 3) Salamanca: Nordmeseta, semiarid, Steineichengemeinschaft (nach LAUTENSACH, 1969, vielleicht auch *Quercus lusitanica* und *Q. toza*), Niederschlag zwischen 250 und 450 mm. Ciudad Real-Vitigudino-Ledesma-Salamanca
- 4) Zentralgebirge: Nördliche und südliche Fußflächen der Sierra de Guadarrama und der S. de Gredos (Avila, Segovia, Torrelaguna), semiarid bis semihumid, Vegetation wie 3, 350 - 750 mm
- 5) Toledo: Nördliche Fußfläche der Montes de Toledo, semiarid, Steineichen-Korkeichen-Wald, 400 - 500 mm Niederschlag
- 6) Nisa: Westliche Fußfläche der Sierra de Portalegre (Westausläufer der Montes de Toledo), semihumid, Steineichen-Korkeichen-Gemeinschaft, 600 - 800 mm Niederschlag
- 7) Evora: Plateau von E., Alentejo, semihumid, Steineichen-Korkeichen-Gemeinschaft, 500 - 700 mm
- 8) Fiñana: Ost-Andalusien, nördlicher Hangfuß der Sierra Nevada, im Gebiet kleinräumigen Klimawechsels, wahrscheinlich 600 - 800 mm

22 Großraumrelief

Da kristalline Gesteinsgebiete (und deren Randzonen) von vornherein in den Mittelpunkt der Untersuchung gestellt wurden, liegen mit Ausnahme von 2 und 8 alle angeführten Lokalitäten im Bereich der Iberischen Masse. Tonschiefer ist das Ausgangsgestein des Einzelaufschlusses von Fiñana (8). Das im Norden granitische Katalonische Küstengebirge (2) wird im Unterbau aus der Katalonischen Masse gebildet, die ab Miozän durch küstenparallele Brüche und Flexuren gegliedert

wurde. Hieraus entstanden einerseits Höhenrücken, eine Küstenkette und eine Binnenkette, andererseits Gräben und Mulden, die mit Neogenmaterial aufgefüllt wurden (SOLE SABARIS, 1962). Unsere Bodenkomplexe liegen hier teils auf dem granitischen, küstennahen Horst (San Lorenzo), andererseits im Bereich der zugehörigen Fußflächen mit und ohne tertiär-pleistozäne Sedimentauflagen, die sehr stark granitogen sind.

Nicht unähnlich ist die Situation in den übrigen Örtlichkeiten der Iberischen Masse. Im Zuge der tertiären Faltung der Betischen Kordillere entstanden hier Aufwölbungen bzw. Horste einerseits (Asturisches Gebirge, Sistema Central, Montes de Toledo, Sierra Morena) und zwischengeschaltete Senkungsgebiete mit Überlagerung mariner und kontinentaler Entstehung. Letztere wurden regional wieder dem Abtrag ausgesetzt, partiell und z.T. auch weitgehend ausgeräumt, so daß oft großräumig der kristalline Unterbau (Granit, Ton-schiefer) wieder zum Vorschein gekommen ist. Diese exhumierten Oberflächen lehnen sich oft als Fußflächen an die gehobenen Horste oder Gewölbe an (5, 6), können aber auch von diesen unabhängig sein wie westlich Salamanca (3) und um Evora (7). Die Reste der Tertiärsedimente haben einen sehr bedeutsamen Einfluß auf den junholozänen Bodenabtrag ausgeübt (s. 44).

Abb. 1 : Untersuchungsgebiete auf der Iberischen Halbinsel

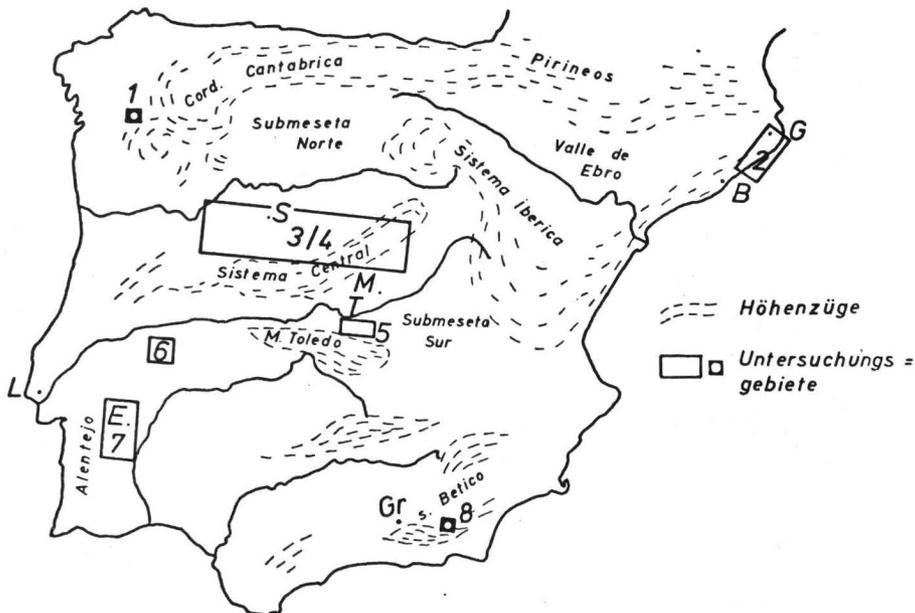
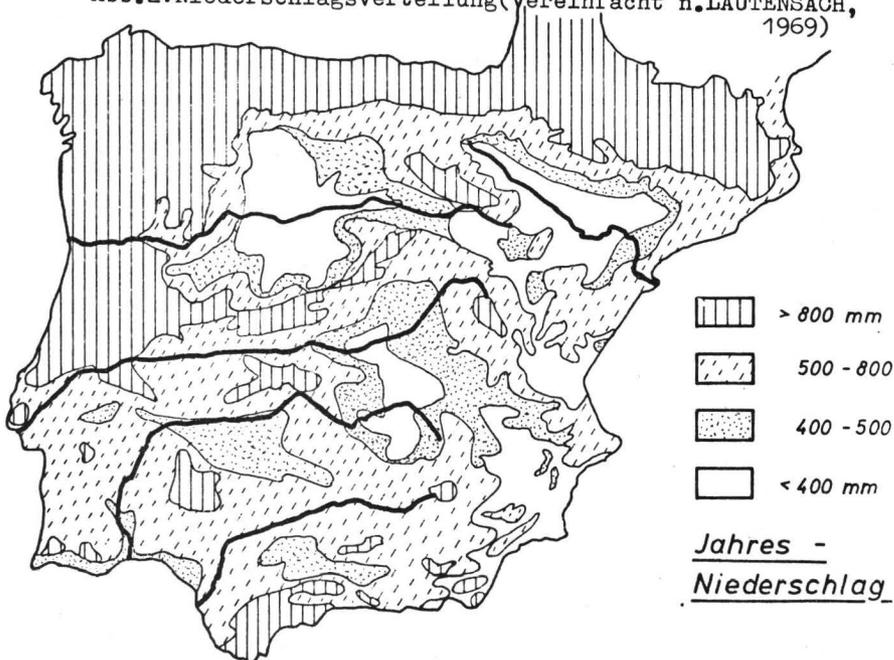


Abb. 2: Niederschlagsverteilung (vereinfacht n. LAUTENSACH, 1969)



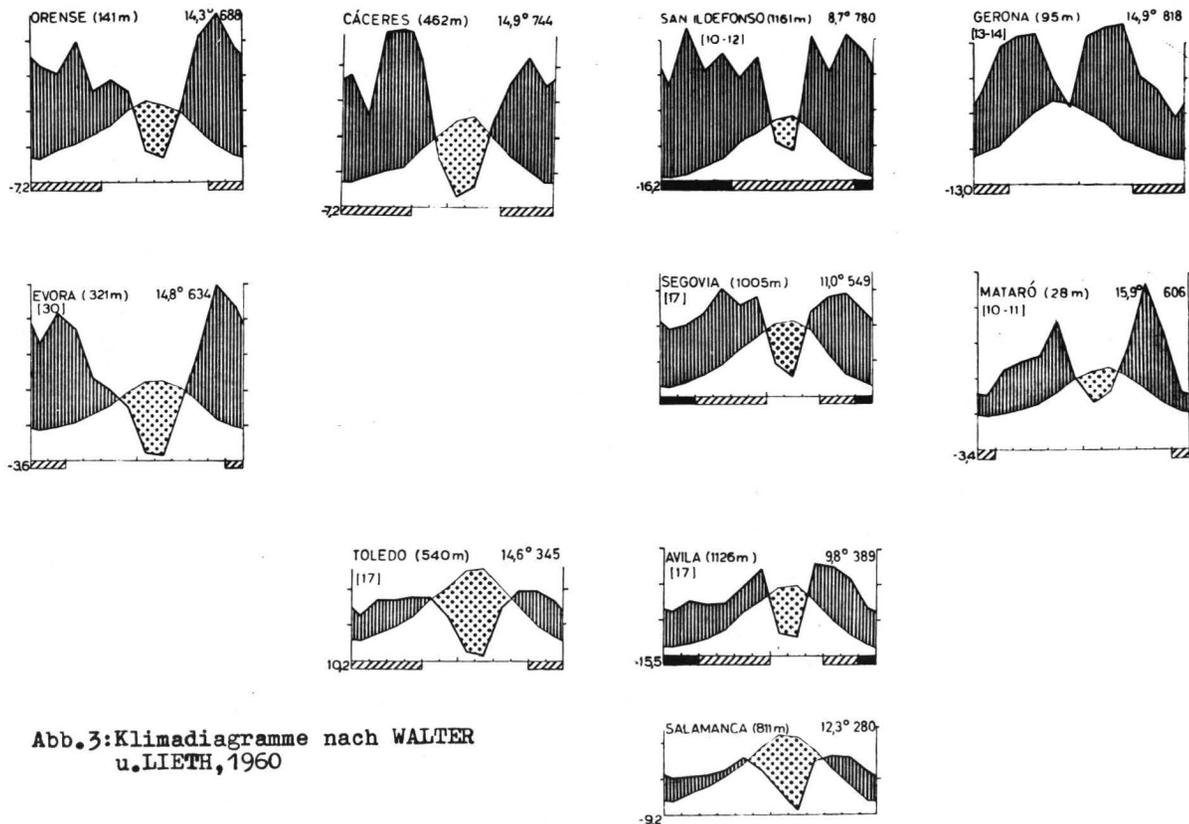


Abb.3: Klimadiagramme nach WALTER
u. LIETH, 1960

3. Methodik und Darstellung

3.1 Stratigraphisches Konzept und Nomenklatur

Zum besseren Verständnis der stratigraphischen Schnitte und zur Terminologie prä- und post-pedogener Hangsedimente läßt sich an dieser Stelle bereits ein verallgemeinernder Schnitt vorwegstellen, der die immer wiederkehrende Folge von Abtragungs- und Sedimentations-Ereignissen beschreibt (Abb. 4). Ein oder mehrere Hangsedimente bedecken die Abtragungsbasisfläche, welche das autochthone Gestein schneidet. Diese Grenze ist immer m.o.m. deutlich anzusprechen und sehr häufig durch Steinsohlen angezeigt. Das anstehende Gestein darunter ist mäßig stark verwittert. Gesteinszersatz und Hangsedimente bilden das Ausgangsgestein der hier im Mittelpunkt stehenden roten Bodenbildung. Fast überall kommt es im Laufe dieser Bodenbildung zu einer durchgreifenden erosiven Störung, welche eine Kappung des Bodens zur Folge hatte. Diese Kappung stellt den ersten postpedogenen Eingriff, das in seinem Verlauf abgelagerte Hangsediment das erste postpedogene Hangsediment dar.

Grundsätzlich wurde in der Beschreibung der Hangsedimente einer vertikalen Bezifferung durch römische Ziffern gefolgt. Ausgenommen wurden hiervon nur die jüngsten Kolluvien, welche eindeutig unter dem Einfluß ständiger landwirtschaftlicher Nutzung entstanden; sie laufen unter der Bezeichnung Agrar-Kolluvium (AK). Unter diesen Bedingungen zeigte es sich, daß das erste postpedogene Hangsediment in den meisten der untersuchten Aufschlüsse die Ziffer I erhielt, während bereits das nächst ältere (II) präpedogen war. Zum besseren Verständnis wurde dies dann zur Regel gemacht, so daß die Serie der präpedogenen Hangsedimente immer mit II beginnt. Ihre Auftrennung war teils im Gelände, teils erst analytisch möglich. Aus Abb. 4 ergibt sich - z.T. als Vorgriff auf die Ergebnisse - die Ereignisfolge

- Hangsedimente II (und weitere)
- Bodenbildung
- Abtrag-Hangsediment I
- weitere pedogene Veränderungen
- Abtrag: Agrar-Kolluvium

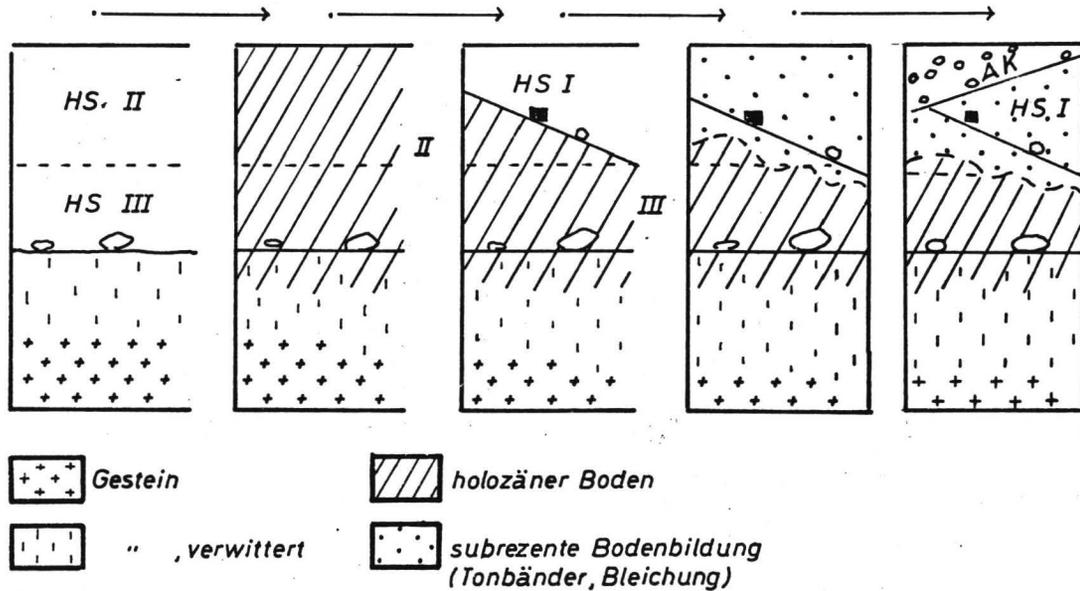
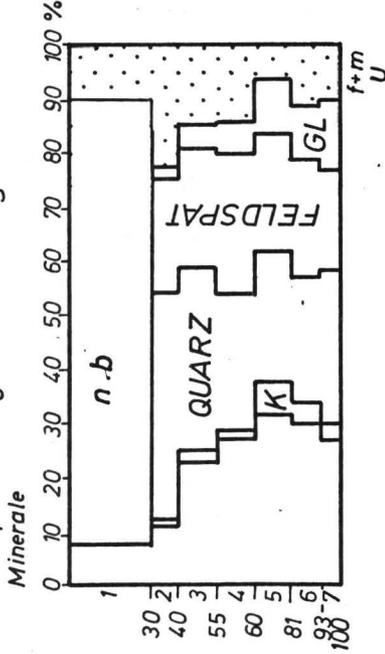
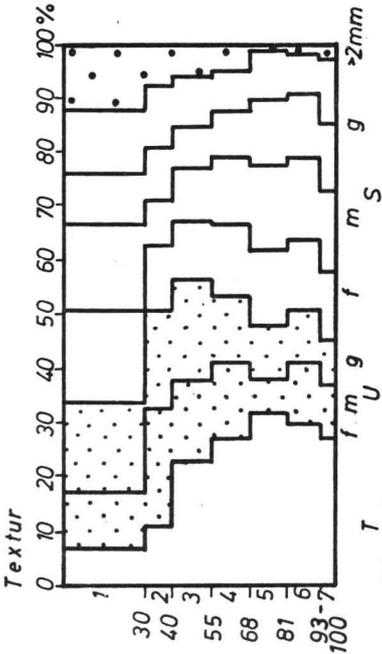
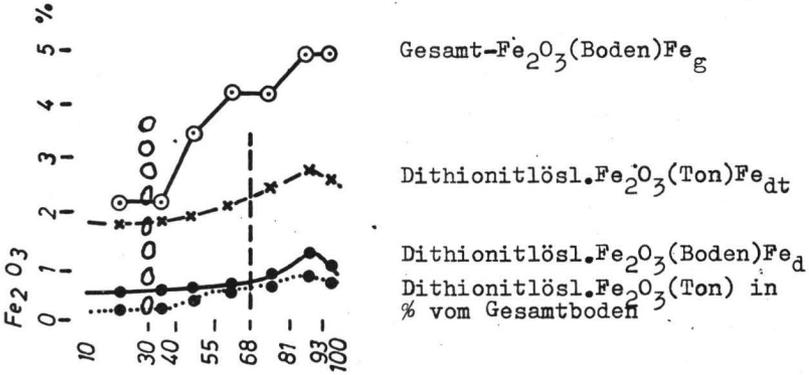


Abb. 4 Stratigraphischer Modellschnitt der Abtrags-, Sedimentations- und Bodenbildungsereignisse

Abb. 5: Darstellungsmodell der Laboranalysen



BALSAIN 2

3.2 Analysenmethodik und Darstellung der Ergebnisse

Korngrößenanalysen: Pipettmethode und Atterberg-Verfahren zur Gewinnung der Kornfraktionen. In den grobsandreichen Böden erfolgte getrennte Einwaage der Siebfractionen $>$ und $<$ 1 mm. Im Texturdiagramm sind die Standardsymbole T (Ton), U (Schluff) und S (Sand) sowie f, m, g (fein, mittel, grob) in den Standardabgrenzungen verwandt. Uf und Um sind nicht immer getrennt erfaßt worden.

Mineralzusammensetzung: Polarisations- und phasenkontrastmikroskopische Auszählung (300 - 500 Körner/Fraktion) der Fraktionen 20 - 500 μ m, Anfärbemethoden in Fraktionen $>$ 200 μ m. In der Darstellung sind Ton sowie Uf und Um aus dem Texturdiagramm übernommen. Die Ergebnisse der röntgenographischen Tonuntersuchung, die z.T. freundlicherweise im Institut für Bodenkunde der Landwirtschaftlichen Fakultät durchgeführt werden konnten, erscheinen jeweils im Text.

Eisen: Bestimmt wurden

- Gesamteisen im Boden (Flußsäureaufschluß n. SCHLICHTING u. BLUME, 1966)
- Nichtsilikatisches Eisen im Boden (Dithionit-Citrat-Extraktion n. JACKSON, 1960)
- Nichtsilikatisches Eisen im Ton

In der Darstellung sind diese Ergebnisse jeweils mit verschiedenen Symbolen wiedergegeben worden, wie in Abb. 5 verdeutlicht. Eingetragen in die Eisen-Diagramme wurden ebenfalls auch die auf Gesamtboden berechneten dithionitlöslichen Eisengehalte des Tons.

Chemische Analysenergebnisse im Anhang: Austauschbare Kationen im NH_4Cl -Extrakt, ungepuffert; Bestimmung im Spektrometer für atomare Absorption und kolorimetrisch (Al). Austauschkapazität als Summe der im NH_4Cl -Extrakt bestimmten Kationen (AKe) sowie als totale Austauschkapazität (AKt) bei pH 8,2 nach MEHLICH (1942).

4. Die Bodenkomplexe und Einzelprofile

4.1 Orense

Das Profil liegt an der Straße zwischen Rivadaria-La Caniza an der Grenze zwischen den Provinzen und wurde von H. ROHDENBURG aufgenommen.

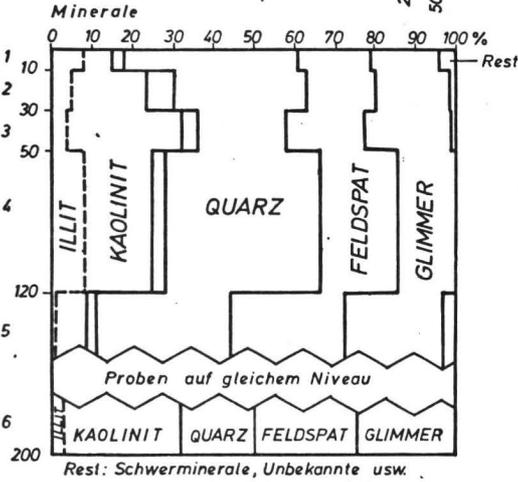
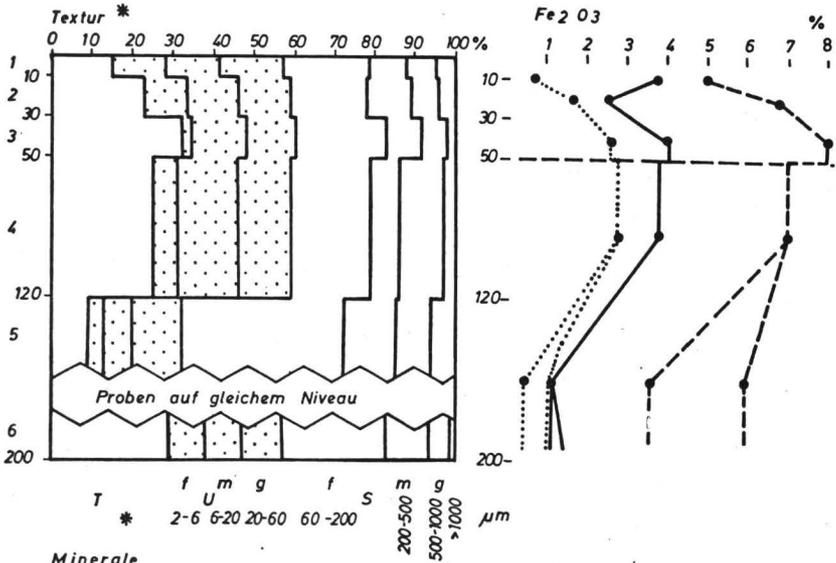
Geologisch-morphologisch befindet sich das Profil im Südosten der großen Granittrumpffläche Galaziens auf einem glimmerreichen Granit (geologische Karte Orense 1/200.000). Das Gebiet ist - wie San Lorenzo - relativ niederschlagsreich, wird jedoch - wie der ganze Iberische Westen - durch eine längere Trockenperiode (2 1/2 Monate) gekennzeichnet und liegt damit außerhalb der Zone des "immerfeuchten Iberiens" (LAUTENSACH, 1969). Als natürliche Vegetation geben DE TERAN et al. (1968) Quercus robur-Wälder an. In der Sekundärvegetation (Matorral) spielen Ericaceen eine dominante Rolle.

Das Profil entstand in einem schluffreichen Hangsediment (HS II) und im Granitzersatz. Letzterer zeigt die für Granitverwitterung typische räumliche Schwankung der Verwitterungsintensität (siehe die auf gleichem Niveau entnommenen Proben 5 und 6). Im Zuge der Verwitterung (von Probe 5 nach 4) gibt es eine Abnahme von Feldspat und Glimmer sowie eine Zunahme von Kaolinit und Illit, an der auch Toneinwanderung ursächlich beteiligt ist. Beide Prozesse bedingen die Verteilung des freien Fe_2O_3 in Ton und Boden, wobei die Grenze Autochthon/Hangsediment als Zäsur wirkt. Die starke aber graduelle Veringerung des freien Toneisens von 1/3 aufwärts deutet außerdem auf eine gewisse ungebundene Verlagerung von Eisen. Allerdings bestehen Zweifel an der ursprünglichen Homogenität von HS II. Die oberen 30 cm enthalten mehr Quarz sowie einen gewissen Anteil zugerundeter Schluffkörner, die als Lößbeimengung interpretiert werden (s. auch Feinschluffgehalt). Zusammenfassend läßt sich das Profil Orense wahrscheinlich als relativ ungestörter Sol fersiallitique lessivé ansehen, der allerdings nach der Lessivierung auch eine gewisse Podsolierung durchlaufen hat.

ORENSE 1

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
OR.1/1	0-10	Ah	HS II	Homogen: 7.5YR 5/4 dunkelbraun.
OR.1/2	10-30	Al/Ae	HS II	Sehr schwach hetero- gen: braune 5YR 5/4 Auflösungsreste in einer fast homogenen orangebraunen ge- färbten 7.5YR 7/6 Matrix.
OR.1/3	30-50	fBt/Ae	HS II	Schwach heterogen: rotbraune 5YR 4/8 Matrix mit hellen Ab- sonderungsoberflächen.
OR.1/4	50-120	Bt	Aut	Heterogen: orange- braune 7.5YR 7/6 Ma- trix mit recht domi- nant rotbrauner Fleckung und Tonan- reicherung 2.5YR 5/8 und 4/6.
OR.1/5	120-200	Bt	Aut	Heterogen: Matrix 7.5 YR 8/6 gelborange mit weniger dominanter, feinerer, rotbrauner Fleckung 2.5YR 4/8.
OR.1/6	200-rechts		Aut	Matrix heller 7.5YR 8/4 als 1/5.

Abb. 6: Analysenergebnisse Orense



ORENSE

4.2 Catalonien

Die untersuchten Standorte gehören zum "Sistema Mediterraneo" Cataloniens (BUTZER, 1964, DE TERAN et al., 1968, LAUTENSACH, 1969). Sie liegen hier z.T. im Bereich der cordillera litoral, z.T. zur depression prelitoral und depression litoral.

4.21 San Lorenzo

Der Ort San Lorenzo liegt bereits in der cordillera litoral, 8 km östlich Llagostera zwischen San Lorenzo und Cala de Salóns. Dort herrscht ein verhältnismäßig feuchtes Klima (700-800 mm) mit relativ kurzer Trockenzeit. Das Klimadiagramm entspricht dem Typus IV (VI) nach der Klassifikation von Walther und Lieth. Gaussen (1963) definiert ein solches Klima als "Thermoméditerranéen (attenué)".

Das Vegetationsbild ist das der Litoralstufe. Nach DE TERAN et al. (1968) ist die natürliche Pflanzengesellschaft das Quercetum mediterraneo montanum. Am Aufnahmeort wurde als Sekundärvegetation eine dichte Macchie bzw. Matorralvegetation beobachtet, welche sich aus verschiedenen Ericaceen, Ginster, Erdbeerbaum u.a. zusammensetzt und bis 2 m Höhe erreicht.

Geologisch-geomorphologisch handelt es sich um granitische Restgebirge, die aus tertiär-pleistozänen Fußflächensedimenten bzw. deren Abtragungsresten herausragen. Die reichlich vorhandenen Erosionsrinnen legten längs der Straße Hangschnitte frei (Abb. 7).

Stratigraphisch lassen sich längs und quer zum Hang mehrere Sedimente erkennen und verfolgen. Hiervon ist HSI ein schwach gelblich-braun bis graues, schluffig-sandiges Sediment, dessen Mächtigkeit mit Ausnahme von SL 3 und 5 (60 cm) und SL 4 (90 cm) nur 20-40 cm beträgt. Die dazugehörige basale Abtragsfläche schneidet die Bodendecke, welche sich aus älteren Hangsedimenten zusammensetzt, in verschiedener Tiefe. Die älteren Hangsedimente HS II, HS III bzw. HS IV (SL 7) sind texturell unterschiedlich und möglicherweise örtliche bzw. zeitliche Varianten desselben

Hangsediments. Während HS III und HS IV bei relativ geringem Tongehalt (7-16 % Ton) eine deutlich sandige bis grobsandige Textur zeigen, erweist sich HS II als ein Feinsediment mit relativ hohem Schluffanteil (30% - 35%) und stellt somit eine materialmäßig unterschiedliche jüngere Überdeckung dar. Hier handelt es sich zweifellos um LÖß. Mineralanalysen zeigten Körner mit einer Tendenz zur rundlichen zirkulären Gestalt und Häufung kleiner Bruchflächen auf der Oberfläche. Dieser LÖß befindet sich immer in den jüngeren pleistozänen Hangsedimenten. Es heißt also, daß im Laufe des Würms, der LÖß mehrmals umgelagert worden ist, um dann als Hangsediment stabilisiert zu werden, ehe die holozäne Bodenbildung angefangen hat. Dieser LÖß ist auch im HS I enthalten, denn dieses zeigt auch weitgehend dieselbe schluffige Textur, soweit günstige Bedingungen für die Bodenerhaltung im Bereich der Aufnahmefläche geherrscht haben, beispielsweise in einer Mulde zwischen zwei unverwitterten Granitblöcken oder dort, wo ein dichter Macchiebestand vorhanden ist.

Pedogenetisch tritt der Bt-Horizont als rotbrauner Horizont auf, wobei der morphologische Vergleich zwischen SL 1 und 2 von Interesse ist: Im SL 1 liegt das Bt-Maximum in den Hangsedimenten HS II und III, die recht homogen gefärbt sind, und zwar wahrscheinlich zum Teil aufgrund präsedimentärer Bodenbildung. In SL 2 dagegen verläuft die Basis des HS II durch den Bt; im Granitzersatz läßt die Verwitterungs-Rubifizierung ein feines und gröberes rotes bis rotbraunes Fleckenmuster entstehen, das durch Ein- und Umlagerung von rotem Ton noch akzentuiert wird (s. Dünnschliffbeschreibung Anhang). Der eigentliche Verwitterungsvorgang im Granit bzw. granitogenen Sediment wird am deutlichsten an den beiden SL 2-Proben; zur Oberfläche des Gesteinszersatzes hin verzeichnet man

- eine Abnahme des Feldspat- und Glimmergehaltes und
- eine Zunahme des Tongehaltes, hauptsächlich angereichert durch Kaolinit, untergeordnet Illit.

Die Vermehrung des Tons folgt hier auf Verwitterung und Toneinwaschung und läßt sich - wegen der kleinräumigen Variabili-

tät der Mineralzusammensetzung in Granit - nicht quantitativ aufschlüsseln. In den Hangsedimenten ist das Material schichtweise heterogen, um den Verwitterungsvorgang genauer zu fassen. Die Tonverlagerung dagegen hat zur Ausbildung eines deutlichen Bt-Horizontes und einer vertikalen Tonverteilung geführt, die durch alle im Boden vorliegenden Schichten hinweg zu verfolgen ist. Verantwortlich für die rotbraune Färbung des Bt-Horizontes sowie die Fleckung im Bv, ist die Eisenfreisetzung (Rubifizierung), aber auch die Akkumulation von an den Ton gebundenem Eisen. Mit verantwortlich scheint aber auch nicht an den Ton gebundene, vertikale Umverteilung von Eisen zu sein, also eine Podsolierung, die zu einer morphologisch sichtbaren Auflösung und Verarmung von Eisen im Oberboden und einer entsprechenden Anreicherung im Unterboden führt. Auflösungserscheinungen lassen sich sogar im HS I-Al-Horizont beobachten, soweit dieser einzelne Bt-Aggregate enthält. Diese sind randlich oft so stark von der Bleichung erfaßt, daß sie in dem blassen Horizont kaum mehr in Erscheinung treten.

Auffällig wird die Auflösungserscheinung im obersten Bt-Bereich, wo deshalb die Verwendung eines zusätzlichen Ae-Horizont-Symbols gerechtfertigt ist. Die Verteilungskurven des freien Fe_2O_3 müssen in schichtigem Material natürlich auch mit Vorsicht interpretiert werden; interessant erscheint jedoch, daß in diesem AeBt-Horizont (SL 1, SL 8) das Maximum des dithiomittlöslichen Bodeneisens liegt, nicht dagegen das entsprechende Maximum des Toneisens. Diesem entspricht die Beobachtung, daß Tonkutanen auf den Oberflächen oft schon partiell gebleicht und deshalb schwer zu erkennen sind.

Bodengeschichte

1. In einer ersten Phase, wurde eine ältere (interstadiale?) Bodendecke weitgehend ausgeräumt. Die Steinsohle (X_1 -Linie) zeigt die Basis der Sedimentation von HS III und IV.
2. Danach erfolgte die Lösssedimentation in Form eines Hangsedimentes (HS II). In diesem Hangsediment HS II bildete sich ein roter fersiallitischer Boden mit Tonverlagerung, gekennzeichnet

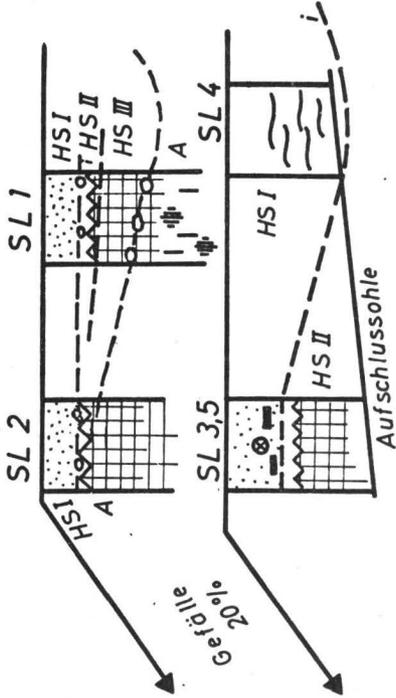
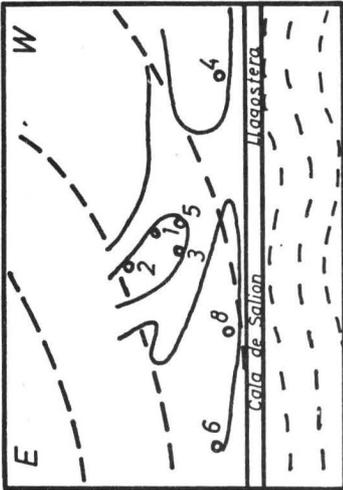
durch das Hervortreten des kräftig rotbraunen Bt-Horizontes. Diese Phase der Bodenbildung kann als eine stabile Phase angesehen werden.

3. Eine instabile Phase hatte die sol lessivé-Bodendecke soweit ausgeräumt, daß an manchen Stellen (SL 2) nur noch ein Teil des Bt, aber nirgend mehr der Al-Horizont erhalten blieb. Man bekommt also einen Eindruck über die Tiefe der Kappung, die natürlich nie genau den Horizontgrenzen folgt, obwohl die Basis der Ausräumung oft an der Bt-Obergrenze liegt. Wo das zutraf, setzte sich das Hangsediment HS I, das dieser Abtragsphase zugehört, hauptsächlich aus Al-Material zusammen. Dies gilt weitgehend für die Aufschlußstelle San Lorenzo, wo auch späterhin durch unebenes Relief des unverwitterten Gesteins sowie durch den Macchiebestand Erosionsschutz gewährt wurde.

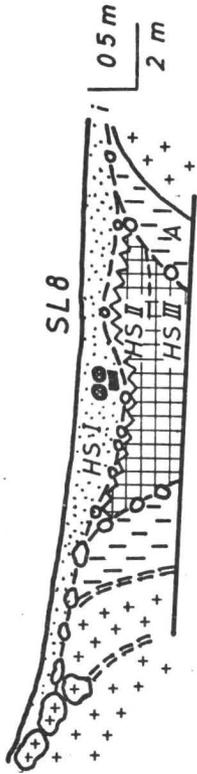
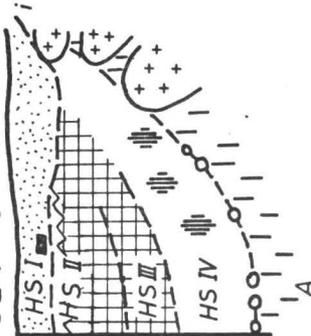
4. Nach der Ablagerung des HS I folgte im unmittelbaren Aufschlußgebiet keine erneute Erosion, sondern eine stabile Phase mit folgenden pedogenetischen Veränderungen in der Bodendecke:

- Tonbänder in dem tonarmen Substrat HS I in SL 4
- der Ae-Horizont im oberen Bt-Bereich.

SKIZZE



SL 7 6



- Holzkohle
- ⊙ 4810 B.P.
- ⊗ 4480 B.P.

Abb. 7: Stratigraphische Schnitte, San Lorenzo

San Lorenzo 1

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
SL.1/1	0-20	Ah/Al	HS I	Homogen schwach gelblich-braun 10YR 6/4.
SL.1/2	20-38	Al	HS I	Homogen schwach orange-braun 7.5YR 6-7/4.
SL.1/3	38-58	fBt/Ae	HS II	Stark heterogen mit Auflösungsresten rotbrauner 5YR 5/6 Bt-Matrix in graugelber 10YR 7/2-3 Grundmasse.
SL.1/4	58-80	Bt	HS III	Schwach heterogen: Matrix rotbraun 2.5YR 4/6-3 und braun 7.5YR 6/6 mit graugelben Absonderungsoberflächen
SL.1/5	80-103	Bt	HS III	Wie 1/4.
SL.1/6	+ 103	Bt	Aut	Stark heterogen: diffus großfleckig rotbraun 2.5YR 4/6, rotbraun 5YR 5/8, graugelb 10YR 7/3-4 bis weiß.

San Lorenzo 8

SL.8/1	0-20	fBt/Ae	HS I	Heterogen: rote bis rotbraune Reste 2.5YR 5/6-8 einer Bt-Matrix, die helle 5YR 7/3-4 Absonderungsoberflächen zeigt.
SL.8/2	20-40	fBt/Ae	HS II	Schwach heterogen: rötlich braune 2.5YR 4/6 Auflösungsreste einer Bt-Matrix, die dunkel orange-gelbe Absonderungsoberflächen zeigt.
SL.8/3	40-70	Bt	HS II	Wie 8/2 jedoch die rotbraune 2.5YR 4/6 Grundfarbe der Bt-Matrix dominiert.
SL.8/4	70-90	Bt	HS III	Stark heterogen: blassorange Matrix 7.5YR 7/4, die diffus von olivbraun 10YR 5/6 über rostbraun 5YR 6/8 bis rot 2.5YR 5/8 gefleckt ist.
SL.8/5	90-110	Bt	HS III	Wie 8/4.

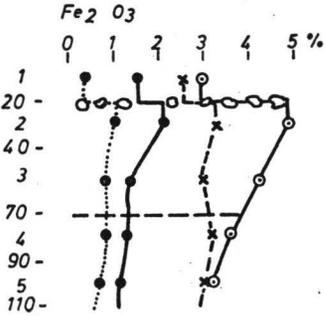
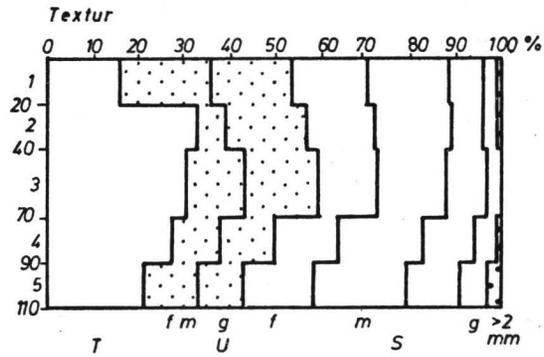
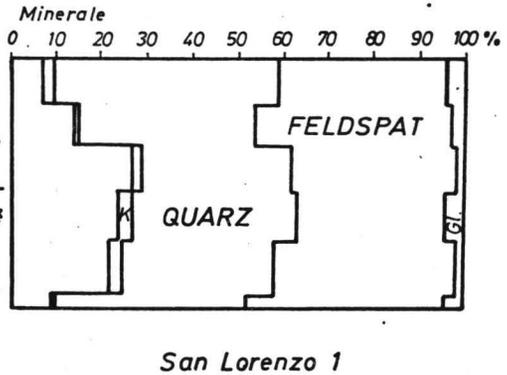
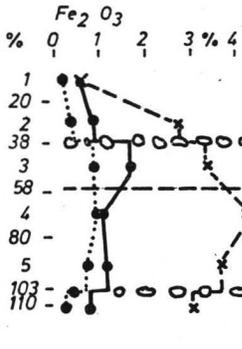
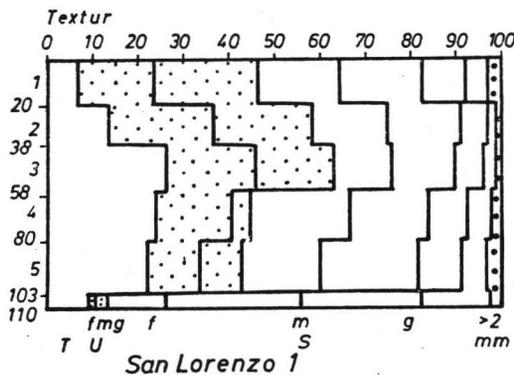


Abb.8: Analysenergebnisse von San Lorenzo 1 und 8

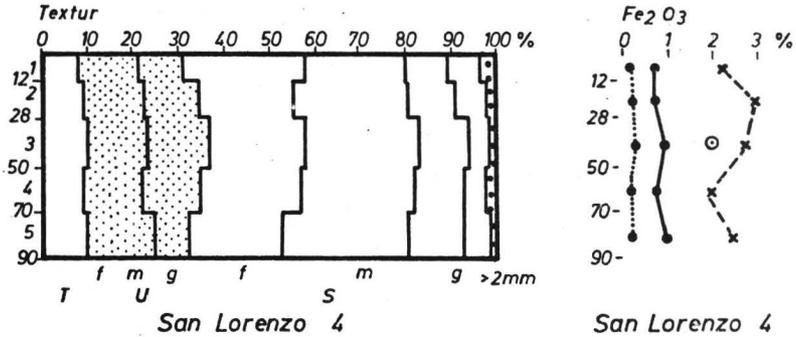
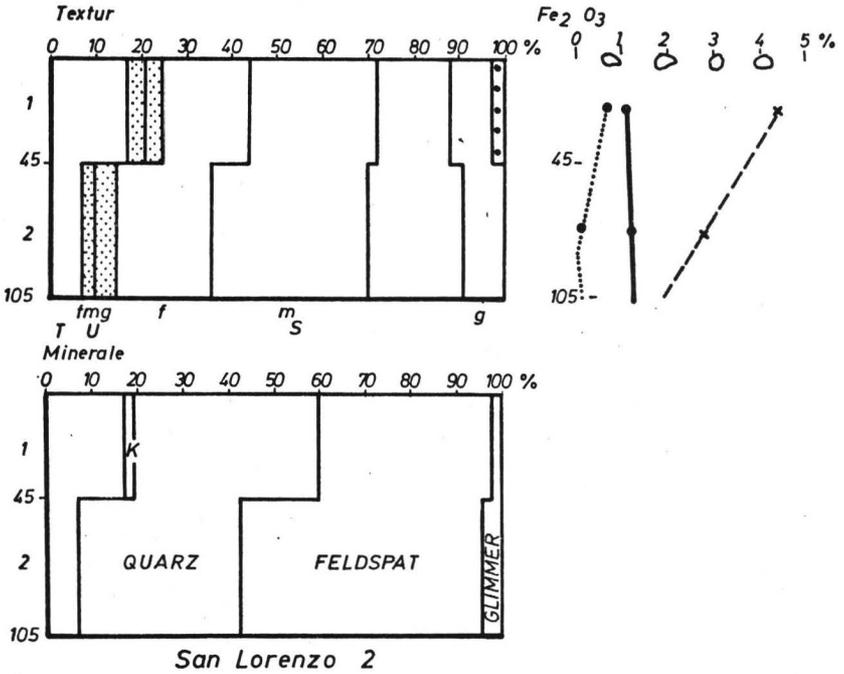
San Lorenzo 2

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
SL.2/1	0-45	fBt/Ae	Aut	Schwach heterogene orangebraune Matrix 5YR 6/6 (Fleckung 7.5YR 7/6 und 2.5YR 5/6).
SL.2/2	105	Bt/Bv	Aut	Heterogen gefleckt: braun 7.5YR 5/8 rotbraun 2.5YR 4/8 und graugelb 10YR 7/4.

San Lorenzo 4

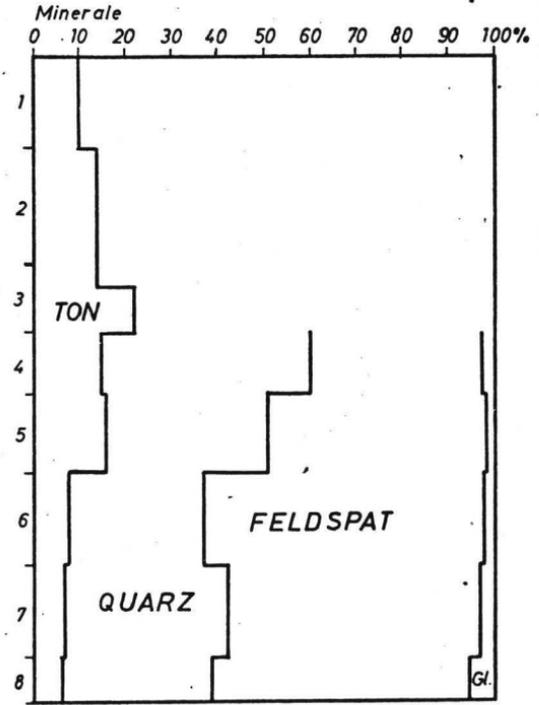
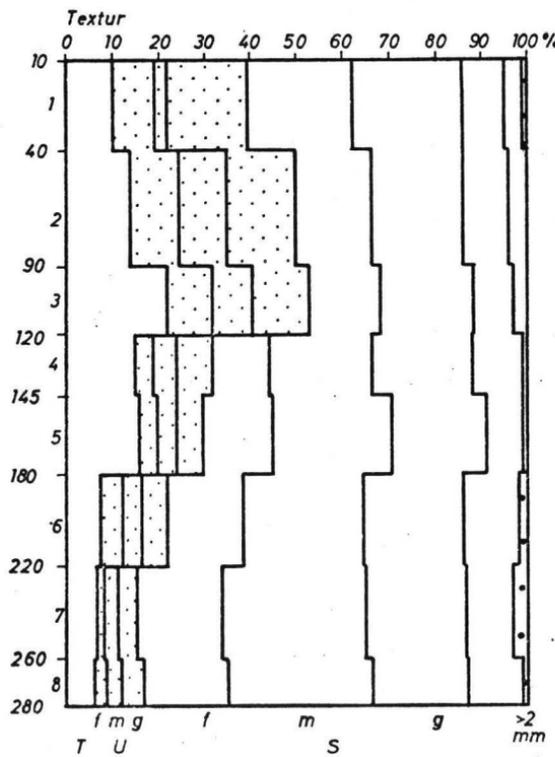
SL.4/1	0-12	Ah	HS I	Homogen: blassbraun 7.5 YR 6/4.
SL.4/2	12-28	Bv	HS I	Wie 4/1 (7.5YR 7/4).
SL.4/3	28-50	Bv	HS I	Schwach heterogen: blassbraun 7.5YR 7/4 mit mehr rötlich gefärbten Tonbändern.
SL.4/4	50-70	Bv	HS I	Homogen: blassbraun 7.5 YR 6/4.
SL.4/5	70-90	Bv	HS I	Schwach heterogene braune Matrix 7.5YR 6/4-8 mit einigen Grauflecken.

Abb. 9: Analysenergebnisse von San Lorenzo 2 und 4



San Lorenzo 7

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
SL.7/1	0-40	Al	HS I	Allgemein homogene sehr hellbeigebraune 10YR 6/4 Matrix.
SL.7/2	40-90	Al	HS II	Wie 7/1, jedoch diffuse braune 5YR 6/6 Auflösungsreste.
SL.7/3	90-120	fBt/Ae	HS II	Schwach heterogen: rotbraune 2.5YR 4/6 Matrix; zeigt hellbraune 7.5YR 6/4 Absonderungsflächen.
SL.7/4	120-145	Bt	HS III	Wie 7/3.
SL.7/5	145-180	Bt	HS III	Schwach heterogen: punktförmig und gleichmäßiges Alternieren von rotbraunen 2.5YR 4/6 Matrix-Resten und hellbraunen 7.5YR 6/4 Oberflächen. Bleichung an Wurzelgängen 7.5YR 7/6.
SL.7/6	180-220	Bv	HS IV	Wie 7/5.
SL.7/7	220-260	Bv	HS IV	Orangebraun 5YR 6/4 Flecken einer Matrix, die eine orange Färbung 7.5 YR 7/6 hat. Zeigt zusätzlich beige-graue 7.5YR 7-6/2 Absonderungsflächen.
SL.7/8	260-280	Bv	Aut	Rot-braune 5YR 6/6 Flecken in einer gelblich-roten 7.5YR 7/6 Matrix.



SAN LORENZO 7

Abb.10: Analysenergebnisse SL 7

4.22 San Pol, Blanes

In der depression litoral des Sistema Mediterraneo wurden zwei andere Profile, 14 km voneinander entfernt, unmittelbar an der Küstenstraße aufgenommen und untersucht.

Geologisch handelt es sich um tonreiche (30-45 % Ton) Quartärablagerungen (geologische Karte 1/1 Mill. sowie 1/200.000 Barcelona). BUTZER (1964) datiert sie ins Spätpleistozän. Mit einer gut markierten Trockenperiode im Sommer (10 Wochen Trockenzeit) und einer durchschnittlichen Niederschlagsmenge von etwa 600 mm gehört das Klima dort dem Typus IV, 2 der Klassifikation von Walther und Lieth an.

Vegetation:

San Pol (Korkeichenbestand), Blanes (Weinberg), natürliche Vegetation wohl nicht sehr abweichend von San Lorenzo.

Wegen der texturellen Analogie beider Böden werden sie zusammen dargestellt. In Blanes II wie in San Pol II lassen sich textuell zwei Hangsedimente erkennen. Während das HS III in der Nichttonfraktion deutlich sandig ist, tritt der Schluffanteil (bis 30 %) in HS II deutlich hervor, ein Phänomen, das bereits in San Lorenzo eine ausführlichere Deutung erfahren hat und in diesen beiden Profilen wohl auf dieselbe Ursache zurückgeht. Eine Mineralanalyse fehlt jedoch, deshalb läßt sich der deutliche Textur- und Eisengradient auch nicht mit Sicherheit als Verwitterungseffekt ausweisen, obwohl diese Beziehung anzunehmen ist. Morphologisch tritt die Eisenfreisetzung deutlich in Form eines m.o.w. gefleckten Bv-Horizontes in Erscheinung, wobei die Fleckung nur z.T. auf unregelmäßige Eisenfreisetzung, z.T. dagegen auf Haftwasser-Vernässung zurückgeht, die in dieser Klimlage in Spanien auf tonigen Substraten durchgängig zu beobachten war.

San Pol ist der oberste Boden einer Serie von 2-3 Böden, die sich in einer Ausraummulde des Granit sukzessiv entwickelt haben. Das untersuchte Profil ist wahrscheinlich ein älterer Boden, der durch Abtrag exhumiert wurde, weil er im Bv-Horizont

BLANES 2

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
		Ap	AK	
BL.2/1	0-35	Bv	HS II	Heterogen: Reste einer rotbraunen 2.5YR 4/6 Bv-Matrix mit braunen 5YR 5/6 sowie blassbraune 10YR 6/4 Bleichungsflecken.
BL.2/2	35-75	SBv	HS II	Gegenüber 2/1 gelbbraune Matrix 7.5YR 5/4 mit diffus rostbraunen 7.5YR 6/6 und Manganflecken.
BL.2/3	75-140	SBv	HS II	Stark heterogen, wobei diffus nebeneinander folgende Flecken auftreten: rote 10YR 4/6, gelbrote 5YR 5/6, gelbbraune 10YR 5/8 und schwarze Mangan dendriten.
BL.2/4	140-190	SBv	HS III	Wie 2/3, aber weniger rot- und stark gelbfleckig.
SAN POL 2				
		Ap	AK	
SP.2/1	0-30	Bv	HS II	Rotbraune 5YR 4/8 Matrix, diffus braungrau 7.5YR 5/4, fleckig.
SP.2/2	30-50	Bv	HS II	Rotbraune 2.5YR 4/6 Matrix, blassbraun 10YR 6/4, gefleckt.
SP.2/3	50-80	Bv	HS II	Wie 2/2.
SP.2/4	80-100	SBv	HS III	Rotbraune Matrix 2.5YR 5-4/6, heller als 2/3 auch durch Zunahme blassgrauer 10YR 6/3 Flecken.
SP.2/5	120	SBv	HS III	Wie 2/4, jedoch insgesamt blasser.

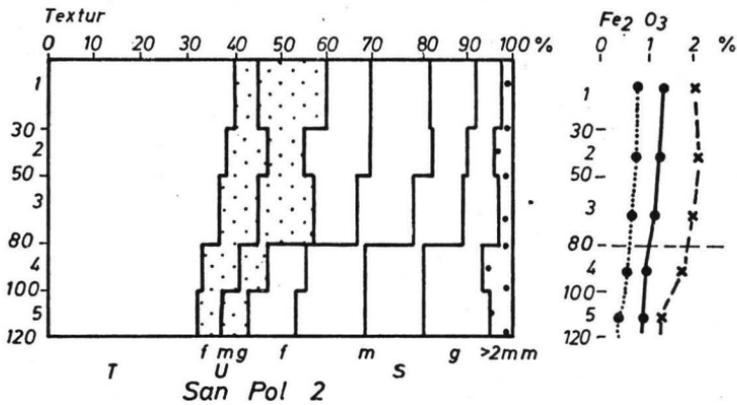
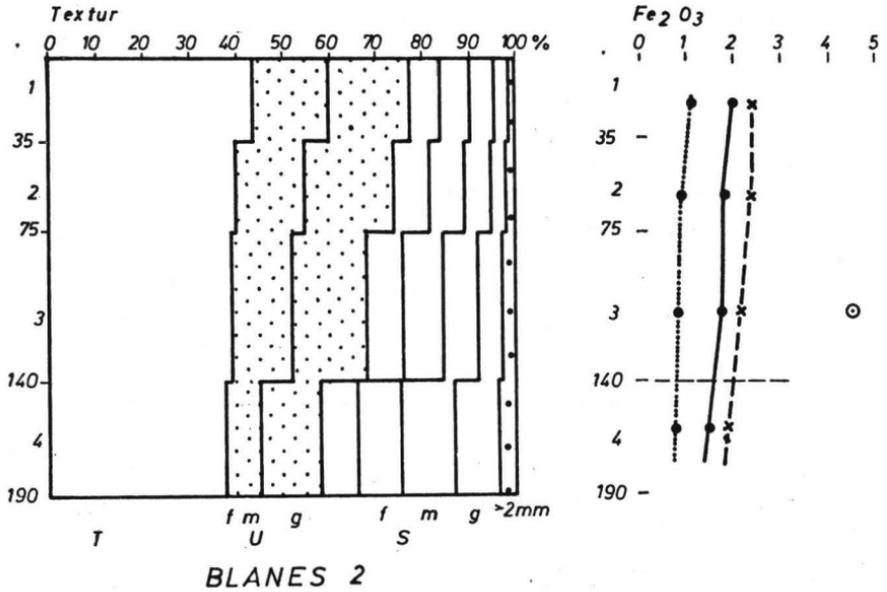


Abb. 11: Analysenergebnisse Blanes u. San Pol

einige Kalkkonkretionen enthielt. Wegen der etwas komplizierten Stratigraphie bleibt eine Aussage über das Alter der Bodenbildung in San Pol II doch etwas unsicher.

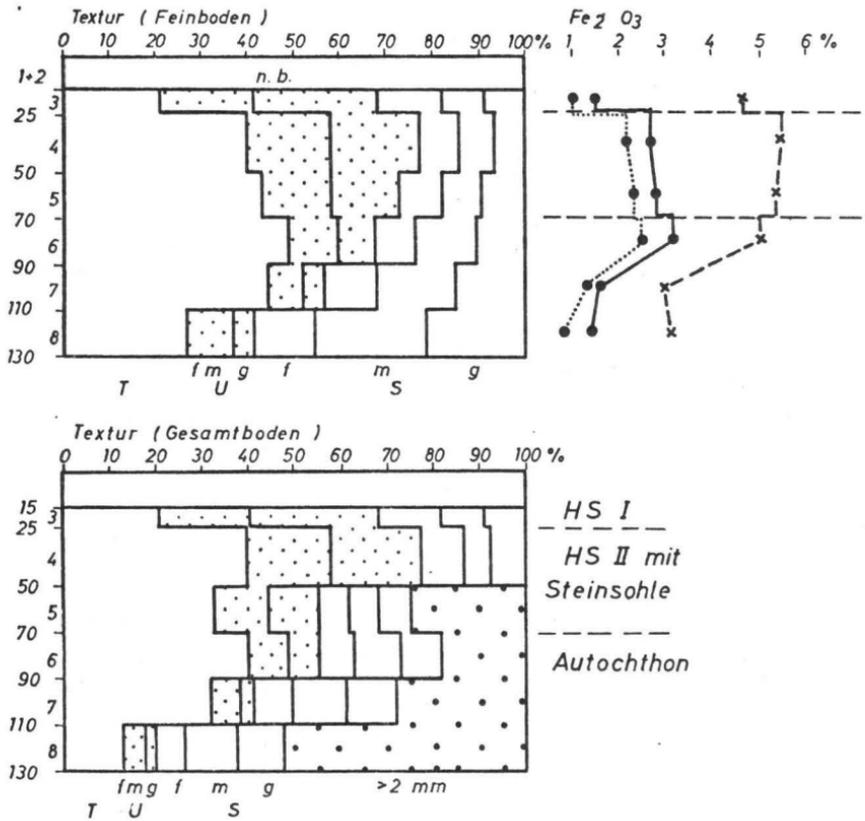
4.23 Caldas de Malavella

Der Schnitt liegt in der Selva-Depression, Ergebnis einer gewaltigen Graben-Verwerfung von 1000 m Höhenunterschied zwischen Sierra de Montseny (Nordosten) und Cordillera litoral, deren Tektonik sich nach BIROT und DRESCH (1953) noch im Quartär fortsetzt, während der Horst der Cordillera schon im Pliozän seine heutige Gestalt bekommen hat. Die geologische Basis ist Granit, der nördlich bis Gerona von Sedimenten des Paleozoikums, ansonsten jedoch vorwiegend mit plioleisztocänen Sedimenten überlagert wird. Die maximalen Höhen in SE am Rande des Rio Dordera betragen nicht mehr als 250 m ü. N.N. Im Norden erreichen sie 100 m. Das Gesamtgebiet der Selva ist zum Onyar-Einzugsgebiet geneigt, also SSW-NNO. Der südliche Teil zwischen Sierra de Montnegre und Cadilleras wurde in seiner Reliefgestalt vom Rio Dordera bestimmt. Das Klima ist charakterisiert durch Sommer-trockenheit mit Niederschlagsmaxima im Herbst und Frühjahr (etwa 700 mm). Der Erosionstyp in der Selva wurde von BUTZER (1964) und BIROT und DRESCH (1953) als Pedimenttyp angesprochen. Offensichtlich haben hier im Graben während des Pleistozäns sowohl Sedimentation aber auch - wohl räumlich verschieden und besonders in jüngeren geomorphologisch aktiven Phasen - Ausräumungen stattgefunden, in denen auch die Granitbasis örtlich wieder freigelegt wurde. Die stratigraphischen Untersuchungen wurden an einer Profilserie am Mittelhang (100-150 m ü. N.N.) durchgeführt, an der diese Granitbasis exponiert wird. Die Profilserie befindet sich auf der Straße K 710, etwa 2-3 km nördlich des Ortes. Der Granitzersatz besitzt bei den Profilen 3 und 4 eine Mulde mit Resten von pleistozänen Ranasedimenten, die von der jüngeren pleistozänen Abtragung noch verschont blieben. Sie deuten an, daß auch der Granitzersatz hier nicht jüngeren Ursprungs ist und erklären den relativ hohen Tongehalt (etwa 30-40 %). Die untere Steinsohle (X_2) erscheint als Steinlage bzw. als Steinschutt (2,6.7) und bildet die Basis von HS II. In Profil 2 - dem

einzigem untersuchten Profil der Serie - ist dies Hangsedi-
 ment einschichtig und lößhaltig (Abb. 12). Die basale Stein-
 sohle deutet auf eine erste Bodenkappung, welche eine frühere
 Bodendecke ausgeräumt haben muß. Die folgende holozäne Boden-
 bildung hat in HS II und Granitzersatz bzw. Rana-Sediment
 stattgefunden, und zwar ebenso wie in San Lorenzo in Richtung
 auf einen Sol fersiallitique lessivé. Der Bt-Horizont ist den
 Profilen der Abb. 12 deutlich sichtbar, meist im HS II ange-
 legt und durch späteren Abtrag nur in Profil 8 beseitigt. Die-
 ser spätere Abtrag konzentriert sich auf mindestens zwei Phasen,
 woran die letzte (X_a) sehr jung ist und vielleicht im Zusammen-
 hang mit dem Straßenbau steht. In den Profilen 1-3 und 7 re-
 gistriert man die Wirkung einer älteren Abtragung (X_1), die der
 ältesten holozänen Abtragsphase von San Lorenzo entsprechen
 kann. Die Abtragungsfläche liegt praktisch auf dem Bt; seine
 Oberfläche setzt sich in Profil 1-2 scharf und ohne Veränderung
 vom (umgelagerten) Al-Horizont ab; in Profil 3-5 und 7 wurde
 sie durch Auflösungs Vorgänge verändert (AeBt), in Profil 6
 griff die rezente Kappung so tief, daß dieser Auflösungs-hori-
 zont wohl verlorenging. Insgesamt scheint sich somit eine mit
 SL vergleichbare Bodengeschichte abgespielt zu haben. Wegen
 des höheren Tongehaltes im Granitzersatz und Rana-Sediment und
 der insgesamt recht ebenen, talnahen Lage des Aufschluß heben
 sich diese Böden durch hydromorphe Merkmale - insbesondere
 Fleckung im Unterboden (BvCv) - von den entsprechenden Böden
 von San Lorenzo ab.

CALDAS 2

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
Cal.2/1	0- 5	Ah	HS I	Dunkel grauoranger Humus- horizont
Cal.2/2	5-15	A1	HS I	Wie 2/3, etwas gestört
Cal.2/3	15-25	A1	HS I/ Stein- sohle	Blaßfleckige, grauorangene (5YR 6/4-6) Matrix, kohä- rent-grobpolyedrisch, mit eingelagerten rotbraunen Aggregaten und Bereichen weißlicher Schluffsegre- gierung
Cal.2/4	25-50	Bt	HS II	Grobpolyedrische Matrix aus Grauorange (5YR 6/3- 4) und Rotbraun (2.5YR 5-4/6), mit dunkelrot- braunen (2.5YR 4/8) Ton- kutanen, die z.T. ge- bleicht sind
Cal.2/5	50-70	BtBv	HS II/ Stein- sohle	Wie 2/4 mit Einlagerung von Skelett
Cal.2/6	70-90	Bv	Aut	Grauorangene (7.5YR 6/4) Matrix mit etwa 25% rot- braunen (5YR 4/8) Flecken
Cal.2/7	90-110	Cv	Aut	Diffus-gefleckter Sapro- lith: weißorange bis oran- gebraun (7.5YR 8/6-7/6-8)- rotbraun (5YR 4/6-8), grob- mustrig
Cal.2/8	110-130	Cv	Aut	
Cal.2/9	130-190	GCv	Aut	Weißgrau mit blaßorange- ner Fleckung



CALDAS 2

Abb. 13 Analysenergebnisse Caldas 2.

4.3 Bodenkundlich-stratigraphische Beispiele aus der Provinz Salamanca

4.31 Einführung

Die Provinz Salamanca erstreckt sich nördlich der kettenförmigen Vorberge der Sierra de Gredos als flache Hochebene. Der Gesteinssockel besteht im Westen aus Granit, im Südosten aus kambrischem Schiefer und wird unregelmäßig von tertiären und (beigeordnet) quartären Sedimenten überlagert. Großflächig sind diese erhalten in einer zentralen, SW/NE verlaufenden Mulde (Eozän) und im NE (Miozän). Aber selbst auf den exhumierten Oberflächen des Sockelgesteins sind in unterschiedlicher Verdünnung noch verbreitet Abtragungsreste dieser Sedimente anzutreffen, zumal wenn es sich um gröberes Schotter- und Kiesmaterial handelt. Auflage oder Beimengung dieses Materials erhöhen die Ausräumungsresistenz der Bodendecke und tragen somit zur Bodenkonservierung bei. Das gleiche gilt natürlich auch für die Erhaltung der Sedimentreste selbst, z.B. in Form kleiner Zeugenberge, die besonders bei schotterreichem Sedimentmaterial häufiger ist. Bildet so ein Zeugenberg die Wasserscheide in einem Granit-Einzugsgebiet, so findet man regelmäßig Reste voll entwickelter Sols brun-rouges im Hangfußbereich, wo die Wirkung des subrezentem Abtrags durch den direkten und indirekten Einfluß des Zeugenberges gemildert wurde. Beobachtet wurde diese Beziehung wiederholt; als Beispiel hierfür steht der Komplex Ledesma. Daneben wurden aus der Provinz relativ gut erhaltene Sols bruns-rouges méditerranéens auf Schiefer (Vecinos), Gneis (Vitegodino 2), Eozän (Vitegodino 1) und Granit (C.R.) sowie einige stratigraphische Schnitte zur jüngeren Landschaftsgeschichte beschrieben. Die Böden dieser Provinz werden als Sols bruns-rouges méditerranéens (S. fersiallitiques) ohne Tonverlagerung beschrieben. Da die Profile nie ganz vollständig sind - und die Zahl relikter Böden in dieser Provinz klein ist - hat diese Aussage auch ihre Problematik, die im Abschnitt 7 eingehender zu diskutieren ist.

Der Niederschlag der Provinz liegt zwischen 300 und 400 mm. Nach LAUTENSACH (1969) ist die natürliche Vegetation Steineichenwald. Man findet jedoch nicht nur keinen Wald, sondern auch selten Bäume; die Acker-Steineichen-Kombination ist selten

bis gelegentlich anzutreffen; neben offenen Ackerflächen gibt es verbreitet niedrige, sehr offene Buschweiden (Garrigue). Insgesamt steht dieser spärliche Vegetationsschluß im unmittelbaren Zusammenhang mit dem hier sehr extensiven anthropogenen Abtrag.

Von der Quantität dieses Abtrages kann man gebietsweise einen fundierten Eindruck erhalten, und zwar dort, wo diese Granitverwitterung der Tendenz zur Wollsackverwitterung folgt, die Verwitterungs- oder genauer Vergrusungs-Grenzfläche, Senken und kleine Dome kennt. Hier werden bei ausreichend tiefem Abtrag kleine Felspartien an der Oberfläche exponiert und durch Exfoliations-Verwitterung geglättet, abgerundet. Da die Vergrusung im Bodenmantel intensiver verläuft, werden diese Dome seitlich angegriffen, versteilt und durch Vergrusung schließlich seitlich unterrundet. Eine neuerliche Ausspülung des vergrusteten Materials läßt dann pilzförmig unterschnittene Blöcke und Dome zurück. Im Gebiet nördlich von Vitigudino, aber z.B. auch in der Serra de Estrelas (10 km E von Guarda, Portugal), beobachtet man diese Pilzformen sehr verbreitet; die Hohlkehle liegt zwischen 50 und 150 cm über der rezenten Oberfläche, gelegentlich mit hangabwärts zunehmender Differenz. Hier fehlen gereifte Böden vollständig, die Böden sind "Ranker de Erosion" über wenig vergrustem Gestein. Die Beziehung zwischen Freilegung der Gesteins-Hohlkehlen und dem Abtrag des holozänen Bodens liegt nahe, doch fehlt der direkte Beweis, z.B. ein stratigraphischer Schnitt an der Kontaktstelle.

Das eben beschriebene Erscheinungsbild findet sich nur regional. In anderen Gebieten fehlt es, bei ebenso flacher Verwitterung und sehr steilen Verwitterungsgradienten (Salamanca 1) ist dann die flach reliefierte Oberfläche frei von Gesteinsausbissen.

4.32 Ledesma

13 km nördlich Ledesma, Richtung Bermillo de Sayago, liegt der untersuchte Ort. Geologisch handelt es sich wiederum um eine Grenzzone Eozän-Granit-Gneis. Morphologisch bildet das Eozän eine "Mesa" über dem Granit-Gneis-Sockel, die eine durch Erosion herauspräparierte Frontstufe nach Osten aufweist (Abb. 14 15). Durch Ton- und Kiesgruben am Hang wurden aufschlußreiche Informationen über Abtrag und Hangformung einerseits und Bodenbildung andererseits gewonnen. Der Schnitt von der Mesa auf dem Granithang zeigt die Lage und das Ausstreichen der einige Meter mächtigen Verwitterungsdecke des Gneis an der Eozän-Basis (35-60 % Kaolinitton, L 20). Auf dem vom Eozän zum Granit abfallenden Hang befindet sich eine unterschiedlich vielfältige Hangsedimentfolge, die zusammen mit den vorhandenen Bodenrelikten für zwei Stellen dargestellt werden.

Ledesma 11-17

Die Bodendecke des 25m breiten Straßenanschnittes (Abb. 16) exponiert über der Granit-Oberfläche (X_3) vier Hangsedimente. Davon gehören die unteren drei zur präpedogenen Phase; sie werden vom jüngsten Produkt der agrarischen Nutzung überdeckt. Der Granitoberfläche liegt zunächst ein Basaltschutt mit einem tonreichen, rotgefleckten Feinsediment auf. Es ist möglich, daß dieses mit den zwei darüberliegenden Schichten eine Sedimenteinheit bildete, in der die Bodenbildung ablief. Ebenfalls denkbar wäre ein gestufter Abtrag, wie er in Abb. dargestellt wird. HS III und II sind dabei flachgründige Hangsedimente, während IV große Mächtigkeit erreicht.

Der Boden wird auch hier durch einen rotbraunen Bv-Horizont gekennzeichnet, der in relativ homogener Ausprägung auf beiden Seiten des Schnittes durchaus noch vorhanden ist. Im Mittelteil greift der übliche Bleichungsprozeß (Ae) direkt in das gefleckte Hangsediment IV ein, sodaß naheliegt anzunehmen, daß der Bv-Horizont hier gekappt wurde. Dies muß zu

einem früheren Zeitpunkt geschehen sein,

- denn einmal hat sich seitdem der Bleichungshorizont entwickelt, und zwar auch im Bv, soweit entblößt,
- andererseits wurde dieser Auflösungshorizont örtlich wieder abgeräumt, besonders diesmal auf den beiden Flügeln des Schnittes.

Diese Reduktion geht von der Prämisse aus, daß der Auflösungshorizont einmal durchgängig vorhanden war. Die Abräumung erfolgte im Zusammenhang mit der landwirtschaftlichen Nutzung und der Sedimentation des Agrarkolluviums. Diese Sequenz

- Bodenbildung
 - Abtrag mit partieller Kappung des Bodens (X_1)
 - Entwicklung eines Bleichungshorizontes
 - wieder Kappung mit Umlagerung von Agrarkolluvium
- wird in Abb.17 am Beispiel eines Schnittes dargestellt und stellt eigentlich eine Wiederholung des immer wieder registrierbaren Ganges der holozänen Ereignisse dar.

Von den Einzelprofilen seien nur zwei herausgegriffen, L 11 und 12; ersteres angelegt im Autochthon, letzteres im HS II. Der unterschiedliche Verwitterungsgrad des Granit sowie der Verwitterungsgang spiegelt sich wider im Vergleich der Proben L 13/2-1 (Autochthon unter HS II und III).

L 11/4-2

L 12/4 (unter HS II)

Die von Kaolinisierung begleitete Zerkleinerung des Gesteins bewirkt eine Abnahme von Skelett und Sand, zunächst zugunsten von Schluff, der dann wieder zugunsten von Ton schwindet (L 12/4). Dieser Texturdurchgang geht natürlich auf Kosten des Feldspat, während der Quarz im Sand verbleibt. Leider kann über das Alter der verschiedenen Verwitterungsstadien keine Zeitvorstellung entwickelt werden (siehe Diskussion). Der Bv-Horizont im Hangsediment von L 12 ist gleichförmig angelegt, zeigt aber hydromorphe Flecken; im Autochthon von L 11 beginnt er fleckenförmig von unten und nimmt nach oben an Bedeckungsgrad zu. Die Eisenkurven zeigen die Eisenfreisetzung deutlich.

In beiden Profilen wurde der Bleichungshorizont (vermutlich) gekappt.

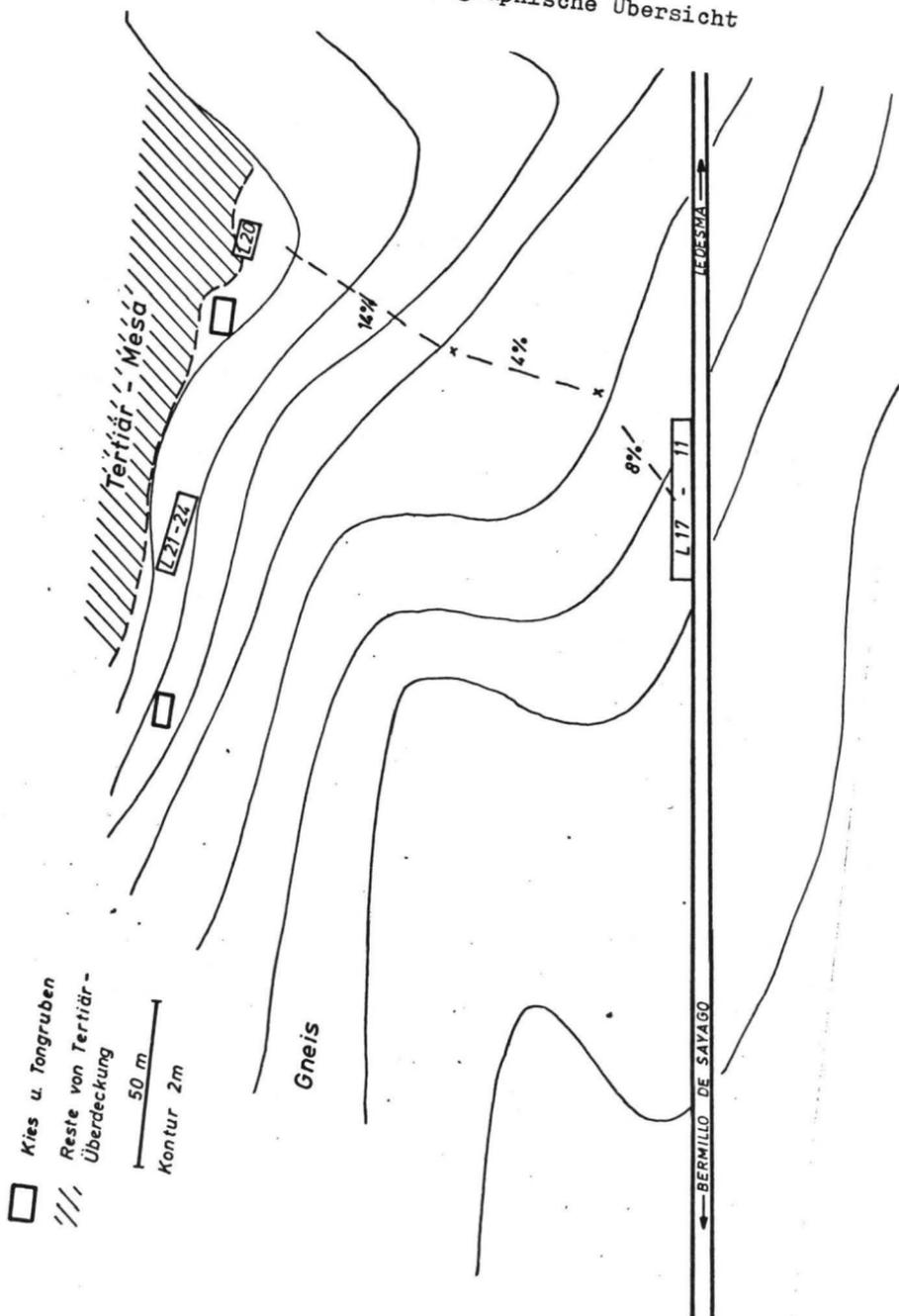
Ledesma 21-24

Dieser am Oberhang (Abb.15) gelegene Schnitt exponiert eine Parallele zu L 11-17, die jedoch wegen ihrer anderen Hanglage, auch wegen der größeren Hangneigung, nur ein präpedogenes Hangsediment enthält (HS II). Der Sol brun-rouge méditerranéens entwickelte sich links im Schnitt (Abb.15) im autochthonen Gesteinszersatz; hier nimmt die Rubifizierungsfleckung von unten nach oben an Bedeckungsgrad zu und geht in einen mehr oder minder homogen gefärbten rotbraunen Bv-Horizont über. Nach rechts zu wird das Autochthon vom HS II in zunehmender Mächtigkeit überlagert, das zunächst den oberen, dann den ganzen Bv aufnimmt. In L 23 reicht der gleichmäßig gefärbte Bv noch in das Autochthon hinein, geht dort aber in einen stark fleckigen Bv-Horizont über. Dieser fehlt in L 24, und das hängt möglicherweise mit dem unterschiedlichen Verwitterungsgrad des Autochthon zusammen.

Der Bv-Horizont wurde durch die erste postpedogene Abtragsphase (X_1) nicht ausgeräumt, doch möglicherweise etwas gekappt. Der Bleichungshorizont war an der Profilstelle (L 21, 23, 24) voll entwickelt, die durchgängige Existenz konnte wegen vorhandener Störung nicht überall geprüft werden.

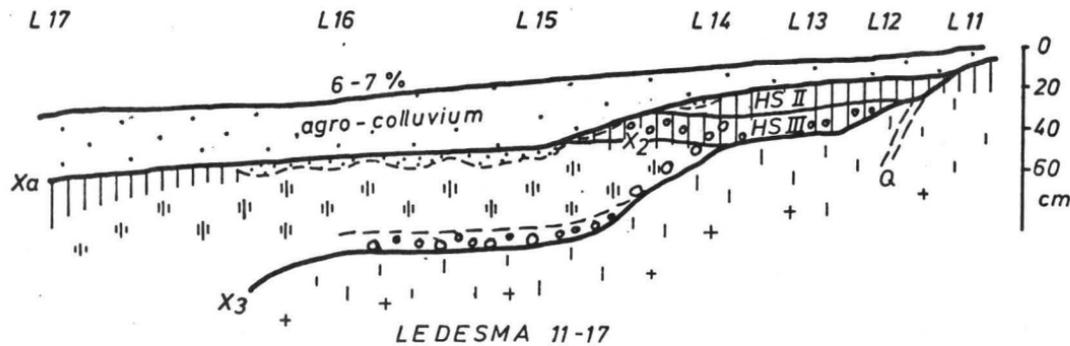
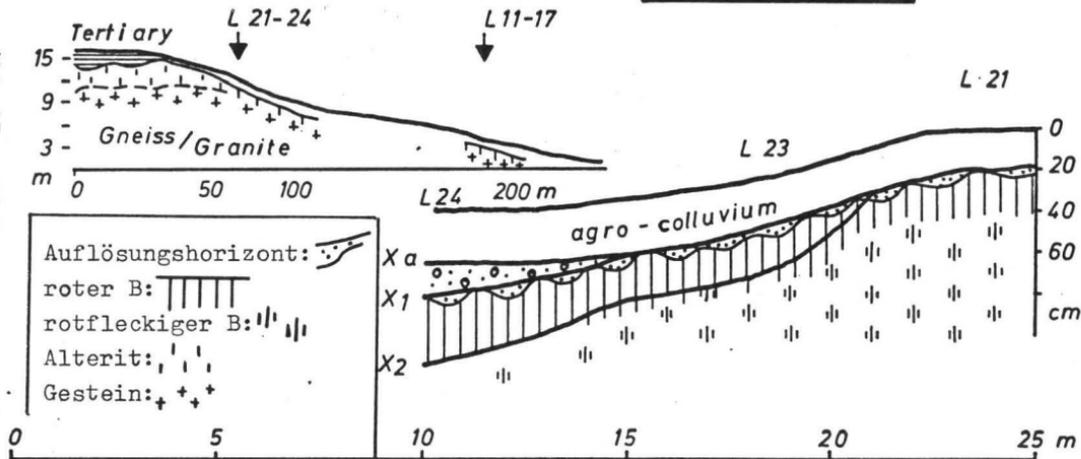
Der später überlagerte Agroschutt stammt z.T. von der etwas geneigten Mesa-Plateaufläche, die altes Pflugland ist. Einzelprofile wurden nicht untersucht.

Abb. 14: Ledesma - topographische Übersicht



LEDESMA

Abb. 15 u. 16: Hangquerschnitt mit Lage der Profile. Querschnitt I 21-24 sowie Querschnitt I 11-17.



DEVELOPMENT OF SECTION L 11-17

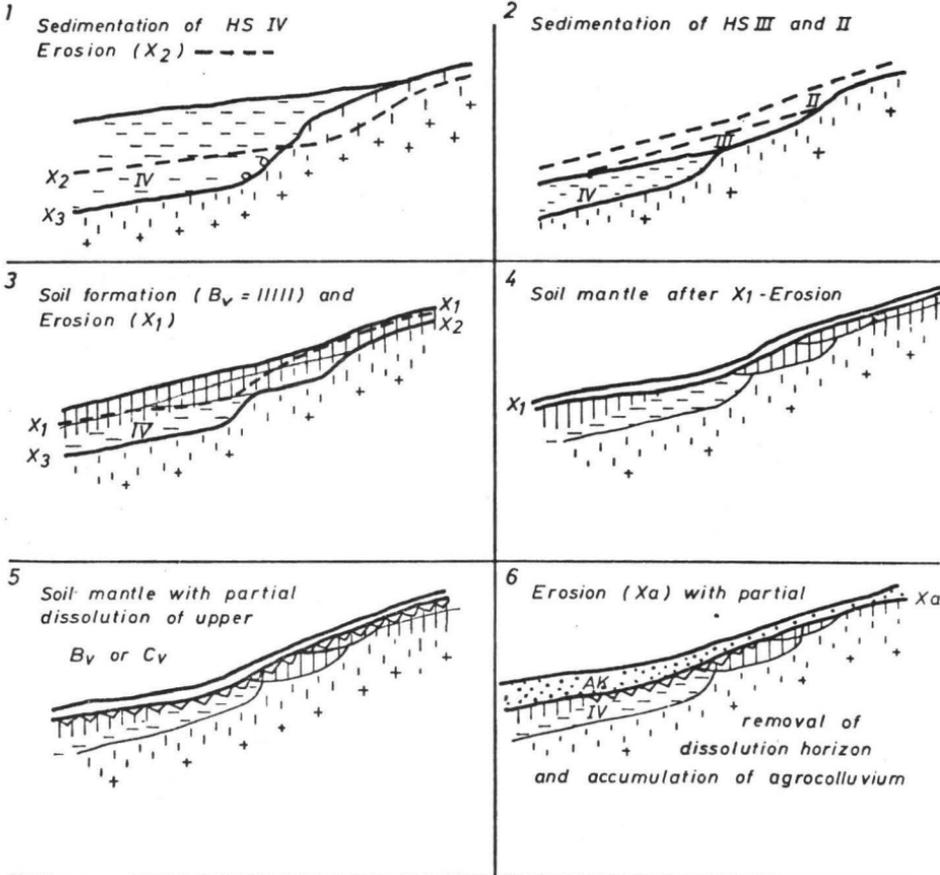


Abb.17 Ledesma 11-17: Modell zur Hangformung

LEDESMA 11

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
Led.11/1	0-20	fBv/Ae	Aut	Heterogen: vorwiegend rote 10R-2.5YR 5/8 Bv-Matrix mit schwachbraunen 7.5YR 6/4 Absonderungsoberflächen.
Led.11/2	20-40	Bv	Aut	Heterogen: rot-schmutzig-weiß-gefleckter Granitgrus.
Led.11/3	60-70	Cv	Aut	Heller Granitgrus fast frei von Rotflecken.
Led.11/4	90	Cv	Aut	Wie 11/3.

LEDESMA 12

Led.12/1	10-20	fBv/Ae	HS II	Braune 2.5YR 5/6 Matrix mit diffusen Rotflecken und helleren Absonderungsflächen.
Led.12/2	20-35	SBv	HS II	Heterogen: wie Led.12/1, aber Matrix heller 10YR 6/4.
Led.12/3	35-50	SBv	HS II	Heterogen: wie Led.12/2, aber Abnahme der Rotflecken.
Led.12/4	60-70	SBv	HS II	Steinsohle Heterogen: graue 2.5YR 7/2 Matrix mit einigen Rotflecken 10R 4-5/8.

LEDESMA 13

Led.13/1	55cm	Cv	Aut	Stark heterogen: Matrix graugelb 10YR 6/4 mit roten 10R 4/8 Flecken.
Led.13/2	85cm	Cv	Aut	Stark heterogen: hell braungraue Matrix 10YR 7/3, diffus fleckig: gelb 10YR 7/6, braun 2.5YR 5-6/4 und weiß 10YR 8/1.

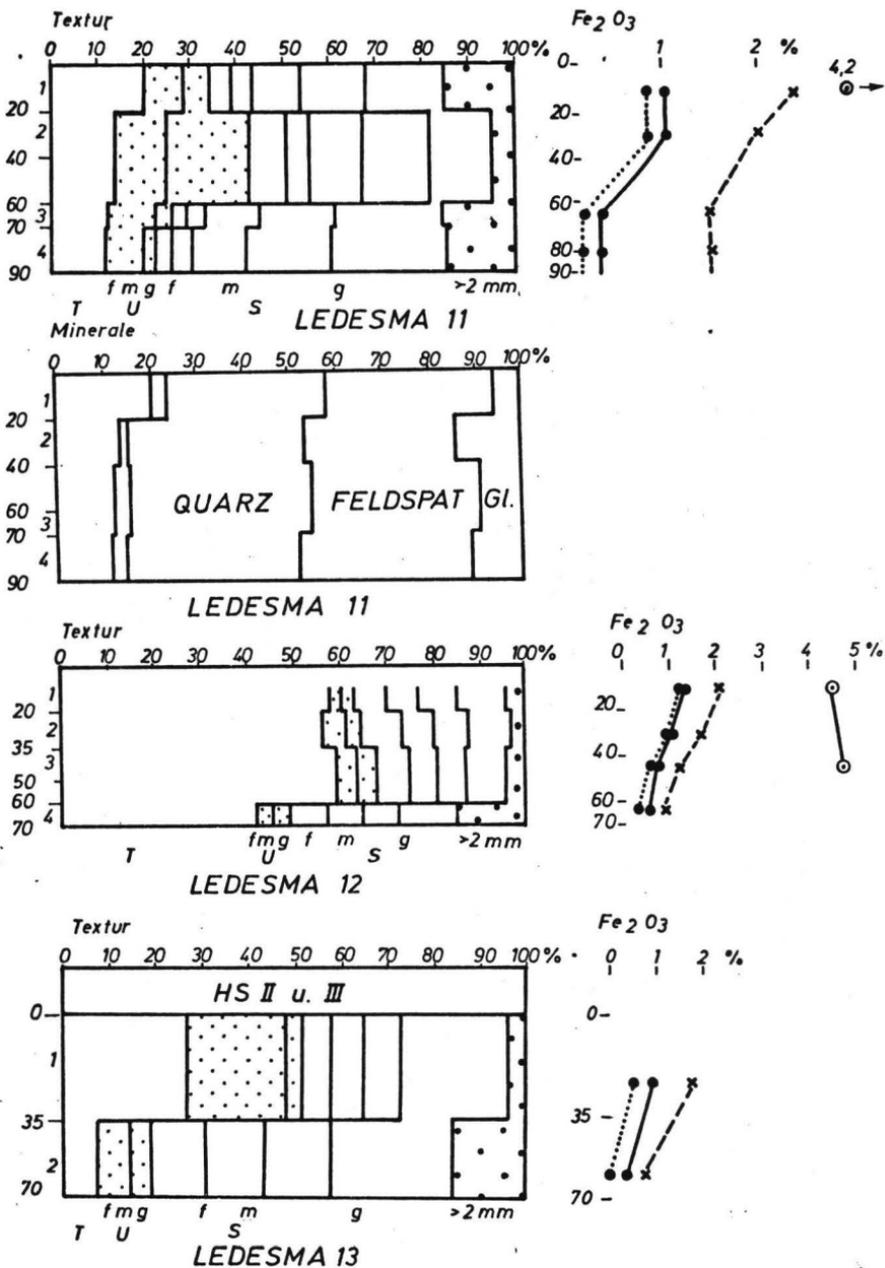


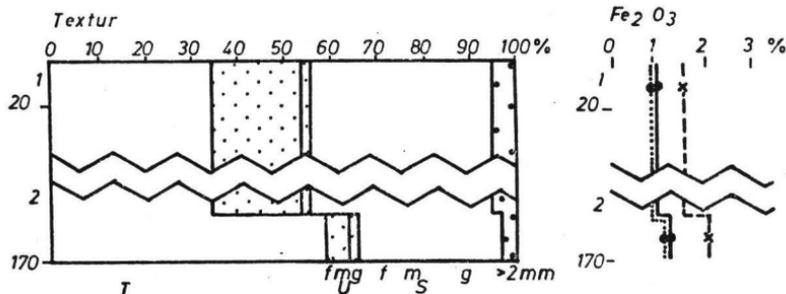
Abb. 18 Analysenergebnisse Ledesma 11,12,13

LEDESMA 2

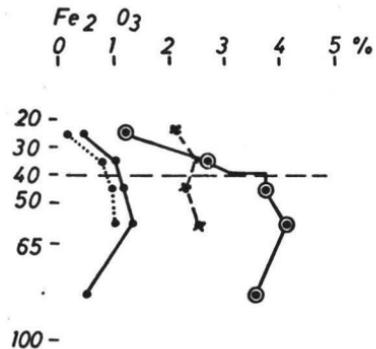
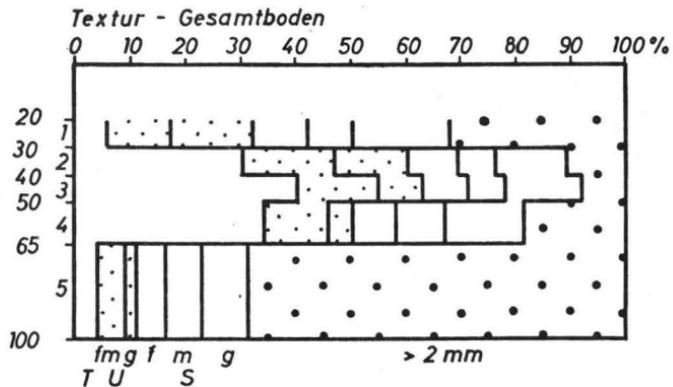
Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
	0-20	Ap	AK	
Led.2/1	20-30	AeAp	HS I	Gelbgrauer (10YR 7/2) Horizont, mit vereinzelt roten braunen Aggregaten.
Led.2/2	30-40	BvAe	HS II	Gelbgrau erscheinende Matrix mit feiner rotbrauner Fleckung, vorwiegend im Kern der polyedrisch-subpolyedrischen Aggregate.
Led.2/3	40-50	Bv	Aut	Wechselnd rotbraune (2.5 YR 5/6-8) Matrix mit graurangen (7.5YR 7-6/4) Feinflecken und Oberflächen der Absonderungspolyeder.
Led.2/4	50-65	Bv	Aut	Weiß- bis gelblichgrauer Zersatz mit 15-20% diffusen Rotflecken. Prismatisches Absonderungsgefüge.
Led.2/5	65-100	BvCv	Aut	Weißgrauer Gesteinszersatz mit diffusen, blaß-braunen Flecken.

LEDESMA 20

Led.20/1	0-20	Cv	Aut	Rot-gelbweiß-gefleckter Gesteinszersatz (grob-fleckig).
Led.20/2	170cm	Cv	Aut	Weißlicher Gesteinszersatz mit blasser orangebrauner Fleckung.



LEDESMA 20 Abb. 19 Analysenergebnisse



LEDESMA 2

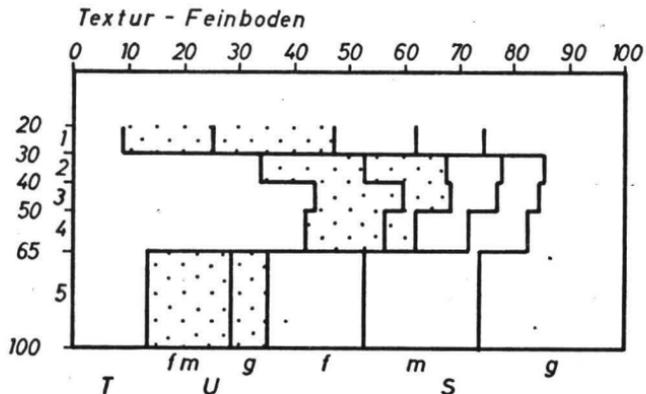


Abb. 20: Analysenergebnisse
von Ledesma 2

4.33 Alba de Tormes

13 km südlich von Salamanca, an der Straße nach Alba de Tormes, wurde durch einen Graben über größere Länge Unterhang-Boden-decke freigelegt; Mittel- und Oberhang waren an der kreuzenden Straße exponiert. Obwohl das Gestein Eozän war, wurde der Aufschluß in die Untersuchung eingeschlossen, da er über das Schicksal des Holozänbodens einiges an Information bietet. Der Niederschlag liegt bei 300 mm. Der Hang trägt einen lockeren Steineichenbestand und wurde außerdem beackert.

Abb. 21 bringt einen Überblick über den Abschnitt ostseits der Straße mitsamt der Lage von drei Schnitten. Am Hang, zumal im Kuppenbereich, kommen kleinräumig Reste des roten Holozänbodens vor (Typus: San Pablo). Der alte Boden wurde durch eine jüngere Abtragsfläche gekappt, der Agrokolluvium aufliegt. Auch der Bleichungshorizont auf den Bv-Resten bestätigt den regulären Ablauf morphogenetischer und pedogenetischer Ereignisse.

Schnitt B liegt quer zum Hang am Übergang zur heutigen, sehr weiten, ebenen Talfläche. Hier am Hangfuß hat sich 30-100 cm mächtiges helles Agrarkolluvium angesammelt, mit basalen oder eingeschlossenen Steinlagen. Gut konserviert wurde hier aber auch der rote Boden, der über einem großen Teil der Aufschlußhänge erhalten blieb, und zwar vorwiegend in Hangsedimenten angelegt. Im linken Schnittteil sowie rechts in einer flachen Rinne wurde der rote Boden ganz (links) oder teilweise (rechts) entfernt und die entstandene Hohlform mit roten Bodensedimenten ausgefüllt. Sowohl der Boden wie rechts das rote Sediment besitzen einen Bleichhorizont, der links fehlt - möglicherweise wegen Abtrag in Verbindung mit der Sedimentation vom AK.

Im Schnitt A erhält man einen Einblick in den eigentlichen Talbereich, der sowohl vom Hang wie vom Bach versorgt wurde. Die Einschüttung von rotem Bodenmaterial vom Hang her ist rechts deutlich erkennbar. Es überlagert das Sediment, welches man wahrscheinlich als primäre (d.h. glaziale) Anfüllung ansehen muß und links einen fossilisierten Oberboden (Ah) besitzt.

Beides wird vom Kolluvium überlagert.

Auf der Westseite der Straße (Abb. 21) schneidet der Graben auch etwas höhere Hangabschnitte. Gewachsener Boden ist selten, umgelagertes rotbraunes Bodensediment dagegen häufiger. Bei E wird ein kleines Bodenrelikt im autochthonen Eozän - am hangseitigen Grabenrand - entblößt, mitsamt Bleichhorizont und überlagertem Agroschutt. Hangabwärts streicht der Boden ebenso aus wie zu den Seiten, dafür beginnt ein rotes Bodensediment. Die stratigraphische Folge Autochthon/rotes Bodensediment/Agrokolluvium findet man in Unterhang-Position gelegentlich, obwohl gerade dieser Reliefbereich selten erschlossen ist. Bei D (Abb. 21) gibt es ebenfalls diese Folge (wie zwischen D und E). Das rote Bodensediment wechselt die Färbung je nach Mischungsverhältnis. Auch der Agroschutt variiert relativ stark, nicht nur in seinem Steingehalt, sondern auch in der Färbung (schwach braun - blaß graubraun - grau). Sobald er größere Mächtigkeit erreicht, erhält er einen deutlich schichtigen Aufbau.

4.34 Ciudad Rodrigo 2

Das Profil wird an der Nationalstraße 620, etwa 1 km östlich Vilar Formosa angeschnitten. Das Gestein ist ein Ausläufer des Granitsockels von Guarda, der östlich von CR 2 unter Eozän abtaucht. Das Relief ist sehr flachwellig. Der Verwitterungsgrad des Gesteins variiert kleinräumig in Abhängigkeit von einer ungleichmäßigen präpedogenen Abtragung des Zersatzes. Dieser erreicht im Profil 30 % Ton. Die Verwitterung - hier an der Kuppe - geht Hand in Hand mit einer gewissen Rotfleckung, die sich nach oben zum Bodenbereich hin verdichtet. Da es sich um einen grobquarzreichen Granit handelt, ist der Eisengehalt niedrig und die Farbbedeckung relativ gering. Tonbildung und Eisenfreisetzung stehen in enger Beziehung (Abb. 23). Der Ton besteht aus Kaolinit und Dreischichtmineralen. Unter den letzteren dominieren im Unterboden (CR 2/5 und 2/4) Expandite, im Oberboden (CR 2/1 und 2/2) der Illit.

Auf dem Granit sind solche Bodenreste selten. Häufiger begegnet man ihnen - in der weiteren Umgebung von CR - auf älteren Skelettanhäufungen. Gefärbte Bodensedimente wurden auch schichtweise in Schotterablagerungen angetroffen.

SALAMANCA 1

Sal.1/1	0-20	SBv	Aut	Grauer Granitgrus, gebleicht, 10YR 7/1 mit wenigen rostbraunen 7.5YR 5/8
Sal.1/2	20-40	SBv	Aut	Wie 1/1, mit zunehmender Fleckung.
Sal.1/3	40-60	Bv	Aut	Rostbraune Flecken dominant.
Sal.1/4	ü. 60	C	Aut	Rosa 5YR 7/4 gefärbtes Granitgestein (Kali-Feldspäte).

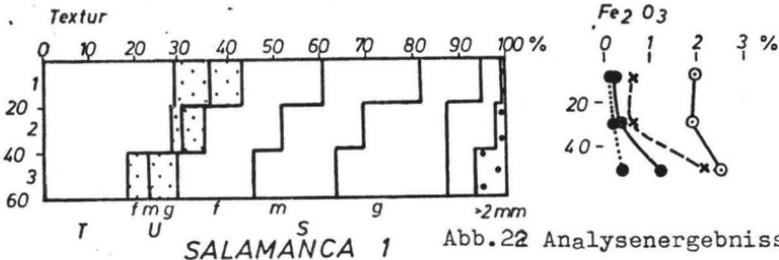
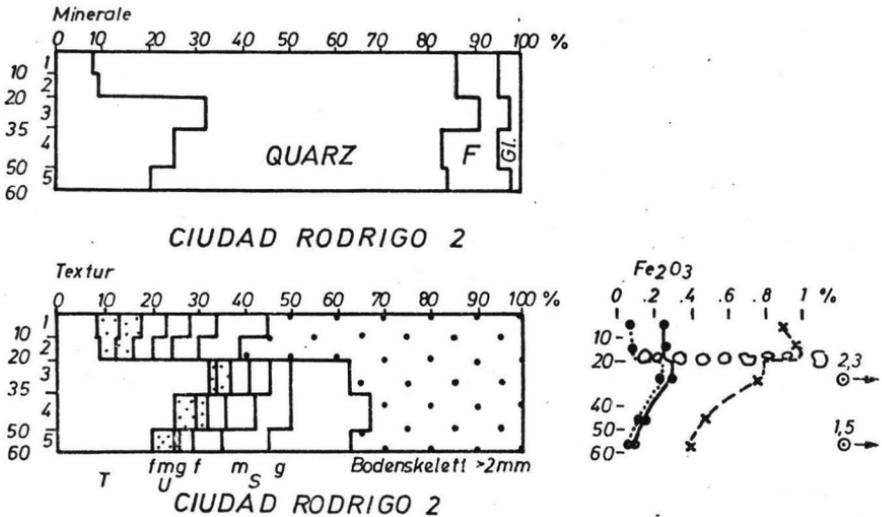


Abb.22 Analyseergebnisse

CIUDAD RODRIGO 2

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
CR.2/1	0-10	Ap	A.K.	Homogen: 10YR 6/3 sehr hell braun.
CR.2/2	10-20	Ap	A.K.	Wie 2/1 (10YR 6/4).
CR.2/3	20-35	Bv	Aut	Braune 5YR 5/4 Matrix mit meist sehr feinen Rotflecken.
CR.2/4	35-50	Bv	Aut	Wie 2/5 mit einzelnen Rot- und Braunflecken.
CR.2/5	50-60	Cv	Aut	Grauer 2.5YR 6/2-3 Granitzer- satz.

Abb. 23: Analysenergebnisse von Ciudad Rodrigo 2



4.35 VITIGUDINO

Der Standort liegt südöstlich Vitigudino, 4-6 km von Traguntia entfernt.

Geologisch-morphologisch handelt es sich um eine Hochfläche mit Höhen zwischen 700 und 800 m NN. Der granitische Gneis (geologische Karte der Provinz Salamanca 1:200.000) bildet den Sockel dieser Ebene, der inselartig Reste des Eozäns aufliegen. Die Profilaufnahme erfolgte an der Grenze Gneis/Eozän.

Das Klima ist trocken (350 mm) mit markanter Sommerperiode. Die Ackerflur ist durchsetzt mit Vorkommen von offener Quercus Ilex-Grassteppen-Vegetation.

Vitigudino 1

Das Profil entstammt dem Eozän. Die Textur ähnelt vielen granitogenen Verwitterungsdecken bzw. Hangsedimenten, obwohl der Feldspatgehalt vergleichsweise abfällt. Das geschichtete Eozän endet bei 45 cm; darüber liegt ein präpedogenes, recht tonreiches Hangsediment (HS II) sowie sehr tonarmes, grobsandiges Agrarkolluvium als flache Überspülung, allerdings mit einem deutlich abgesetzten Ah.

Die Tonkurve dürfte hier allein sedimentär bedingt sein. Tonmineral ist Kaolinit. Der Bv-Horizont erstreckt sich über HS II hinaus ins Autochthon. Hier bewirkt die Bodenbildung einen Wechsel in der Eisenverteilung. Die sehr scharf ausgeprägte Rot-Grau-Fleckung des Sedimentes, die hier als ein für Raña-Sedimente nicht untypisches Reliktmerkmal verstanden wird, geht zunehmend verloren durch eine diffuse, orangebraune Überdeckung der grauen Gefügeräume. So entsteht ein stark und nach oben zunehmend gleichmäßig gefärbter Bv-Horizont. Die reale Verteilung des freien Eisens wird durch die Schichtwechsel auch im Eozän kompliziert. Im HS II besteht eine Tendenz zum abwärts steigenden Eisengehalt im Ton; dies scheint durch Auflösung und Verlagerung bedingt (AeBv-Horizont) zu sein, wenn auch das volle Ausmaß der Bleichung durch kolluvialen Abtrag verschleiert wird.

Vitigudino 2

Das Profil entstand - wie Vecinos - vollständig aus dem Autochthon, hier ein glimmerreicher Gneis, wurde jedoch überlagert durch Agrarkolluvium und hierbei möglicherweise auch etwas gekappt. Der Tongehalt nimmt von unten nach oben zu, wenn auch ungleichmäßig. Dies resultiert aus der Heterogenität des Gesteins, hier wohl vorwiegend der unterschiedlichen Körnung und der davon abhängigen Verwitterungsgeschwindigkeit. Tonbildung bedeutet hier vorwiegend Kaolinisierung, und zwar - wie die Dünnschliffe (Vi 2/5 - Vi 2/3) zeigen - vorwiegend der feinkörnigen Feldspäte, die in der Glimmermatrix eingebettet sind, wie auch der kleinen Glimmer, während gröbere Feldspatlamellen besser erhalten sind. Der Materialsprung in Vi 2/4 läßt sich einmal auf eine solche Vergrößerung zurückführen, die sich auch bei den Glimmern beobachten läßt, wo das Verteilungsmaximum vom Feinsand auf den Mittelsand (200-500 μm) übergeht. Darüber hinaus mag der Glimmeranteil absolut höher gewesen sein. Glimmer unterliegen auch der Tonbildung durch Zerkleinerung und Umbildung. Aufgeweitete Illite sind röntgenographisch in orientierten Präparaten deutlich nachweisbar, verlieren sich quantitativ dagegen in Pulveraufnahmen des Tons.

Der B-Horizont wurde als Bv-Horizont ausgewiesen. Dies entspricht seinem makroskopischen Gefüge. Mikroskopisch lassen sich durchaus anisotrope Matrixabschnitte erkennen, allerdings bevorzugt in Bereichen mit relativ gut erhaltenem Gesteinsgefüge, und auch hier in vorwiegend aber keineswegs ausschließlich kleinen Hohlräumen. Offensichtlich steht die hier abgelaufene Tonbewegung im Zusammenhang mit der Verwitterung, denn fast immer stehen hier in partiell verwitterten Feldspäten vollkommen freie und dicht geschlammte Hohlräume nebeneinander, oft in einer Weise, die eine Ausschlämzung von neugebildetem Kaolinit in Richtung auf gröbere Hohlräume vermuten läßt. In den durchmischten Bereichen von Vi 2/3 ist diese Anordnung gestört, doch treten hier durchaus entsprechende Bilder auf, während in Vi 2/1 keinerlei Tonorientierung beobachtet wurde.

Folgende Interpretation bietet sich an:

a - Der Boden ist keineswegs frei von Tonbewegung; der Ton ist mobil. Durch das im Zuge pulsierender Wassersättigung sich bewegende Wasser wird Ton mitbewegt, und zwar leichter in Richtung auf gröbere Poren (Zutritt von Wasser zum partiell gesättigten Boden) als umgekehrt (Austrocknung), wobei die Geschwindigkeit der Wasserbewegung eine Rolle spielen mag.

b - Der mobilisierte Ton kann in gröbere Poren ($> 50 \mu\text{m}$) eingeschlämmt und in ihnen umgelagert werden; die so gebildeten Tonkutanen scheinen jedoch keinen Hinweis auf qualitativ merkbare Tonverlagerung über größere Distanz zu geben. Im Gegenteil: Daß im obersten Horizont keine Trennung des Tons beobachtet wird, kann darauf hindeuten, daß dieser Vorgang im Verhältnis zur Bioturbation langsam verläuft.

Das im Cv-Horizont freigesetzte Eisen wird punktuell um die Biotite ausgeschieden, wandert z.T. auch in Mineralspalten hinein. In dem gestörten Gefügebereich des B-Horizontes erfolgt eine auch chemische Umverteilung, so daß das freie Bodeneisen weitgehend den Tonoberflächen aufsitzt. Man registriert eine schwache Eisenzunahme im Profil aufwärts, die jedoch bereits das Ergebnis ist von zunehmender Verwitterungsfreisetzung einerseits und vertikalem Verlust andererseits (in Vi 2/1 ausgeprägte Bleichungs-Oberflächen auf den Absonderungen).

VITIGUDINO 1

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
Viti.1/1	0-5		AK	
Viti.1/2	5-20	Ah/Ae	Steinsohle	homogen 10YR 6/2 schwach braungraue Matrix
Viti.1/3	20-30	fBv/Ae	HS II	schwach heterogen: rotbraune (2.5YR 5/6-4) Bv-Matrix mit schwach rötlichbraunen Absonderungsflächen.
Viti.1/4	30-45	Bv	HS II	homogen orangebraune Matrix (5YR 6/6).
Viti.1/5	45-70	Bv	Aut	heterogen: orangebraune (5YR 6/6) Matrix mit großflächiger diffuser roter (2.5YR 4/8) Fleckung und kleinen Resten von Graufleckung
Viti.1/6	70-100	C	Aut	stark heterogen: hellgraue (10YR 7/2) Matrix mit scharf abgegrenzten, grellroten (10YR 3/6) Flecken.

VITIGUDINO 2

Viti.2/1	13	AefBv	Aut	schwach heterogen: rote Grundmatrix (2.5YR 5/6) mit bleichen Absonderungsoberflächen und Flecken
Viti.2/2	13-23	AefBv	Aut	wie 2/1, jedoch mit zurücktretender Bleichung
Viti.2/3	23-35	Bv	Aut	Übergang
Viti.2/4	35-45	Cv	Aut	heterogen: rot-grauer Gesteinszersatz (Gneis)
Viti.2/5	45-70	Cv	Aut	wie 2/4

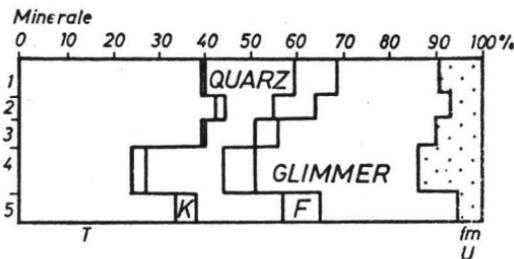
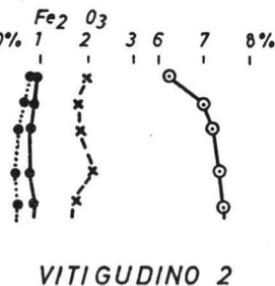
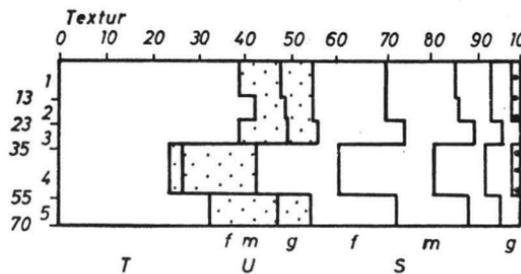
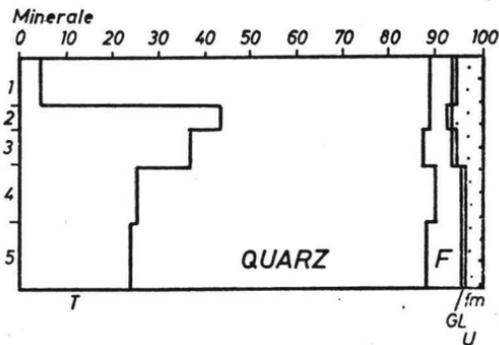
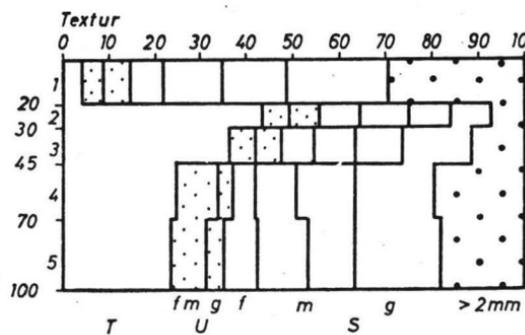


Abb. 24: Analysenergebnisse von Vitigudino 2

4.36 Vecinos

Das Profil Vecinos wurde 14 km südlich vom Ort an der Straße nach Pena de Cabra untersucht. Ausgangsgestein ist kambrischer Schiefer. Erhalten hat sich das Profil zwischen zwei ausstreichenden Härtlingszonen im Gestein. Der Jahresniederschlag dürfte hier am Südrand der Meseta etwa 400 mm betragen. Das Texturprofil zeigt Gesteinszerkleinerung und Tonmobilisierung bzw. Tonbildung (Kaolinit, untergeordnet Illit) in sehr prägnanter Weise. Die Tonabnahme von Probe 1 zu Probe 2 ist nicht pedogenetisch, sondern sedimentär bedingt. Der Boden wurde gekappt, und darauf folgte die Sedimentation von Agrokolluvium, an dem Material aus dem C-Horizont des Hanges oberhalb stark beteiligt ist. Der B-Horizont ist stark gefärbt. Man sieht aus dem Vergleich der Eisen- und Tonkurven, daß - anders als in Ervidel - die Eisenfreisetzung der Tonbildung vorausläuft. Gehalt und Menge des am Ton gebundenen Dithionit-Eisens laufen deshalb entgegengesetzt. Das Maximum von freiem und Gesamteisen liegt in Vecinos 1/3, fällt also nicht mit dem Tonmaximum in Vecinos 1/2 zusammen. Letzterer Horizont erscheint morphologisch als Auflösungshorizont schwacher bis mittlerer Ausprägung.

4.41 Segovia 1, 2, Avila 7

Der Standort Segovia 1 und 2 liegt südlich bis südwestlich von der Stadt Segovia an der Straße nach Funtemilanos, etwa 5 km südlich von letztgenanntem Dorf. Geologisch-morphologisch handelt es sich um die von Tertiärsedimenten gebildete nördliche Fußfläche der Sierra de Guadarrama, eine mehrfach zerschnittene und stufenhaft ausgeräumte Hochfläche geringen Reliefs. Das Klima entspricht dem Typus IV,6, 450-500mm mit Maximum im Frühjahr und Herbst. Die morphologische Lage bei-

VECINOS 1

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
Vec.1/1	0-20	Ap	AK	Homogen: hellbraun 7.5YR 7-6/4.
Vec.1/2	20-32	fBv/Ae	Aut	Heterogen: rotbraune 2.5YR 5/8 Matrix mit braunen bis gelben 5YR 6/4-6 und 7.5YR 7/6 Flecken und Aggregat-oberflächen.
Vec.1/3	32-65	Bv	Aut	Heterogen: rotbraun gefleckte gelbbraune 7.5YR 6/6-8 Matrix.
Vec.1/4	65-97	Bv	Aut	Heterogen: oranger Gesteinszersatz 7.5YR 6/6-7/8 mit feinen bis groben roten 2.5 YR 5/8-3/6 Rubefizierungs-flecken.
Vec.1/5	97-120	Bv	Aut	Übergang
Vec.1/6 ⁺	ü. 120	Cv	Aut	Gesteinszersatz 10YR 7/4 mit roten Spaltoberflächen.

⁺frisches Gestein. Die Probe 1/6 wurde im Labor nicht untersucht.

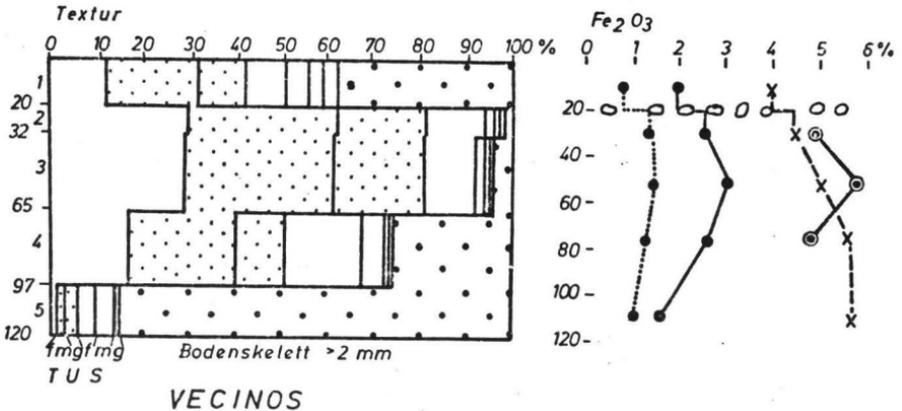


Abb. 25: Analysenergebnisse von Vecinos

der Profile wird durch (Abb. 26) wiedergegeben. Die Pedimentflächen P1 und P2 laufen mit sehr geringer Neigung auf das Flußbett aus, das im Hintergrund quer zum Schnitt verläuft, und von dem aus rezent Erosionsrinnen auf das Pediment zurückgewandert sind. Im Profil Segovia 1 deuten die Texturwerte auf drei Materialgrenzen hin. Das schwach kalkhaltige Autochthon ist ein Feinsediment mit wechselndem, im Profil 1 relativ geringem Tongehalt und schichtenweise wechselnder Schotterbeimengung.

Das ältere Sediment (HS III) ist etwas tonreicher als das Autochthon, teilt aber mit diesem den sandigen Texturcharakter. HS III erfuhr aber eine jüngere Überdeckung durch ein schluffreiches Hangsediment HS II. Damit registrieren wir auch hier wieder die bekannte präpedogene Hangfolge. Die postpedogene Überschüttung durch Agrarkolluvium enthält Schotter und Kies aus einer am flachen Oberhang angeschnittenen Schotterlage des miozänen Ausgangsgesteins.

Die postsedimentäre Veränderung des Ausgangssubstrates (Autochthon-HS III-HS II) ist makromorphologisch weitaus weniger augenfällig als die meisten beschriebenen Böden, in erster Linie wegen des außerordentlich geringen Eisengehaltes des Bodens (unter 0,2 %) und Tons (0,4 % Fe_2O_3). Die Farbänderung von C nach Bv-Horizont bei etwa 120 cm geht auf Kalkumlagerung zurück. Primär kalkhaltig, wenn auch sehr schwach, war offensichtlich HS III (sowie Autochthon), für HS II ist diese Aussage zweifelhaft. Mit der Entkalkung entwickelt sich eine grobprismatische Struktur. Der Zunahme des Tongehaltes von unten nach oben entspricht auch hier wieder eine Abnahme des Fein- und Mittelschluffs, die in beiden Hangsedimenten getrennt zu beobachten sind. Eine weitere Aufschlüsselung dieser Beziehung - insbesondere also die Frage,

ob Verwitterung oder Sedimentation für diese Verschiebung verantwortlich ist - erfordert eine noch detailliertere mineralogische Untersuchung, insbesondere des Fein- und Mittelschluffs. Eben wegen der engen antagonistischen Bindung selektiv an den Schluff liegt die Vermutung nahe, daß es sich in der Tat um Verwitterung handelt. Beide Profile fallen im übrigen wegen eines relativ hohen Montmorillonit-Gehaltes im Ton aus dem Rahmen der hier präsentierten Profile. Segovia 2 liegt auf der niedrigeren der beiden Flächen. Höhendifferenz vor und nach der Ausräumung hat hier möglicherweise nicht mehr als 50 cm betragen. Es handelt sich hier also um ein - wahrscheinlich intraholozän - gekapptes Profil. Im Autochthon (2/4) sind tonreiche Gesteinspartien angeschnitten, so daß auch das überlagernde Allochthon toniger ausfällt als in Segovia 1. Leider konnte nicht geklärt werden, ob es sich bei diesem Allochthon um ein HS I oder um eine HS III/HS I/-Folge handelt wie im Profil beschrieben.

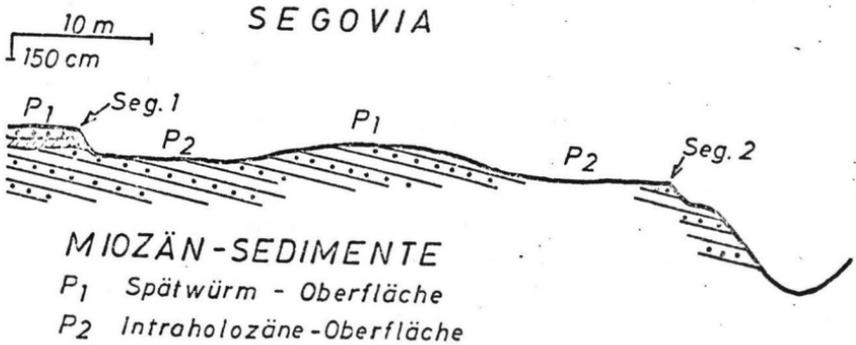


Abb. 26 Stratigraphischer Schnitt Segovia

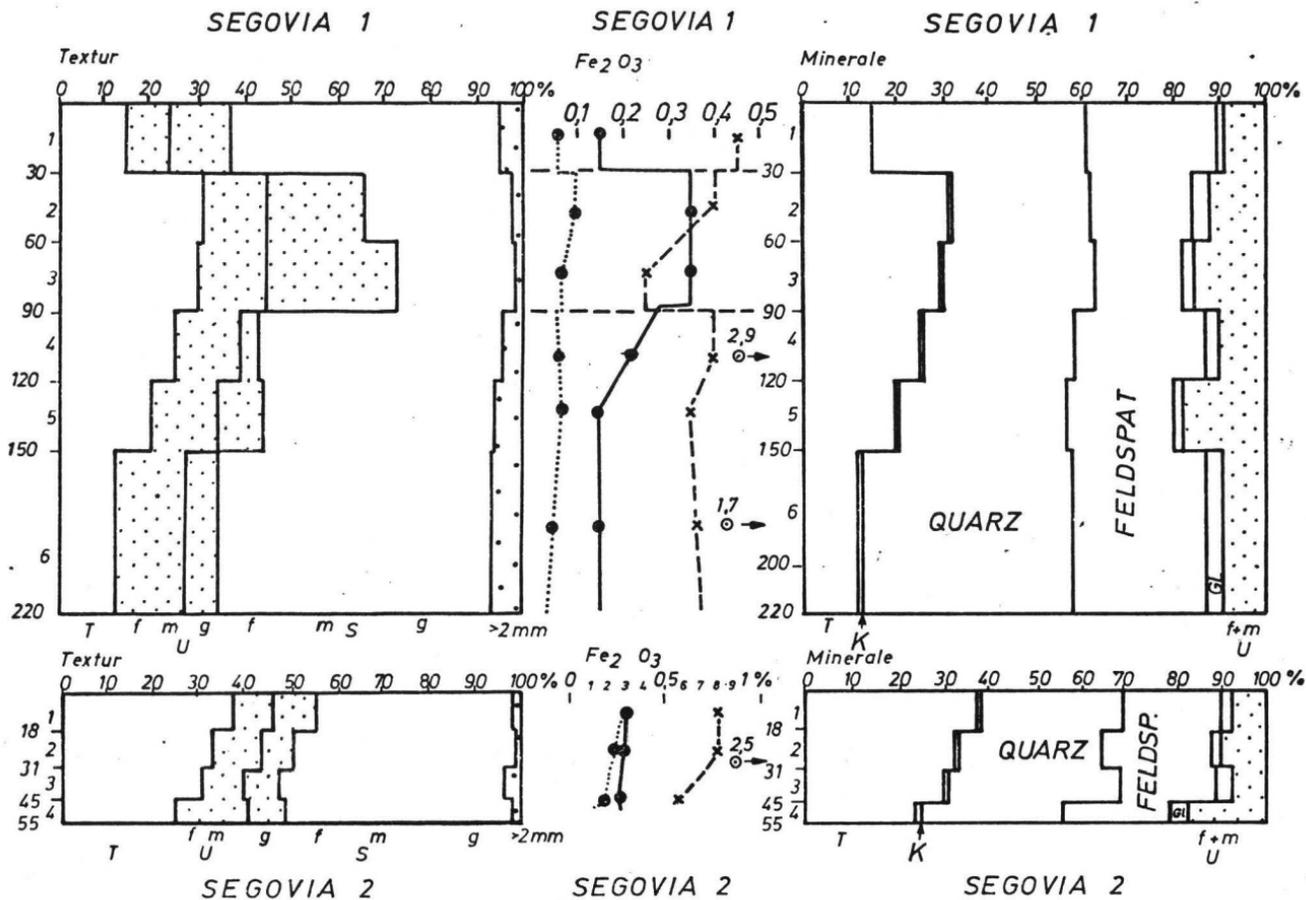
SEGOVIA 1

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
Seg.1/1	0-30	Ah	AK/HS I	homogen: hellbraune (10YR 6/3) Matrix
Seg.1/2	30-60	Bv	HS II	wie 1/1
Seg.1/3	60-90	Bv	HS II	homogen: gelbbraune (10YR 6/4) Matrix
Seg.1/4	90-120	Bv	HS III	wie 1/3
Seg.1/5	120-150	Cca	HS III	sehr schwach heterogen: Grundmatrix wie 1/4. Weiße Streifen (10YR 8/2) durch Kalkeinwaschung
Seg.1/6	220	Cca	Aut	wie 1/5

SEGOVIA 2

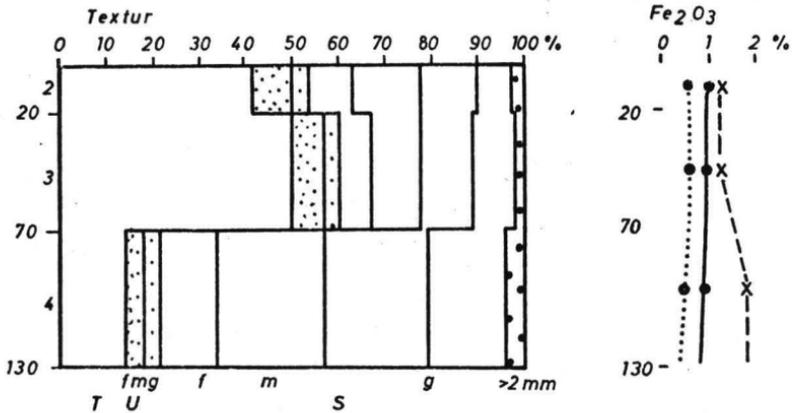
Seg.2/1	0-18	Ah	AK/HS I	homogen: braune (10YR 5/3) Grundmatrix
Seg.2/2	18-31	Bv	HS III	homogen: braune (10YR 5/3) Grundmatrix
Seg.2/3	31-45	Bv	HS III	schwach heterogene, gelb- braune (10YR 5/4) Grundma- trix, braun (10YR 4/3) ge- fleckt
Seg.2/4	45-55	Cca	Aut	leicht gelbbraune (10YR 6/4) Matrix mit schwacher Kalkabscheidung

Abb. 27 Analysenergebnisse Segovia 1, 2



Avila 7

Das Profil wurde etwa 26 km nördlich von Avila auf der Straße M 403 aufgenommen, wo die Grenze des Granitsockels liegt. Das Klima gehört dort zum Typus IV,6, d.h. Sommertrockenheit mit insgesamt 450-500 mm Niederschlag jährlich. Es handelt sich nur um den Überrest eines Bt-Bv-Horizontes in einem recht tonreichen Gesteinszersatz, der in erster Linie des Verwitterungsphänomens wegen von Interesse ist: Auf kurzem Abstand registriert man einen steilen Tonbildungs-Gradienten, das freie Bodeneisen variiert kaum, so daß entsprechend der starken Tonzunahme das freie Toneisen sinkt (vgl. dagegen SL 2, Led. 13, 11, Sonseca etc.).



AVILA 7

Abb. 28 Analysenergebnisse Avila

4.42 Balsain

Das Profil wurde in unmittelbarer Nähe von Balsain auf den Camino Forestal südlich San Idelfonso de la Granga in 1200 m Höhe aufgenommen. Es handelt sich um den obersten Ansatz der nördlichen Fußfläche der Sierra de Guadarrama, die hier in die Vorberge hineingreift (s. Abb. 1). Das Profil liegt an einem relativ sanften Hang (7%), der von Erosionsrinnen durchsetzt ist. Diese legten die Hangschnitte frei, auf deren Grundlage das Profil ausgewählt wurde. Ausgangsgestein ist Granit. Die Station Idelfonso registriert 780 mm Niederschlag mit einer kurzen Trockenperiode im Sommer. Bezüglich der natürlichen Vegetation liegt Balsain im Grenzbereich zwischen Steineichenwald und der unteren Koniferenstufe. Die heutige Vegetation ist Weideland.

Das Profil selbst ist folgendermaßen gestaltet. Bei 30 cm trennt die Steinsohle (X_1) das Sediment HS I vom älteren HS II. Beide Hangsedimente besitzen eine deutliche Lößkomponente (25-40% Schluff) und sind tonärmer als der hier recht tonige Gesteinszersatz. Der relikte Bt-Horizont bildete sich in HS II und Autochthon. Ein Rest des Al-Horizontes ist noch vorhanden (B2/2); er wird von einem deutlich abgesetzten jüngeren Hangsediment HS I überlagert, das in den Erosionsrinnen immer wieder angeschnitten war, z.T. auch in großer Mächtigkeit. 40 m vom Profil 2/2 entfernt fanden wir an der Basis von HS I Holzkohle, die auf ein Alter von 3440 ± 85 B.P. datiert wurde (N 1746 - Balsain 1). Wegen der starken Schichtigkeit läßt die Mineralanalyse keine weitreichenden Schlüsse über Verwitterungsprozesse zu. Auch die unterschiedlichen Eisengehalte von Autochthon und Allochthon scheinen primär angelegt. Es erfolgt allerdings eine Umverteilung einmal mit dem Ton, aber dann auch selektiv, was sich morphologisch in den Bleichungsvorgängen im oberen Bt, analytisch im Eisenmaximum im unteren Bt niederschlägt.

BALSAIN 2

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
Bls.2/1	10-30	Ah	HS I	Homogen: sehr hellbraune 10YR 7/3 Matrix.
Bls.2/2	30-40	Al	HS II	Wie 2/1.
Bls.2/3	40-55	fBt/Ae	HS II	Gelblich-rote 5YR 4/6 Auf- lösungsreste einer Bt-Ma- trix, die große sehr hell- braune 10YR 7/4 Absonder- ungsoberflächen zeigt.
Bls.2/4	55-68	Bt	HS II	Heterogen: braune 5YR 5/6 Matrix mit hellgrauen 10YR 6/4 Flecken.
Bls.2/5	68-81	Bt	Aut	Schwach heterogen: braune Matrix 5YR 6/6 mit diffus rotbraunen Flecken 2.5YR 4/6.
Bls.2/6	81-93	Bt	Aut	Deutlich braunere 2.5YR 4/6 Matrix als 2/5.
Bls.2/7	93-100	Bv	Aut	Stark heterogen: Granit- grus mit rotbraunen 2.5YR 4/6 Flecken.

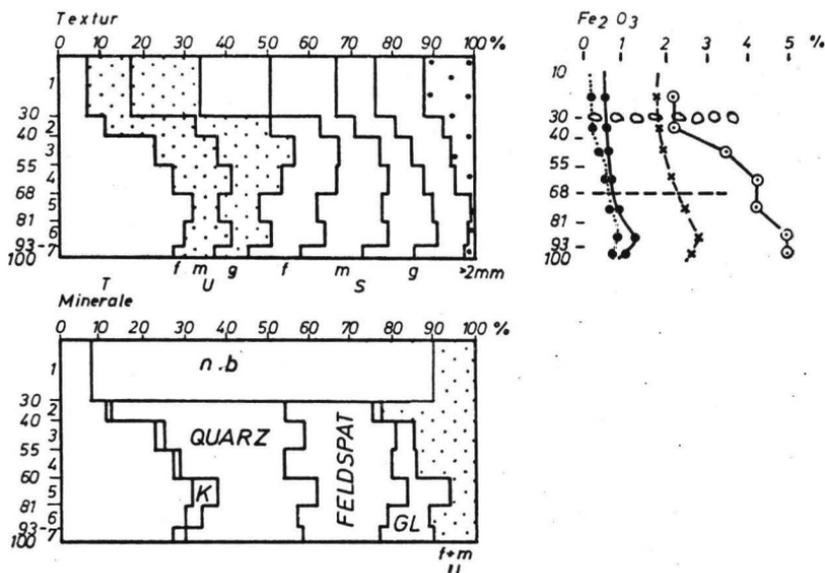


Abb. 29 Analyseergebnisse Balsain

4.43 Torrelaguna

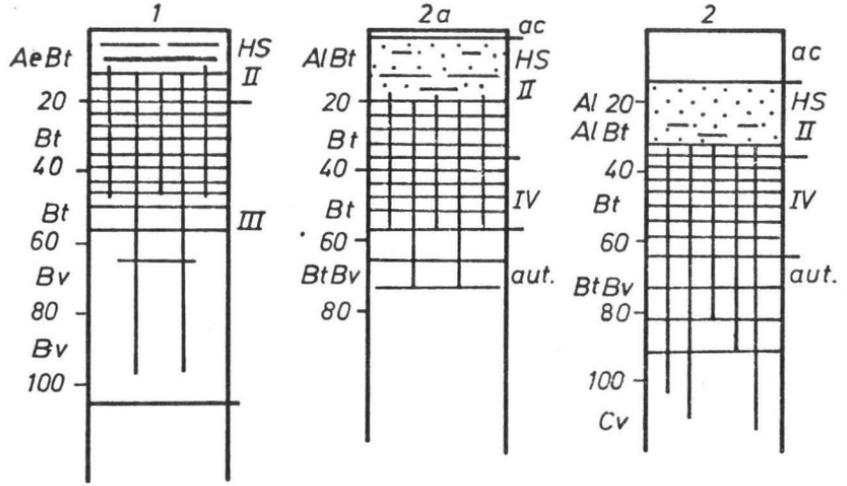
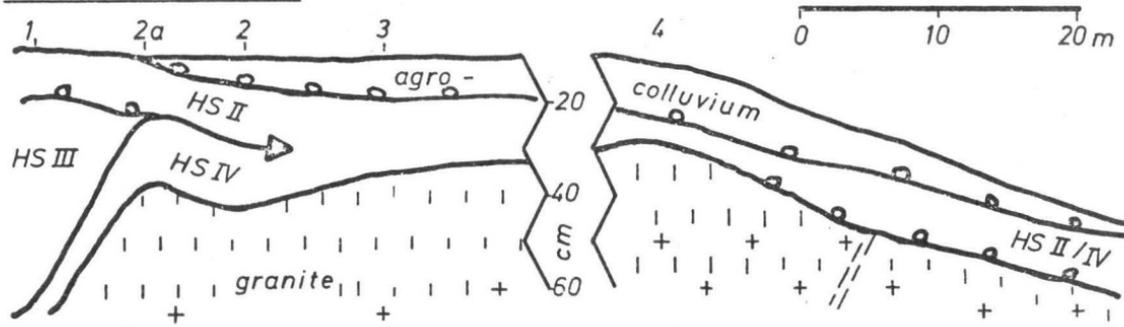
Die folgende Profilserie befindet sich auf der Südwestseite der Sierra de Guadarrama bzw. südlich der Sierra de Somosierra auf der Straße C 102 etwa 3 km südlich el Derroeco. Geologisch ist die Gegend eine Granitinsel mitten in der Gneismasse, die sonst den Kern der Sierras Guadarrama und Somosierra ausmacht. Der Aufnahmeort liegt auf einem flachen, gestreckt-geraden Hang, der sich zum Fluß hin stellenweise verstellt. Örtlich wurden durch Abtrag einzelner Granitblöcke herauspräpariert. Der Hang steht unter menschlicher Nutzung. Mit etwa 550 mm Jahresniederschlag gehört der Standort in den Bereich einer natürlichen Steineichenwaldvegetation.

Stratigraphisch wurden längs des Schnittes (Abb. 30) vier Hangsedimente festgestellt. Davon ist HS IV das ältere schluffarme granitogene Sediment mit unmittelbarem Bezug zum Gesteinszersatz. Wiederum folgt darauf lößhaltiges Hangsediment, und zwar je zwei Schichten: III enthält 55 % Schluff und eine nur geringe granitogene Komponente. HS II zeigt sowohl die schluffige als auch die grobsandige granitogene Textur. Da die Ausgangstextur des Löß unbekannt ist, läßt sich die Beimengung nicht aufschlüsseln, doch zeigt dieser Querschnitt noch etwas feiner die morphodynamische Sukzession im Übergang vom Hochglazial zum Postglazial. Abb. 30 zeigt die Lagebeziehung von Profilen und Stratigraphie: Torre Laguna 1 entwickelte sich hauptsächlich im Lößsediment (HS III), Torrelaguna 2 dagegen vorwiegend in granitogenem Ausgangsmaterial über zwei Hangsedimenten (HS II, IV) und das Autochthon hinweg. Die postpedogene Störung beschränkte sich hier nicht auf eine einmalige Abtragungsphase. Das "Agrokolluvium" stellt hier eine recht undifferenzierte Ablagerung dar, die aus weitgehender Erosion der Bodendecke, insbesondere aber auch von Skelettmaterial vom Oberhang herrührt. Die Erhaltung der Bodenrelikte trotz der landwirtschaftlichen Nutzung geht wohl auf lokale Ablagerungstendenz am Mittelhang zurück, wie ja auch schon der Lößrest (HS III) zeigt.

Pedogenetisch tritt der Bt-Horizont in Torrelaguna 1 (Löß) hell-

Abb.30 Stratigraphischer Schnitt Torrelaguna

TORRELAGUNA



braun im HS III in Erscheinung. Wegen des unterschiedlichen Ausgangsgesteins ist der Bt im granitogenen Material (HS IV, II und Autochthon) deutlich brauner. Die Eisenwerte - höher in Torrelaguna 2 - bestätigen diese Tatsache. Im Bt beider Profile akkumuliert sich das Eisen insbesondere durch Verlagerung mit dem Ton, obwohl gerade in Torrelaguna 2 einer Auswertung der Eisenverteilung wegen der vertikalen Heterogenität des Ausgangsmaterials Grenzen gesetzt sind. Der Ton besteht im Löß hauptsächlich aus Illit, Kaolinit und Quarz, im granitogenen Material dominiert Kaolinit. Die Korngrößenverteilung in Torrelaguna 1 läßt sich wohl nur durch eine relativ starke Tonbildung auf Kosten von Fein- und Mittelschluff erklären. Da der Löß jedoch nicht im Mittelpunkt der Betrachtung stand, fehlen die zur Klärung der Frage notwendigen Mineralanalysen.

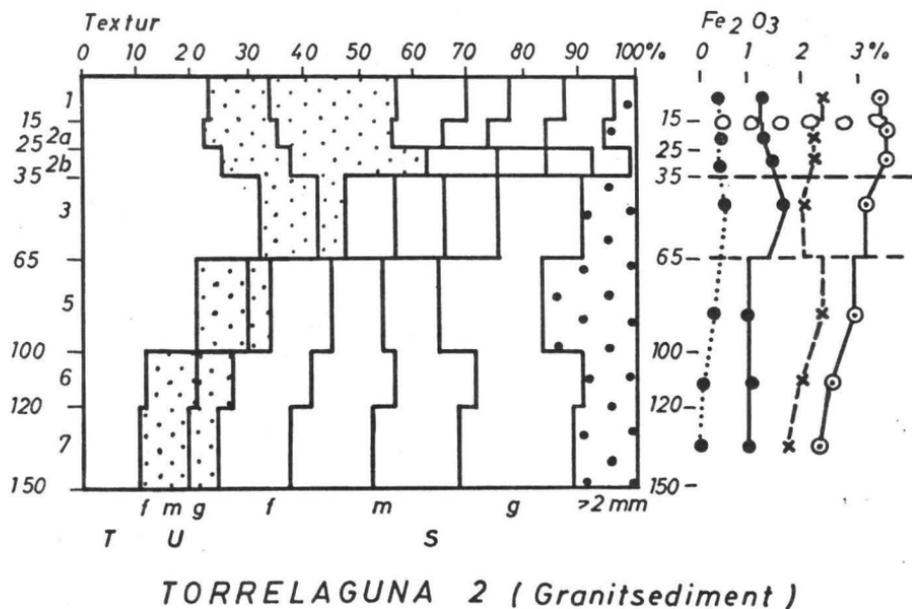
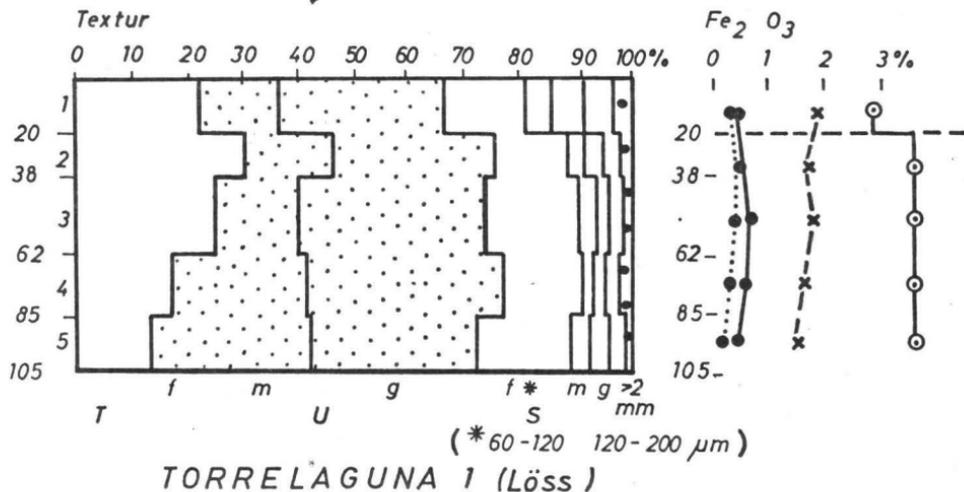
TORRELAGUNA 1

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
Tor.1/1	0-20	AeBt	HS II	Hell grau-braune 10YR 6/3 Matrix mit sehr hellbraunen 10 YR 7/3 Bleichungsflächen durch Bearbeitung partiell homogenisiert (Ap).
Tor.1/2	20-38	Bt	HS III	Gelbbraune 10YR 6/4-6 Matrix mit sehr hellbraunen Bleichungsflächen und -Flecken, dicht.
Tor.1/3	38-62	Bt	HS III	Wie 1/2, aber homogener gelbbraun.
Tor.1/4	62-85	Bv	HS III	Helle, schwach heterogene Matrix, 10YR 8/4-2.5YR 8/2, in 1/5 mit Mangandriten.
Tor.1/5	85-105	Bv	HS III	.

TORRELAGUNA 2

Tor.2/1	0-15	AhAe	AK	Braun schattierte Matrix 7.5 YR 6/4, schwach und heterogen, dicht.
Tor.2/2a	15-25	Al	HS II	Blass heterogen: bräunlich 7.5YR 6-5/4 und graue, poröse 10YR 6/3 Ton-Ausspülungszonen.
Tor.2/2b	25-35	AlBt	HS II	Hellbraune 7.5YR 6/4 Matrix, dicht, schwach heterogen mit braunen 7.5YR 5/6 und blasse- ren 7.5YR 7/4 Bereichen; erstere sind dichter, letztere poröser, größere Tonkutanen fehlen. 2/2b insgesamt heller 7.5YR 6/3 Oberflächen.
Tor.2/3	35-56	Bt	HS IV	
Tor.2/5	65-100	BtBv	Aut	Granitzersatz mit rosa Kalifeldspat, dunkelbraunen Tonkutanen 5YR 4/6 u. 7. brauner Infiltration der verwitterten Feldspäte.
Tor.2/6	100-120	Cv	Aut	Heller heterogener Granitzer- satz, weiß bis braunfleckig.
Tor.2/7	120-150	Cv	Aut	Wie 2/6.

Abb. 31: Analysenergebnisse von Torrelaguna 1 und 2



4.5 Toledo (Sonseca, San Pablo)

Die Profile Sonseca und San Pablo wurden südlich Toledo auf der Fußfläche des Montes de Toledo aufgenommen, einer ehemals von quartären Ablagerungen bedeckten, inzwischen großflächig exhumierten Granit-Gneis-Oberfläche. Bezüglich dieser Ausgangssituation besteht Ähnlichkeit zur Salamanca-Hochfläche (Ledesma, Vitiqudino) und zu Caldas. Reste der Quartärsedimente - Zeugenberge oder Schuttschleier - sind oft die Ursache unvollständigen Abtrags während der menschlichen Nutzung; Reste holozäner Böden findet man deshalb häufiger in ihrem Schutz. Auf der Fußfläche südlich von Toledo wurden einige Aufschlüsse aufgenommen, aber nur zwei Profile sollen hier beschrieben werden, weil sie Reste von Braunerden im Autochthon (Sonseca) oder granitogenen Hangsediment (San Pablo) darstellen. Mit etwa 400 mm Niederschlag (Station Toledo, Klimatyp IV, 4 nach Walther und Lieth) und vielleicht schon etwas längerer sommerlicher Dürrepause befindet sich der Standort bereits außerhalb des optimalen Bildungsbereichs lessivierter Böden (s. Diskussion).

Sonseca

Das Profil liegt 18 km südlich Toledo kurz vor Sonseca. Es wurden nur die Proben im Autochthon entnommen, weil der Oberboden gestört war. Inherente räumliche Unterschiede in der Mineralzusammensetzung des Gesteins verwischen den Verwitterungsprozeß in der Darstellung der Mineralzusammensetzung (Abb. 32), nämlich der Bildung von Kaolinit aus Feldspat. Der Anstieg an Ton und freiem Eisen von Cv- zum Bv-Horizont geht mit einer Verbraunung Hand in Hand. Das Profilrelikt hat natürlich einen Teil, den ehemaligen Oberboden unbekannter Mächtigkeit verloren. Eine nachträgliche Bleichung, die von den Oberflächen der Aggregate bis in deren Inneres vordringt, führt in Sonseca 1/1 zur partiellen Aufhellung und zum Verlust von freiem Toneisen.

San Pablo 2

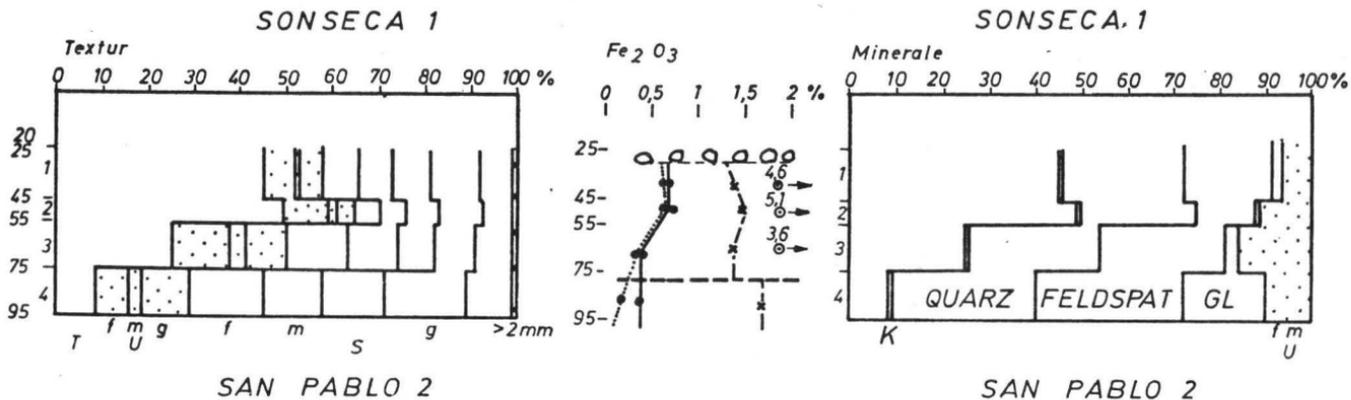
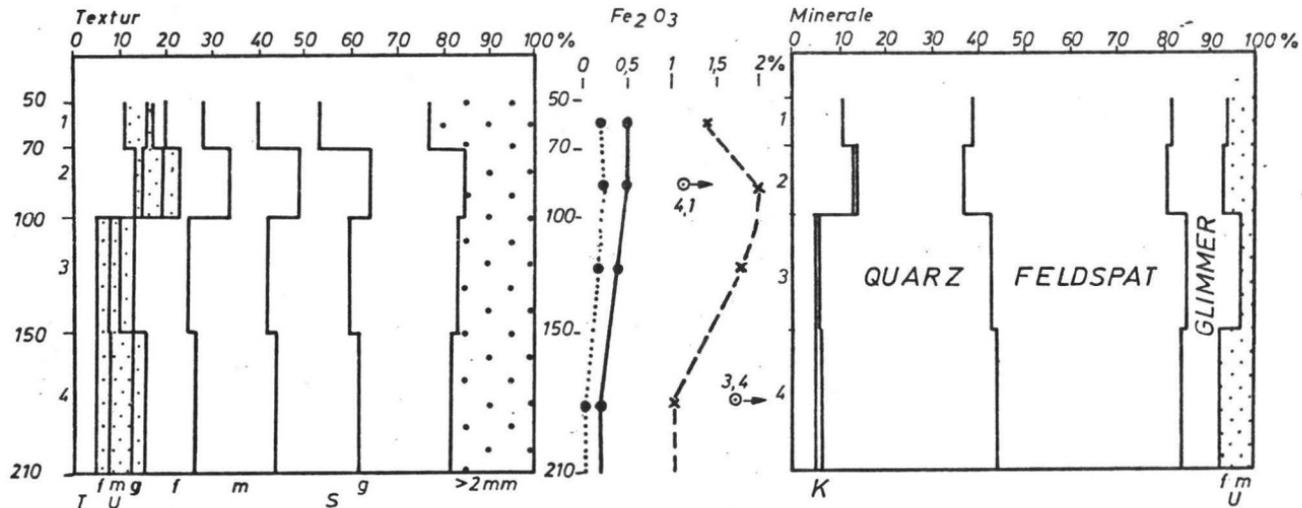
Der Aufschluß liegt 10 km südlich Menesalbas am Rande eines flachen Quartärreliktes, das sowohl zum HS II wie zur überlagernden und nicht weiter untersuchten steinreichen Kolluvialdecke (AK) Material beigetragen hat. Ausgangssubstrat des hier sicher gekappten (X_a) Bodens ist das relativ tonreiche HS II. Der Tonanstieg vom untersten Horizont des Hangsediments - schon farblich sich vom darüberliegenden Bv-Horizont absetzend - bis in den Bv-Horizont geht mit der Abnahme von Glimmern, Feldspäten sowie Fein- und Mittelschluff Hand in Hand, entspricht also deutlich einem Verwitterungsprozeß, der durch Bildung von Kaolinit und die Freisetzung von Eisenoxid (siehe Abb. 32) gekennzeichnet ist. San Pablo 2 entspricht somit einer klassischen Profilausprägung eines tonreichen Sol brun-rouge (méditerranéen). Horizont 2/1 zeigt eine auffällige Bleichung der Bv-Oberflächenbereiche sowie eine entsprechende Fe_2O_3 -Anreicherung auf den Tonoberflächen von 2/2 (s. Abb. 32).

SONSECA 1

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
SON.1/1	50-70	Bv	Aut	Heterogen: dunkelbraune 2.5 YR 4/6-8 Matrix mit hellen Skelettkörnern.
SON.1/2	100	Bv	Aut	Heterogen: rot 2.5YR 5/8 gefleckter Granitgrus.
SON.1/3	150	Cv	Aut	Granitgrus, orange gefleckt 5YR 7/6-8.
SON.1/4	210	Cv	Aut	Gelblichweiße 10YR 8/4 gefleckter Granitgrus.

SAN PABLO 2

S.PAB.2/1	25-35	fBv/Ae	HS II	Heterogen: rotbraune Matrix 2.5YR 5/6-8 mit 10YR 5/3 braun-grauen Absonderungsflächen.
S.PAB.2/2	45-55	Bv	HS II	Wie 2/1, jedoch rote Farbe dominiert.
S.PAB.2/3	75	Bv/C	HS II	Heterogen: gelbgrauer Sediment mit diffuser rötlicher Fleckung.
S.PAB.2/4	+95	Cv	Aut	Stark heterogen: rot 2.5YR 5/8 und sehr hellbraun 10 YR 7/4 gefleckter Granitgrus.



4.6 - 4.7 SW-Iberische Standorte

In diesem Bereich finden sich zwei kristalline Komplexe, nämlich ein Granitstock zwischen Portalegre und Nisa, und der Gneis-Granit-Komplex von Evora. Beide durchbrechen Decken paleozoischer Schiefer (Silur bis Carbon). Das Ganze bildet eine Hochfläche mittlerer Höhenlage (400-900 m), die nach Westen abfällt und unter quartären Sedimenten begraben wird. Das Relief der Hochfläche ist - von einzelnen Wasserscheiden, auch einigen Bergzügen abgesehen - flachwellig.

Der Jahresniederschlag variiert von etwa 500-600 mm im Raum Evora bis 800mm bei Nisa. In der Niederschlagsverteilung ergeben sich Unterschiede zum bisher betrachteten Teil Iberiens, da bei hoher Durchschnittstemperatur die Phase der Sommertrockenheit länger anhält, wie z.B. folgende Gegenüberstellung sehr deutlich zeigt:

Region	Nieder- schlag	Trocken- zeit	Region	Nieder- schlag	Trocken- zeit
Caceres	744	3.0	San Ildefonso	780	1.5
Evora	602	4.0	Barcelona	600	2.5
Saro	363	6.0	Salamanca	280	4.0

Im untersuchten Gebiet herrscht kombinierte Korkeichen-Acker-Nutzung oder auch reine Ackernutzung vor.

4.6 Nisa

Im Gebiet von Nisa grenzt Granit an präkambrisch-paleozoische Grauwackenschiefer. Auf dem Granit sind - so der Eindruck einer systematischen Straßenanschnittuntersuchung - rot-braune Bodenreste sehr selten. Das für die Provinz Salamanca beschriebene (4.4) Phänomen von Gesteinsausbissen läßt sich auch hier örtlich finden (Nisa - Alpalhao). Ein typisches Beispiel für den üblichen "Ranker de Erosion" bietet hier Profil Nisa 1 (Straße Nisa-Abrentes).

NISA 1

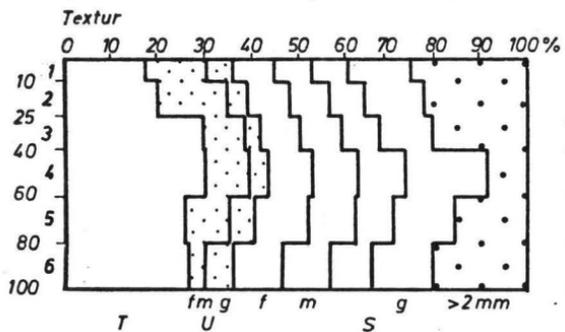
Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
Ni.1/1	0-30	M/Ah	AK	Homogen: hellbraun 10YR 6/3.
Ni.1/2	30-50	Bv	Aut	Homogen: hellgrau 10YR 7/1.
Ni.1/3	50-90	Bv	Aut	Heterogen: hellgraue 10YR 7/1 Matrix, die rote 2.5YR 4/6 rubefizierte Stellen zeigt.

NISA 2

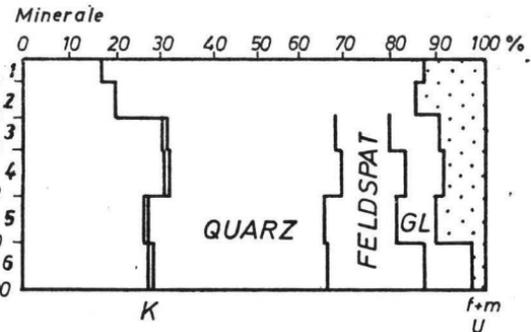
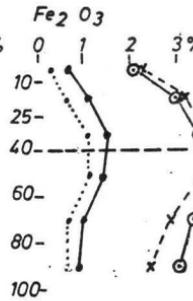
Ni.2/00	0-10	Al	HS I	Homogene orangebraune 7.5 YR 7-6/4 Matrix.
Ni.2/0	10-25	Al/Ae	HS I	Heterogen: Auflösungsreste einer rotbraunen 2.5YR 4/6 Bt-Matrix, welche sehr hellbraune 10YR 7/4 verbleichte Absonderungsoberflächen zeigt.
Ni.2/1	25-40	fBt/Ae	HS I	Wie 2/0, jedoch die rotbraunen 5YR 6/6 Auflösungsreste noch großflächig vorhanden.
Ni.2/2	40-60	Bt	Aut	Heterogene hellbraune 10YR 7/4 Matrix mit diffuser Rotfleckung 2.5YR 5/6.
Ni.2/3	60-80	Bv/Cv	Aut	Wie 2/2.
Ni.2/4	80-100	Bv/Cv	Aut	Heterogen: hellbraune 10YR 7/3 Matrix zeigt rost-gelbe 10YR 7/3 sowie rote 2.5YR 4/6 Fleckigkeit.

Verschlämmtes Material, schwach humos, nimmt den Ap-Horizont auf, darunter steht partiell kaolinisierter Gesteinszersatz an (Abb. 33 und 34), der im obersten Abschnitt die Rubifizierungsflecken verloren hat. Sobald man vom Granit auf den Schiefer kommt, werden auch Bodenreste etwas häufiger. Hier wurde allerdings nicht systematisch gesucht. Nisa 2 ist ein Beispiel für einen erstaunlich gut erhaltenen Sol brunrouge lessivé, begründet wahrscheinlich durch seine Lage in unmittelbarer Nähe eines Hauses auf unbeackertem Grund (Kreuzung der Straßen Nisa-Dolosa-Arez). Ausgangsgestein ist Grauwackenschiefer, möglicherweise metamorph stärker überprägt. Erschlossen war nur ein relativ stark verwitterter Zersatz (BvCv) mit mehr als 25 % Ton (Kaolinit), aber mit einigen groben Muskoviten. Der Zersatz ist grau mit roten Rubifizierungsflecken. Ob diese allein durch die primäre Eisenverteilung oder zusätzlich durch Diffusion bei niedrigeren Redoxpotentialen verursacht wurden, ist im Augenblick nicht klar.

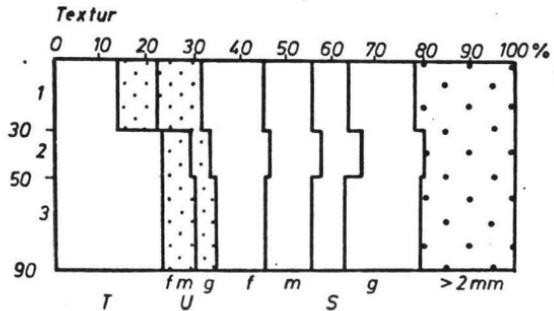
Zum Bt hin verschwindet die großflächige Fleckung; an die Stelle tritt ein feineres Muster von olivgrauer und teils mehr rötlicher, teils mehr grauer Fleckung (auf Bruchflächen 30-50 % Flächendeckung). Die Eisenfärbung ist zunehmend an Ton gebunden (s. Abb. 33), die Eisenverteilung wird zunehmend durch umgelagerten Ton bedingt, der hier die Form relativ feiner Kutanen einnimmt. Der Bt-Horizont überstreicht Hangsediment HS II und Autochthon; der Rest ist tonärmer. Die oberste Probe (Nisa 2/1) stellt morphologisch einen deutlichen Al-Horizont dar; in Nisa 2/2 dagegen handelt es sich bereits um einen Übergangshorizont. Möglicherweise spielt hier partielle Kappung des ursprünglichen Al und sekundäre Auflösung des oberen Al-Bereiches durch Tonauswaschung und Bleichung eine Rolle. Insgesamt scheint die Tonverteilungskurve etwas überdeckt durch Inhomogenitäten im Autochthon (Probe 2/6 gegenüber 2/4 und 2/5).



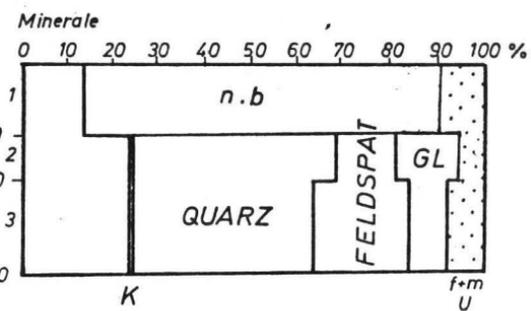
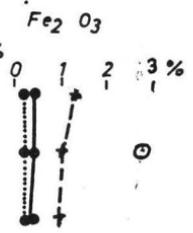
NISA 2



NISA 2



NISA 1



NISA 1

Abb. 33: Analysenergebnisse von Nisa 1 und 2

4.71 Evora 4 und 5

Dieser kleine Anschnitt nördlich von Evora (10 km nördlich nach Araiolos) im Flachrelief zeigt nur einen partiell gekappten Boden (E 4) und das umgelagerte Bodensediment (E 5). Ausgangsgestein ist ein feinkörniger Syenit. Bis zur basalen Erosionsfläche (x_1) zeigt dieser eine zunehmende Kaolinitbildung, der Ton steigt um etwa 20 % auf 34 % an, auf Kosten des Feldspats; die Gesamtfärbung ist stärker braun als rot und neigt wegen der Feinkörnigkeit zur Homogenität.

Im Gegensatz zu Evora 4 wird in Evora 5 der vertikale Texturgradient wohl eher auf einen Sedimentwechsel (5/3 gegen 5/2 und 1) zurückgehen. Farblich besteht eine Ähnlichkeit zu Evora 4, der Tongehalt steigt auf 40 %. In beiden Fällen läßt die Eisenverteilung eine schwache Umverteilung erkennen, die jedoch morphologisch nicht ins Auge fällt.

4.72 Montemor

Der Schnitt Montemor (Abb. 35) bringt eigentlich den Parallelfall zu Evora 4 und 5, wenn auch einen etwas umfassenderen. Nur einige km westlich Montemor, am Oberhang gelegen, findet sich auf grobem Granit

- links ein Hangsediment aus rotbraunem Bodenmaterial in einer Hangdelle, und
- oberhalb davon eine Sequenz von partiell gekappten Böden im Autochthon.

Da keines der letzteren Profile vollständig ist, gibt es auch keine Vorstellung über den Charakter des voll entwickelten Holozänbodens. Auch für diese Region - wie für die Provinz Salamanca - gilt, daß Bodenreste auf Granit außerordentlich spärlich sind. Die Profilreste von Montemor 1 bis 4 wurden untersucht, allein um nach möglichen Rückschlüssen zu suchen. Der Niederschlag liegt um 500 mm, die Vegetation ist Steineichen-Ackersteppe.

EVORA 4

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
EV.4/1	0-10	Bv	Aut	Schwach heterogen: rötlich braune 7.5YR 5/4 Matrix.
EV.4/2	10-20	Bv	Aut	Homogen: braune 7.5YR 4/6-5YR 5/6 Matrix.
EV.4/3	20-30	Bv	Aut	Sehr schwach heterogen: braune 7.5YR 5/4-6 Matrix mit feiner rotbrauner Fleckung.
EV.4/4	30-50	Bv/Cv	Aut	Heterogen: Gesteinszersatz aufgebaut aus hellgelber/rotbrauner Feinfleckung (Skelettgröße).
EV.4/5	50-70	Bv/Cv	Aut	Wie 4/4.

EVORA 5

EV.5/1	10-20	Bt	HS II	Homogen: gelbbraune Matrix 10YR 6/4.
EV.5/2	20-30	Bt	HS II	Wie 5/1.
EV.5/3	30-50	Bt	HS II	Schwach heterogen: gelbbraune 10YR 6/4 Matrix mit vereinzelt diffus rotbraunen 5YR 5/8 Flecken.

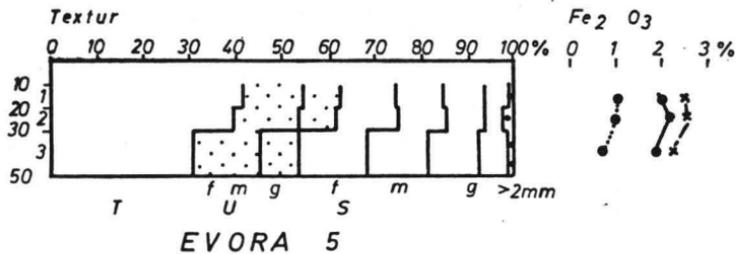
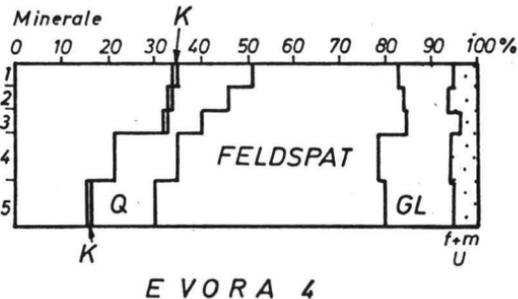
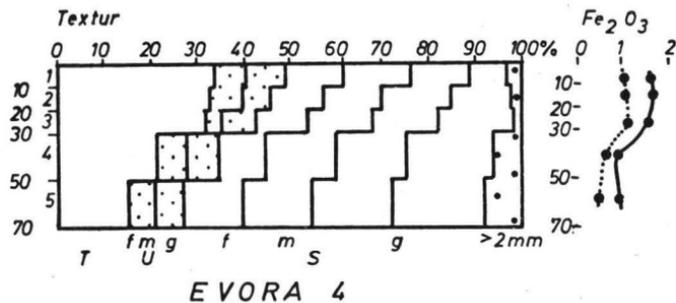


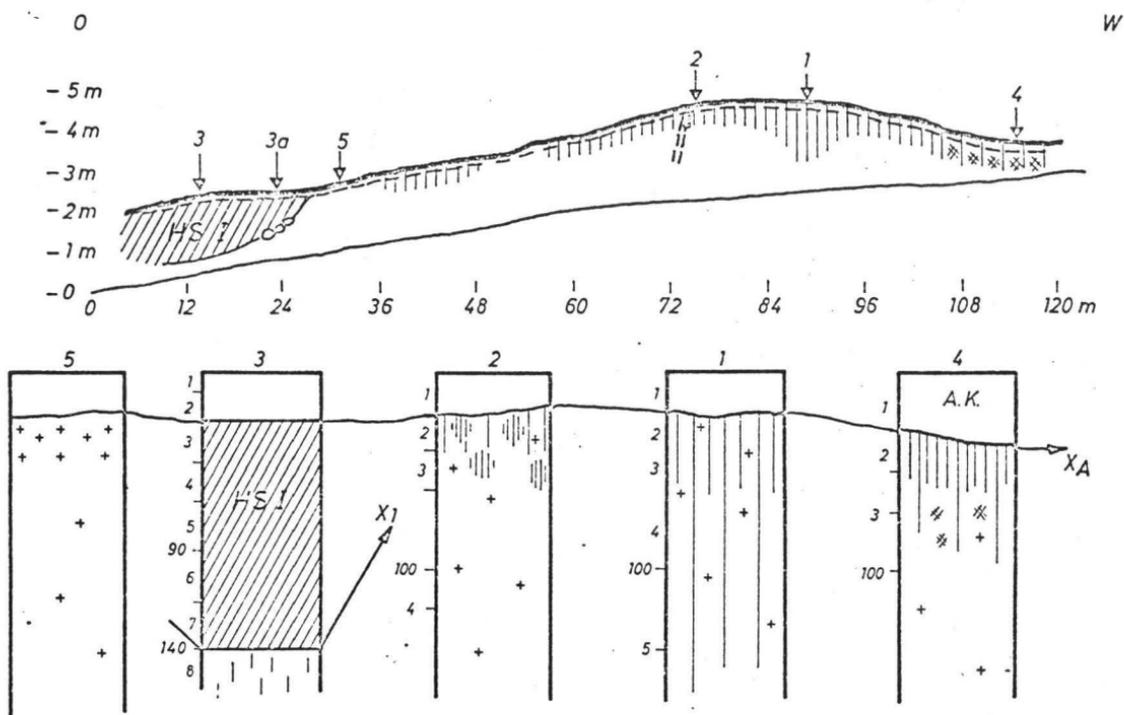
Abb. 34: Analysenergebnisse Evora 4 und 5

Montemor 3: Das HS I - Hangsediment liegt mäßig verwittertem Autochthon auf, zeigt im unteren Teil einen schichtigen Wechsel der Textur, im oberen Teil dagegen eine fortlaufende Vergrößerung, wie sie durchaus mit einer zunehmenden Vegetationsbedeckung bei auslaufender Aktivitätsphase in Einklang gebracht werden kann. Diese Erklärung erscheint eher angebracht als Profilkkehr, da auch der Skelettanteil nach oben abnimmt, andererseits der Anteil freien Eisens gleich bleibt. Auf eine am Ablagerungsort fortlaufende Rubifizierung scheint der nach oben zunehmende Gehalt des Tons an Dithionit-Eisen hinzudeuten.

Montemor 1 ist das weniger stark gekappte Hangprofil. Das Autochthon zeigt noch deutlich den oberflächennahen Anstieg von 15 auf 30 % Ton (1/4-1/2) und eine entsprechende Zunahme von freiem Eisen. Der oberste Autochthon-Horizont Montemor 1/2 ist noch deutlich homogen gefärbt, wenn auch bereits von den Absonderungsoberflächen her eine Bleichung zu registrieren ist. Der Horizont wurde als relikter Bv-Horizont mit Ae-Dynamik angesprochen; auch das Toneisen läßt diesen Wechsel in der Bodenbildung erkennen.

Montemor 2 ähnelt Profil 1, nur scheint es etwas tiefer gekappt worden zu sein; ein gleichmäßig gefärbter Bv-Horizont ist nicht mehr vorhanden.

Montemor 4 stellt einen vernähten Boden in einer Hangdelle dar. Vom Verwitterungsstadium des obersten Autochthon-Horizontes gleicht es Montemor 1; die Mengen an freiem Boden- und Toneisen sind ähnlich, nur daß dieses gänzlich anders verteilt wurde aufgrund der anderen Redox-Verhältnisse, und daß eine Eisenverlagerung im Profil nicht zu erkennen ist.



//// Umgelagertes Bv - Material

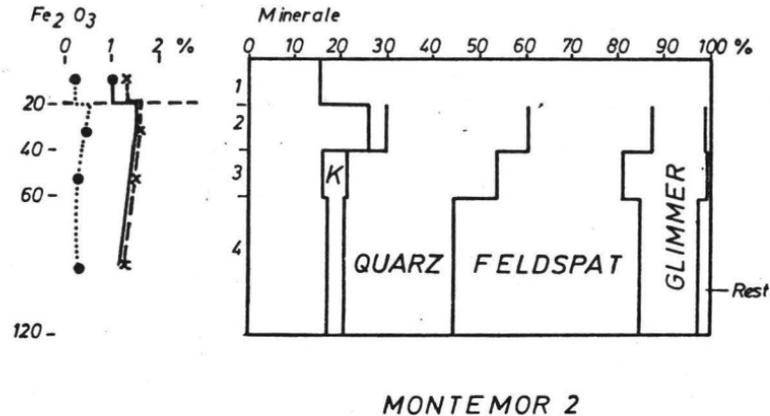
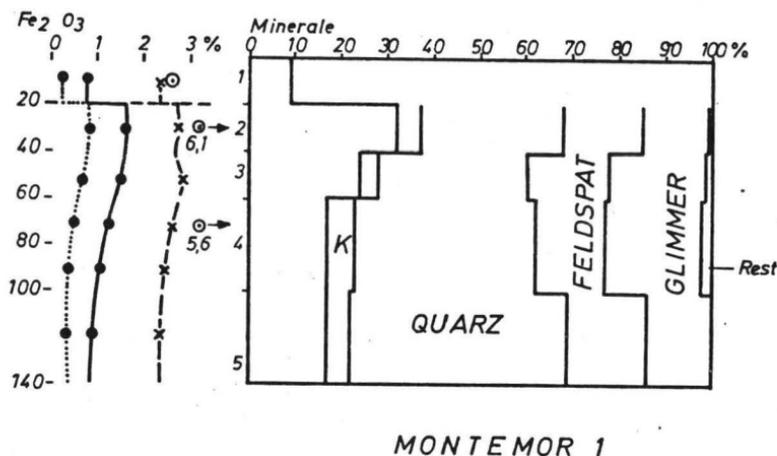
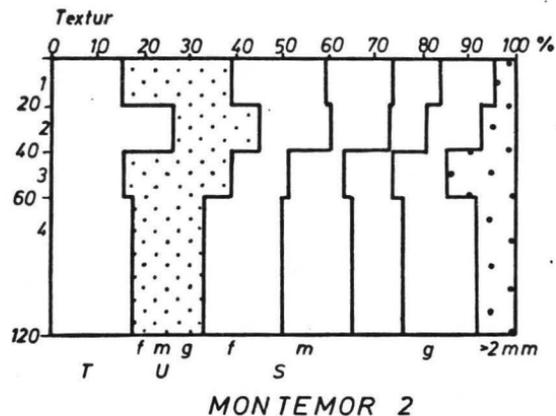
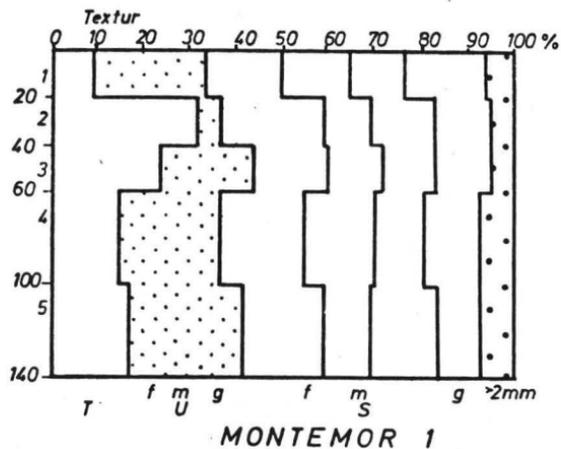
Abb.35 Stratigraphischer Schnitt Monte Mor

MONTEMOR 1

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
MON.1/1	0-20	Ae	AK	Homogen: gelblich-braune 10YR 6/4 Matrix.
MON.1/2	20-40	fBv/Ae	Aut	Schwach heterogen: Auflösungsreste einer rotbraun 5YR 4/8 Bv-Matrix, die braune 7.5YR 5/6 Absonderungsoberflächen zeigt.
MON.1/3	40-60	Bv	Aut	Stark heterogen: rot 2.5YR 4/6 gefleckte (rubefizierte Stellen im Granitgrus) Matrix, braun 7.5YR 5/6, mit Absonderungen.
MON.1/4	60-100	Bv	Aut	Stark heterogen: Matrix erscheint hellbraun 7.5YR 6/6 zeigt jedoch dunklere 7.5YR 5/4 sowie rote 2.5 YR 4/6 Flecken.
MON.1/5	140	Bv	Aut	Wie 1/4.

MONTEMOR 2

MON.2/1	0-20	Ae	AK	Homogen: gelblich-braune 10YR 6/4 Matrix.
MON.2/2	20-40	fBv/Ae	Aut	Heterogen: braune 7.5YR 5/4 Auflösungsreste einer Bv-Matrix, die deutliche bleiche hellbraune 10YR 7/3 Absonderungsoberflächen, aber auch rote 2.5YR 4/6 Rubefizierungsflecken zeigt.
MON.2/3	40-60	Bv	Aut	Wie 2/2.
MON.2/4	120	Bv	Aut	Stark heterogen: Granitgrus mit rotbraunen 2.5YR 5/6 und gelblich roten 5YR 4/6 und 4/8 Fleckung.



Rest : Schwerminerale, Unbekannte usw..

MONTEMOR. 3

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
MON.3/1	0-10	Ah	AK	homogen hell gelbbraune 10YR 6/4 Matrix.
MON.3/2	10-25	Bv	HS I	homogene braune 7.5YR 5/4 Matrix.
MON.3/3	25-45	Bv	HS I	schwach heterogen: rötlich braune schattierte 5YR 4/6 u. 4/8 Matrix, zeigt hellbraune 7.5YR 6/4 Absonderungsoberflächen.
MON.3/4	45-65	Bv	HS I	Wie 3/3.
MON.3/5	65-90	Bv	HS I	schwach heterogen: rötlich braune Schattierung von 5YR 5/4 und 5/6 und 4/4 und 4/6. Matrix zeigt helle Absonderungsoberflächen mit weißlichem Feinskelett.
MON.3/6	90-115	Bv	HS I	Wie 3/5.
MON.3/7	115-140	Bv	HS I	heterogen: rötlich braune 5 YR 4/6 und 5/6 Matrix mit weißlichem Feinskelett.
MON.3/8	ü. 150	Cv	Aut	Wie 1/4 und 2/4.

MONTEMOR. 4

MON.4/1	0-30	Ae	AK	schwach heterogen: dunkelbraune 10YR 4/3 Matrix mit hellbraunen 10YR 6/4 Bleichungsflecken.
MON.4/2	30-50	SBv	Aut	stark heterogen: bräunlichgelbe 10YR 6/6 Matrix, kleinfleckig rot 2.5YR 4/6 mit Mangandendriten.
MON.4/3	70	SBv	Aut	sehr stark heterogener Granitgrus mit gelblich braunen 10YR 6/6, braunen 5YR 5/6, rostbraunen 7.5YR 6-5/6, graubraunen 2.5YR 5/2 und olivgrauen 5YR 4/2 Flecken. Mangandendriten sind zusätzlich zu beobachten.

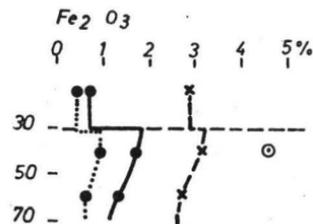
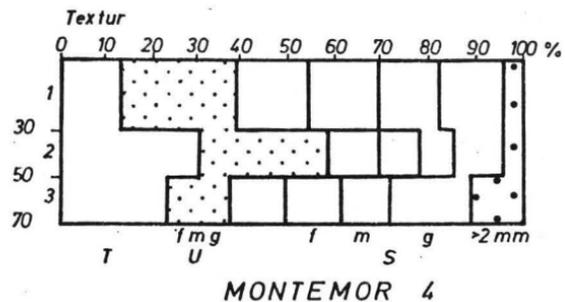
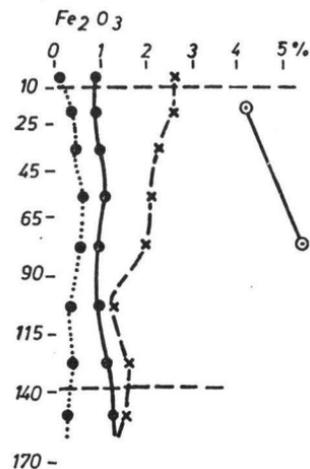
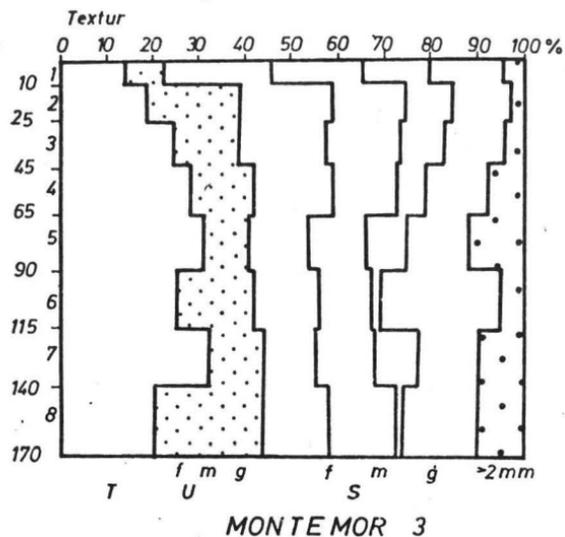


Abb. 37: Analyseergebnisse von Montemor 3 und 4

5.4 Ervidel und Portel

Wegen der schlechten Erhaltung von Böden auf dem Granit wurden noch zwei Böden auf paleozoischem Schiefer und Glimmerschiefer als Profile aufgenommen.

Ervidel 1 liegt südwestlich Evora zwischen Ferreira und Alystrel an der Nationalstraße 2. Ausgangsgestein ist devonischer Schiefer, der im Bodenbereich über eine Distanz von 75 cm zu einem tonreichen (über 40 % Kaolinit und Illit), sand- und skelettarmen Material verwittert. Der Eisenreichtum des Gesteins spiegelt sich in der intensiven Färbung des Bv-Horizontes wider (siehe Eisenverteilung, Abb. 38); selbst das Agrarkolluvium erscheint durch einen Bv-Anteil noch hellbraun gefärbt. Wiederum besteht über die Kappungstiefe Unklarheit. Getrennte Eisenanalysen von freiem und silikatisch gebundenem Fe_2O_3 erlauben eine Aufschlüsselung des Gesamteisens (Abb. 38). Eine Anreicherung im Bv-Horizont scheint stattgefunden zu haben. Da Toneinwaschung-Strukturen nicht zu erkennen sind, wird in erster Linie an ungebundene Verlagerung zu denken sein.

Portel 1, südlich Evora, liegt in einem großen Glimmerschieferkomplex, und zwar hier im Bereich einer Störungszone mit einem basischen Gang, die zugleich als kleine Bergkette hervortritt und anscheinend mehr Niederschläge empfängt als die Umgebung. Auch hier zeigt das Gestein einen steilen Verwitterungsgradienten, der sich direkt in der Abnahme des Skelett- und Sandgehaltes niederschlägt. Es kommt hierbei zu einer starken Schluff-Akkumulation, während der Ton nicht verwitterungskonform ansteigt, sondern vertikal umverteilt wurde. Es ist aus dem stratigraphischen Kontext nicht klar geworden, ob der heutige Oberboden natürlich gewachsener (HS II) oder umgelagerter Al-Horizont ist. Auch die Profilmorphologie hilft hier nicht weiter, weil der Übergang zum Bt erst in Portel 1/3 liegt. Der Ton selbst besteht aus Muskovit und Kaolinit. Das Gestein ist eisenreich; die Eisenverteilung spiegelt gebundene (Ton) und ungebundene Eisenverlagerung wider.

PORTEL 1

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
POR.1/1	0-20	MAh/Al	HS II	Homogen rötlichgelb 5YR 6/6.
POR.1/2	20-45	Al/Ae	HS II	Wie 1/1 mit Steinsohle.
POR.1/3	45-70	fBt/Ae	Aut	Homogene rote Bt-Matrix 2.5YR 5-4/8.
POR.1/4	70-100	Bt	Aut	Heterogen: rote Bt-Matrix 2.5YR 5-4/8 und Cv-Matrix (S. 1/5)
POR.1/5	100-110	Cv	Aut	Heterogen: gelbe 7.5YR 6/6 Matrix zeigt stark rote 10YR 4/6 rubifizierte Stellen.

ERVIDEL 1

ERV.1/1	0-35	Ap	AK	Homogen hell rötlich braun 5YR 6/4.
ERV.1/2	35-55	Bv	Aut	Homogene rotbraune 2.5YR 4/6 Bv-Matrix.
ERV.1/3	55-75	Bv/Cv	Aut	Wie 1/2, zunehmender Skelettanteil.
ERV.1/4	75-110	Cv	Aut	Graues 10YR 6/2 Schiefergestein, stark rotbraun 2.5YR 3/6, Tonbildung verwittert.
ERV.1/5	140 cm	C/Cv	Aut	Schiefergestein wie 1/4. Toneinwaschungen sind rötlichbraun 5YR 5/4.

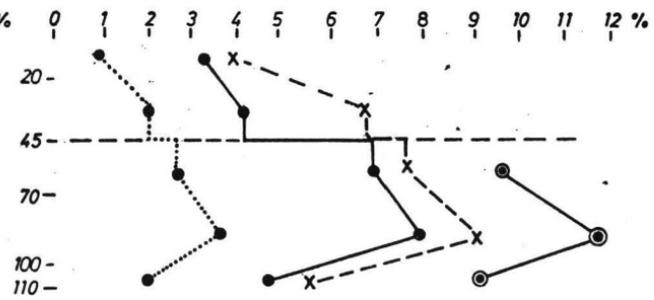
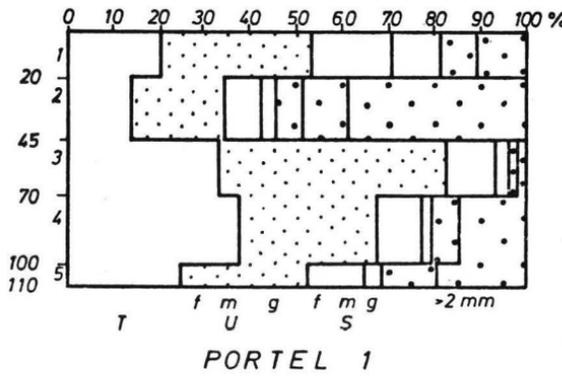
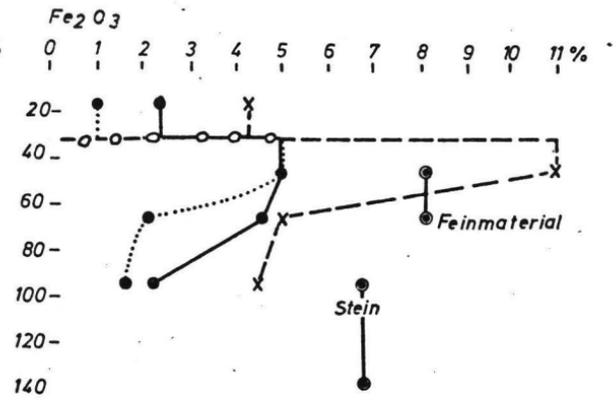
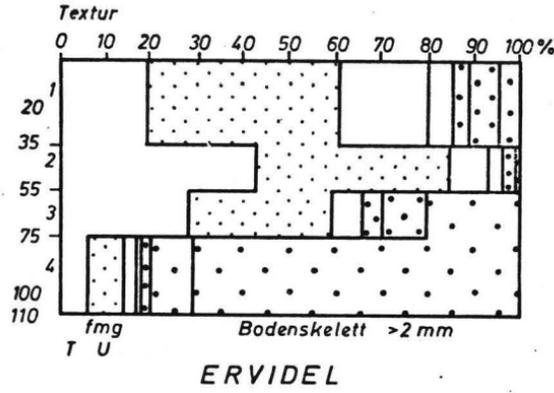


Abb. 38: Analysenergebnisse von Ervidel und Portel

PORTEL 2

Probe	Tiefe	Hori- zont	Material	Beschreibung
	0-35	Ap	AK	(Schieferschutt, grau)
POR.2/1	35-50	Bv	Aut	Rotbraun (2.5YR 4/6), vorwiegend noch mit Strukturelementen des Dolerits, polyedrisches Absonderungsgefüge
POR.2/2	50-70	BvCv	Aut	Braun (5YR 5/8) als feines Gemisch aus 5YR 7/8 und 5YR 4/8 (und röter)
POR.2/3	70-100	Cv	Aut	Grautoranger (5YR 6/4-6) Zersatz mit größeren, rotbraunen Fleckungsbereichen. Nur grobe Absonderungsrisse
POR.2/4	100-150	Cv	Aut	Hellgrauer Doleritzersatz mit gelboranger Feinfleckung (5YR 7/4-6)

Abb. 39: Analysenergebnisse von Portel 2

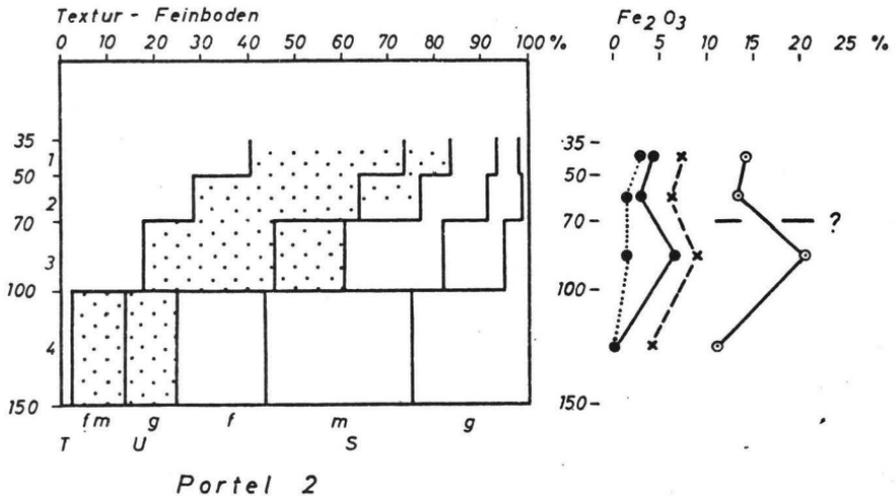
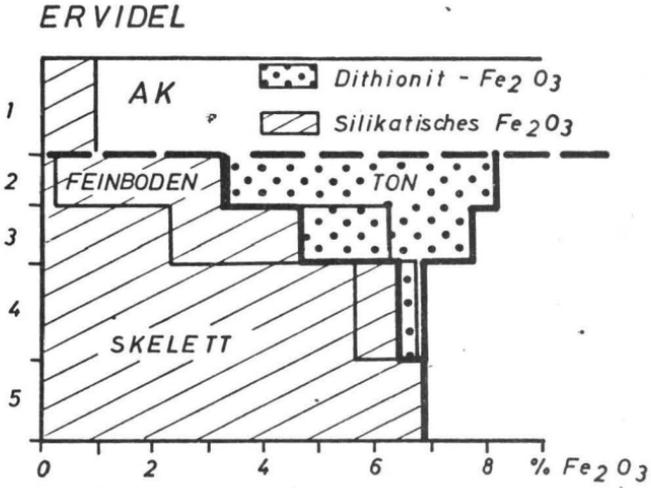


Abb. 40: Eisenbilanz Ervidel



4.8 Fiñana

Finana liegt auf der Westseite des Rio Nacinito, nördliche Vorberge der Sierra Nevada. Geologisch handelt es sich um Schiefer, die den Kern der Sierra Nevada und Sierra de Daza bzw. Sierra de los Filares bilden. Das Klima vom Typ IV, 4 ist durch eine Sommertrockenperiode gekennzeichnet, im Tal selbst trocken, in der Hanglage, auf der sich das Profil befindet, sehr viel feuchter, jedoch ohne Niederschlagsdaten. Im Profilbereich wird die Oberfläche durch eine relativ dichte Macchievegetation bedeckt. Talwärts wächst der Bewirtschaftungsgrad und damit der Grad der Vegetationsfreiheit und Abtragung. Der quer zum Hang verlaufende Schnitt (Abb.42): Die durch eine Steinsohle markierte Basisfläche der Abtragung X_1 verläuft im rechten Abschnitt oberhalb des Bt-Horizontes des holozänen Sol brun-rouge lessivé. Nicht überall wird deutlich, ob der Al-Horizont umgelagert wurde oder nicht; so z.B. in dem beschriebenen Profil Finana 1 (Abb.43), in dem zwischen HS I und II nicht differenziert werden konnte. Im linken Abschnitt wurde der ganze Boden ausgeräumt, X_1 schneidet tonarmen Gesteinszersatz; das überlagernde HS I wurde durch Beimengung umgelagerter Bt-Substanz z.T. bräunlich gefärbt. Der Bt-Horizont des holozänen sol lessivé ist das Ergebnis zweier Prozesse. 1). liegt eine deutliche Verwitterung des Schiefergesteins mit Tonzunahme nach oben vor, wobei sowohl Illit als auch Kaolinit freigesetzt werden. Der 2. Prozeß ist die Tonverlagerung im HS II und/oder im Autochthon. Das Eisen folgt derselben Tendenz, und zwar im Boden sichtbar und aus der Tonverlagerung erklärbar, aber - wie die Kurve des freien Toneisens zeigt - durch selektive Eisenverarmung im Oberboden gefördert. Die Eisenanreicherung (Dithionit-Eisen im Ton) zeigt auch die Eisenbilanz in Abb. 41 .

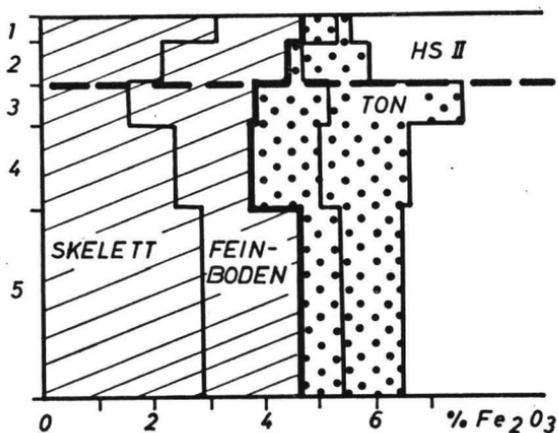
1. - Die erste Erosionsphase kappte den holozänen Boden besonders tief, dort, wo die Bodendecke völlig verschwunden ist. An anderen Stellen ist der Bt-Horizont als Relikt dieser Bodenbildungsphase erhalten.
2. - Während dieser Abtragsphase wurde das Hangsediment HS I abgelagert, das aus Al-Horizont- oder Mischmaterial besteht.

3. - Eine jüngere Veränderung wird in HS I beobachtet; wo dies ausreichende Mächtigkeit erreicht, treten in gewisser Tiefe (unterhalb 30 cm) Tonbänder in Erscheinung. Dies - wie Auflösungserscheinungen an der Bt-Oberfläche - sind das Ergebnis der rezenten Bodenbildung, welche unter der bestehenden Vegetationsdecke nicht gestört wird.

Fiñana 1

FIN.1/1	0-10	Ah	HS I/II	Homogen hellbraun 5YR 6/3.
FIN.1/2	10-25	Al/Ae	HS I/II	Homogen braun 5YR 5/4.
FIN.1/3	25-40	Bt	Aut	Homogen dunkelrot 2.5YR 3/6.
FIN.1/4	40-70	Bt	Aut	Homogen: dunkelrotbraune 2.5YR 4/6 Matrix mit zunehmend Skelett.
FIN.1/5	70-140	Bv/Cv	Aut	Wie 1/4.

FIÑANA :Eisenbilanz(Abb.41)



 Dithiomit - Fe_2O_3 (Ton, Feinboden)

 Silikatisches Fe_2O_3

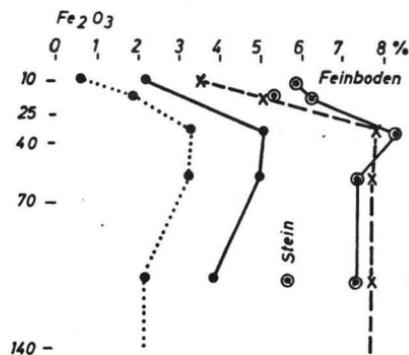
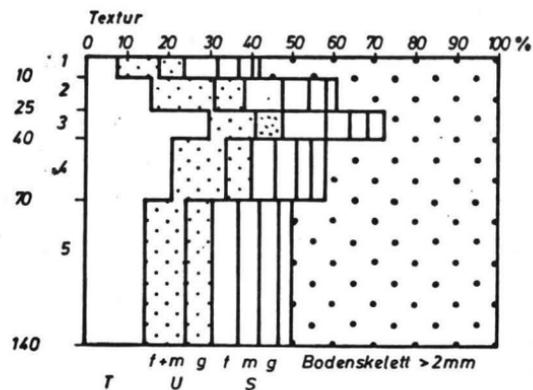
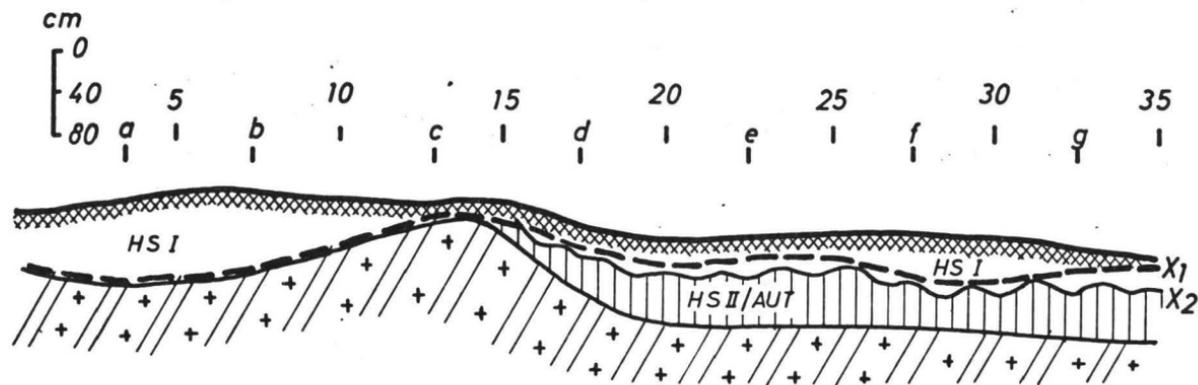


Abb. 42 und 43: Stratigraphischer Schnitt und Analysenergebnisse von Fiñana.

5-Diskussion zur Altersstellung der roten Böden

5.1 Literaturübersicht

KUBIENA (1954, 1956a, 1956b) stützte seine einleitend erwähnte (s. 1) Altersansprache der roten Böden u.a. auf Relikte, die von präpleistozänen Sedimenten überlagert (KUBIENA, 1962, S. 173) wurden oder in Raña-Sedimente eingelagert waren (s. auch GUERRA und MONTURIAL, 1956). Auch wenn Raña-ähnliche Ablagerungen jüngeren Alters nicht fehlen (HERNANDEZ-PACHEO, 1957), so steht sicher nicht zu bezweifeln, daß präpleistozäne Rotbodenrelikte gefunden werden können. Die Vorstellung dagegen, daß diese Bodenbildungstendenz mit dem Pliozän abgeklungen sein soll, wurde durch zahlreiche Beobachtungen pleistozäner Vorkommen widerlegt: KLINGE (1957) und MELLA (1958) berichten über rezente Terra Rossa, wenn auch noch als Ausnahme. RUTTEN und BONTEYRE (1963) fanden rote Böden auf Günz-Terrassen in Bas-Rhône und Languedoc. SOLE SABARIS (1961) wie auch BUTZER (1964) konnten in katalonischen Terrassenablagerungen drei Niveaus mit roten Böden feststellen, die bis zum Tyrrhen II reichten. Über mindelzeitlichen LÖB mit Rotlehm berichtet MARCET-RIBA (1953), bestätigt von GARCIA-SAINZ (1957). Weiter sind pleistozäne Bodenrelikte von BENAYAS und GUERRA, 1970, VIRGILI und ZAMARRENO, 1957, GAUCHER, 1947, BONIFAY, 1957, MOINEREAU, 1970, und insbesondere ROHDENBURG und SABELBERG, 1969, beschrieben worden. Nach BOTTNER und LOSSAINT, 1967, kann man deshalb eine weitgehende Übereinstimmung feststellen darin, daß rubifizierte Böden während des Pleistozäns gebildet wurden. Nach Beobachtungen von RUTTEN und BONTEYRE (1963) im unteren Rhônegebiet soll der Rubifizierungsgrad der pleistozänen Terrassenböden mit dem Alter abnehmen und auf der Würmterrasse fehlen. Wo in holozäner stratigraphischer Stellung rote Lagen auftreten handelt es sich stets um umgelagertes älteres Bodenmaterial, das in dem "konservierenden" Klima der Mittelmeersonne (KUBIENA, 1956, GEZE, 1959, S. 241, BOULAINÉ, 1961, DURAND, 1959, zitiert in LAMOUREUX, 1965, S. 25) erhalten bleibt, weil diesem die eigene pedogenetische Formungskraft abginge.

In dieser Ablehnung holozäner Rubifizierung finden die Autoren generelle oder regionale Unterstützung bei ALBAREDA et al., 1956, BOULAINÉ, 1961, BORNAND, 1969, GALLARDO und SANCHIDRIAN, 1971, CHOUBERT et al., 1956, u.a. Zu entgegengesetzten Befunden kamen dagegen CABONAT und MARCELIN, 1954, BONIFAY, 1957, JAYET und SAUTER, 1953, in Südfrankreich, VAN LIEVE (1961, zitiert in STREBEL, 1965), LAMOUREUX, 1965, und NAHAL, 1969, im Libanon und in Syrien, DAN et al., 1968/69, in Israel, BEAUDET und RUELLAN, 1966, RUELLAN, 1970, in Marocco, DESAUNETTE, 1971, in Griechenland, und MOLL, 1970, im Oberrheintal. In diesen Fällen werden holozäne Rotböden stratigraphisch nachgewiesen oder extensive Vorkommen solcher roten Bodendecken als Holozän angesehen. Daß regionale Unterschiede - z.B. solche des Ausgangsgesteins, seines Verwitterungszustandes oder seiner Verwitterungsbereitschaft - die widersprüchlichen Beobachtungen z.T. erklären könnten (PUJOS, 1953, MOLL, 1970, DAN et al., 1972, LAMOUREUX, 1971) kann als sicher angenommen werden (s. 7). Ebenso wird man eher der unterschiedlichen Dauer der Bodenbildung (bzw. Verwitterung) in verschiedenen alten Terrassen eine Rolle zubilligen, als daß man großräumig den Interglazialen eine grundsätzlich andere Bodenbildungstendenz als dem Holozän zuzubilligen bereit wäre. ROHDENBURG und SABELBERG, 1973, zeigen so deutlich in ihrer Beschreibung der vielschichtigen Pleistozän-Aufschlüsse, daß jede glaziale Abtrags- und Sedimentationsphase eingeleitet wird durch eine mehrfache Wechselfolge von Sedimentlagen und roten Böden; diese zeigen, daß rubifizierte Böden sich während eines Interglazials auch mehrfach bilden konnten, wenn die notwendige Unterbrechung durch neue Sedimentlagen gegeben war. Gerade weil die früheren Interglaziale - einschließlich des letzten - also nicht marginale Bildungsepochen gewesen sein können, scheint es auch ungerechtfertigt, zumindest eine generelle Sonderstellung des Holozäns ins Auge zu fassen.

Der entscheidende Grund, warum gerade in Spanien eine holozäne Rubifizierung kaum ins Auge gefaßt wurde, liegt natür-

lich darin, daß man sich das Ausmaß tatsächlicher jung-holozäner (einschließlich rezenter) Abtragung nicht hat vorstellen können. Die vorhandenen roten Bodenrelikte sind dazu in der Regel gestört, was zumeist in einer Überlagerung durch bleichere Decken zum Ausdruck kommt. Man hat z.T. in dieser Überlagerung ein stratigraphisches Indiz gesehen, das den Boden einer älteren Epoche zuordnet (ALEIXANDRE, GALLARDO und MONTURIOL, 1971, GALLARDO und SANCHIDRIAN, 1971), während die überlagernde Decke entweder selbst als würmzeitlicher Fließschutt oder auch als holozäne Überprägung eines relikten Rotlehms (JANEKOVICS, 1964) angesehen wurde. Dies jedoch bedeutet natürlich eine mangelnde Berücksichtigung jungholozäner Abtragung und Umlagerung, d.h. von Vorgängen, die stets auch mit Sedimentation verbunden sind.

5.2 Präpedogene stratigraphische Hinweise

Bodenbildung und Bodenabtrag sind keine kontinuierlichen Prozesse, sondern sind eingebettet in eine klimatisch bedingte Wechselfolge von geomorphodynamischen Aktivitäts- und Stabilitätszeiten. Stets ist einer Bodenbildungsphase eine Abtragsphase vorgeschaltet gewesen, die zugleich von einer Ablagerung von Abtragsmaterial am Hang begleitet wird. Solche Hangsedimente, und seien es noch so geringmächtige, stellen doch fast überall einen Teil des Ausgangsmaterials der Bodenbildung. Mehrschichtige Hangsedimente sind häufig.

Die Abgrenzung des leicht - gelegentlich auch stärker - verwitterten Ausgangsgesteins (s. 71) zum Hangsediment läßt sich in der Regel leicht erkennen und tritt auf skeletthaltigem Ausgangsgestein als mehr oder minder deutlich sichtbare Steinsohle in Erscheinung, welche die Hangsedimente - auch in den höheren Lagen der Meseta und am Fuß der S. de Guadarrama (~ 1000 m) - doch eindeutig als wassertransportiert ausweist (WICKE, 1961, BOS, 1971). Die Abgrenzung zwischen mehreren präpedogenen Hangsedimenten war im Gelände nur teilweise sichtbar, wurde dagegen analytisch als mehr oder minder scharfer Texturwechsel deutlich. Die

Benennung sämtlicher Hangsedimente erfolgte unter Aussparung der obersten Schicht - des im Zuge permanenten Ackerbaus bewegten "Agrar"-Kolluviums (AK) - fortlaufend von oben nach unten, und dies bedeutete, daß das letzte präpedogene Hangsediment stets die römische Ziffer II trägt. Maximal wurden 3 präpedogene Schichtwechsel bzw. Materialwechsel registriert (HS II - IV). Wiederkehrend und charakteristisch zumindest für die bergnahen Lokalitäten (Katalonien, Torrelaguna, Balsain, Segovia, Nisa, Orense) war doch eine Folge zweier Hangsedimente, von denen das untere texturell deutlich den Charakter des Ausgangsgesteins widerspiegelt, während das obere eine deutliche bis dominante LÖBkomponente enthält. In einem Fall, Torrelaguna, trat dieser LÖB auch als fast reine intermediäre Ablagerung in Erscheinung. Regionale Verbreitung von würmzeitlichem LÖB ist aus verschiedenen Gebieten Iberiens bekannt (GARCIA SAINZ, 1957, BRUNNACKER und LOZCEK, 1969, ALIA MEDINA und RIBA, 1957, ROHDENBURG und SABELBERG, 1969a und b, 1973). Fehlende LÖBbeimengung in den Profilen auf den bergfernen Plateaus von Salamanca (Meseta) und Evora (Alentejo) mögen zufällig sein oder regional typisch.

Die Lösablagerung als solche bringt natürlich die relativ ariden klimatischen Verhältnisse während der Ablagerungszeit zum Ausdruck, was auch durch Schneckenfauna (BRUNNACKER und LOZCEK, 1969) und dann insbesondere durch Pollendiagramme (AMOR und FLORSCHÜTZ, 1961 und 1963) bestätigt wird. C¹⁴-Datierungen im Zusammenhang mit den letzteren legen den Zeitraum der letzten ökologisch trockenen, großflächig waldfreien Phase ins Würm-Hochglazial. Und schließlich zeigen unsere Hangsedimente, daß die LÖBsedimentation in eine Zeit morphodynamischer Aktivität fällt. Letztere wird durch die LÖBsedimentation nicht unterbrochen, aber vielleicht doch vorübergehend verlangsamt (s. Torrelaguna). Stets wurde der LÖB jedoch in den von uns untersuchten Abtragungsräumen weiter umgelagert und mehr oder minder stark vermischt. Dies bestätigt die besonders von ROHDENBURG und SABELBERG (1969b, 1973) so eindrucksvoll belegte These

glazialer Aktivität und interglazialer Stabilität in dem uns zugänglichen Zeitbereich vor der letzten roten Bodenbildung. Daß es sich hierbei tatsächlich um den Zeitbereich des würmzeitlichen Hochglazials handelt, scheint zwar in erster Näherung in vielen Gebieten durchaus zweifelhaft, nämlich insbesondere in den reliktarmen arideren Regionen. In Katalonien jedoch erreicht die Frequenz roter Relikte Werte, die ein prä-würmzeitliches Alter der Relikte unwahrscheinlich machen, will man nicht die kaum glaubhafte Möglichkeit in Betracht ziehen, daß das Würm die katalonische Oberfläche unberührt gelassen hätte. Aber auch in den arideren Gebieten stellt sich die Beziehung der wenigen roten Relikte zur heutigen Oberfläche als keineswegs unüberschaubar dar. Gerade das Beispiel von Alba de Tormes (Abb. 21) zeigt, daß der Verlust einer durchgängigen roten Bodendecke rekonstruierbar und auf wenige Teilvorgänge zurückführbar ist, so daß auch hier das jüngst mögliche, nämlich das postwürmzeitliche Alter als das wahrscheinlichste Alter der roten Böden angesehen werden muß.

5.3 Postpedogene Störungen

Mit Ausnahme der Profile Orense, Nisa 2 sowie einiger Abschnitte des Aufschlusses Piñ ana war eine postpedogene Profilstörung in allen Einzelprofilen und Profilkomplexen offensichtlich, wenn sie sich auch gelegentlich nur aus dem räumlichen Kontext ergab und nicht unbedingt im Einzelprofil zu erkennen war. Letzteres galt insbesondere für Böden des feuchteren Klimabereichs, die auch eine pedogene Differenzierung in stark aufgehellten Al- und roten Bt-Horizont zeigen. In den Profildarstellungen ist bereits eine Aufgliederung der verschiedenen Störungs-Phänotypen erfolgt, und zwar durch die Bezeichnungen der mit den Störungen Hand in Hand gehenden Hangsedimente HS I und AK. Innerhalb der jeweils wechselnden petrographischen Umgebung besteht zwischen beiden ein charakteristischer Unterschied, der nur selten unklar oder verwaschen erscheint:

- HS I: erscheint als das Ergebnis relativ kurzfristigererspülung am Hang bei starker Belastung des Oberflächenwassers. Das Material ist nicht geschichtet und lehnt sich texturell stark an das ausgeräumte Material an. HS I/Al-Horizonte besitzen so unverkennbar die Textur von Al-Horizonten, in denen auch die Lößkomponente des HS II noch kaum verdünnt auftaucht. Andererseits können HS I-Sedimente aus B-Horizont-Material oder aus Mischungen aufgebaut werden, deren Tongehalt sich dem des Herkunftsmaterials anpaßt. Diese Umlagerung - so muß man folgern - wurde kaum von einer stärkeren Sortierung begleitet.
- AK: Agrarkolluvium, im Gegensatz zum HS I handelt es sich um tonarme Ablagerungen, in denen in der Regel - und soweit petrographisch möglich - im Vergleich zum Ausgangsgestein bzw. dem Verwitterungsmaterial eine mehr oder minder erhebliche Anreicherung von Skelett erfolgt ist. Die gerade am Mittel- bis Oberhang meist nur geringmächtigen Lagen werden als Produkte einer kontinuierlichen Umlagerung gedeutet, in denen mäßige Transportkraft des Oberflächenwassers einerseits und ständige mechanische Störung des

Oberbodens durch landwirtschaftliche Bearbeitung eine Ausspülung der feineren Texturkomponente bewirken. Neben der ständigen Sortierung erfolgt aber offensichtlich eine gleichzeitige wenn auch graduelle Umlagerung der ganzen Deckschicht hangabwärts und eine Anreicherung in Dellen und am Unterhang. Diese mächtigeren AK-Ablagerungen können durchaus schichtige Sortierung zeigen.

Der eindeutige Unterschied im Charakter der beiden Ablagerungen sowie die, wie uns scheint, ebenso eindeutige Zuordnung der letzteren zum jungen Einfluß permanenter Pflugbewirtschaftung rechtfertigt die Sonderstellung des "Agrarkolluviums". Weitere Abgrenzungen lassen sich jedoch feststellen:

- Einmal blieb das AK pedogenetisch stets undifferenziert, wenn man von der Bildung von Humushorizonten in Einzelfällen absieht.
- HS I kann Tonbänder entwickeln, wenn die Mächtigkeit die Tiefe der Hauptwurzelzone überschreitet, und - soweit es sich um ausreichend rotes, d.h. umgelagertes B-Horizont-Material handelte - auch eine postsedimentäre, von der Oberfläche ausgehende Bleichung.

Diese stärkere pedogenetische Differenzierung von HS I kann mit Recht als Indiz genommen werden

- a) einmal für einen seit längerem abgeschlossenen Umlagerungsvorgang,
- b) zum anderen für ein größeres Alter von HS I gegenüber AK.

Soweit AK und HS I im Aufschluß zusammen vorkommen wird die zeitliche Folge deutlich bestätigt. Unbeeinflusstes HS I mit seiner pedogenen Differenzierung findet sich praktisch da wo wir noch heute eine Waldvegetation (Caldas) bzw. eine sekundäre Buschvegetation (San Lorenzo, Fiñana) antreffen, und wo damit ein gewisser Schutz vor weiterem Abtrag gewährleistet war. Daß dieser Fall sich in unseren Beispielen auf die feuchteren Regionen beschränkt, dürfte kein Zufall sein, da das hier vitalere Wachstum der Sekundärvegetation jeden Weideeffekt besser kompensiert und zu schnellerer Flächenbedeckung führt, als dies unter

arideren Bedingungen möglich ist. Eine Umwandlung der sekundären Buschvegetation (Machie), wie man sie sich als reine Holznutzungsform bzw. als mäßig genutzte Weideform denken kann, in eine entweder intensiv genutzte Buschweide oder Ackerfläche hat sicher weitere Störungen von HS I ausgelöst. Bei dauerhafter Umwandlung führte dies sicherlich zur Agrarkolluviation, welche normalerweise am Hang auch die Beseitigung von HS I - und natürlich auch von älterem Material - bedeutete, während eine nur gelegentliche intensivere Nutzung jene zweifelhaften Übergänge schuf, die gelegentlich anzutreffen sind.

Die hier vorgenommene Differenzierung der postpedogenen Sedimente bzw. Störungsvorgänge geht natürlich über eine rein morphogenetische Abgrenzung hinaus, da darin gleichzeitig ein landschaftsgeschichtliches Konzept vorgelegt wird. Es muß deshalb der Versuch einer weiteren Einengung und Abrundung gemacht werden. Und zwar steht zunächst die Ursache der Unterscheidung von HS I und AK zur Diskussion. Als gemeinsame Ursache darf eine Vegetationsstörung bzw. -öffnung und eine damit verbundene Erhöhung des Oberflächenabflusses vorausgesetzt werden. Im Fall des AK war diese Vegetationsstörung natürlich anthropogen, im Falle des HS I besteht durchaus die Möglichkeit einer frühen anthropogenen Auslösung im Zuge einer megalithischen Feldumlage-Bewirtschaftung. Die bisherigen C^{14} -Daten von 4800 - 3500 BP für diese Störung (Abb. 7) würden in den Rahmen einer solchen Deutung hineinfallen.

Die Alternative hierzu wäre eine intraholozäne klimatische Phase begünstigter morphodynamischer Aktivität, wie sie beispielsweise in tropischen Gebieten wie auch aus Nordamerika (BIGARELLA, MOUSINHO and Da SILVA, 1969, JUNGERIUS, 1969 FÖLSTER, 1969)

festgestellt wurden. ROHDENBURG und SABELBERG (1973) haben in iberischen Tonstein-Regionen - also in Gebieten mit morphodynamisch anfälligem Material - Hinweise dafür gefunden, daß ein heute begrenzter Abtrag (Teilaktivität) während einer subrezentenen Holozänphase mit größerer Intensität abgelaufen sein muß, da hier entsprechende vorzeitliche Abtragsformen (Pedimente,

verschüttete Hohlformen, Hangzerschneidung) zu beobachten waren. Der Bodenabtrag, welcher der Ablagerung von HS I vorausging bzw. sie begleitete, könnte somit während einer (oder mehrerer?) begrenzter Aktivitätsphasen im Holozän erfolgt sein, welche der jungen, anthropogen verursachten Teilaktivität vorausgelaufen sind. Der unterschiedliche Charakter der beiden Sedimente und ihre relativ scharfe Abgrenzung scheint dieser Deutung relativ starkes Gewicht zu verleihen. Anhaltspunkte für eine intraholozäne Aktivitätsphase sind innerhalb Iberiens bislang nicht bekannt. Phasen zeitlich begrenzten, intraholozänen Vegetationswechsels sind in den Pollendiagrammen von AMOR und FLORSCHÜTZ (1961, 1963) angedeutet. In drei Diagrammen läßt sich der Zeitpunkt dieses Wechsels, d.h. einer durchaus gewichtigen Zunahme der Grammineen- und Zyperaceen-Pollen, meist verbunden mit einer Abnahme der Baumpollen - genauer einengen (P. de Riofrio, 3500 J.B.P., Ereta, zwischen 6000 und 4000 J.B.P., Torreblanca, 4200 J.B.P.). Damit dürfte jedoch bislang nur die Richtung gezielterer Untersuchungen angedeutet sein.

6 Diskussion: Aspekte der Bodenbildung

6.1 Verwitterung

Das Bodenmaterial entstammt äolischem Zugang oder dem Gesteinszersatz in umgelagerter oder autochthoner Position. Der Zersatzgrad des autochthonen Gesteins variiert, und zwar wohl in erster Linie in Abhängigkeit von der glazialen und intraholozänen Abtragung. Da der Zersatzgrad nur einer von vielen - z.T. gewichtigeren - Faktoren ist, der die Abtragungstiefe mitbestimmt, werden Abtragungsoberflächen in der Regel m.o.m. stark verwitterte Gesteinspartien schneiden. Die Wahrscheinlichkeit solcher Wechselhaftigkeit hängt nicht zuletzt vom Grobgefüge, den vorhandenen Absonderungen und Schwächezonen ab, welche gewöhnlich einen unregelmäßigen Tiefgang der Verwitterungsfront fördern. Diese Variabilität erschwert verallgemeinernde Aussagen besonders im Hinblick auf regionale Unterschiede.

Allgemein läßt sich doch das Verwitterungsprofil in oder unter den roten Bodenrelikten charakterisieren gemäß Abb. : starke Tonbildung beschränkt sich auf den obersten Gesteinsbereich von vielleicht 50 - 100 cm; absehen muß man dabei von eventuell tiefgründigeren Zersatzlagen unter tertiären Sedimenten, wie sie im Randbereich von (tertiären) Mesas und Mesaresten an die Oberfläche treten können. Der Tongehalt fällt meist mit einem relativ steilen Gradienten nach unten ab, in der Regel zunächst auf einen Gehalt von etwa 10 %. Dies Material - ein Gesteinsgrus - kann sehr tief reichen, obwohl hier anscheinend regionale Unterschiede zum Tragen kommen. Ausbisse festen Gesteins - als Anzeichen vorwiegend flachgründiger Vergrusung - wurden am häufigsten in der trockensten Region westlich von Salamanca beobachtet.

Auch wenn sich das Wasserregime der mediterranen Klimazone aus Mangel an fundiertem Datenmaterial bislang nur klimatisch ableiten läßt, so scheint doch eine Übereinstimmung zu bestehen zwischen einer solchen generalisierbaren Bodenfeuchteverteilung und dem Verwitterungsgradienten. In der Abb. 44 ,

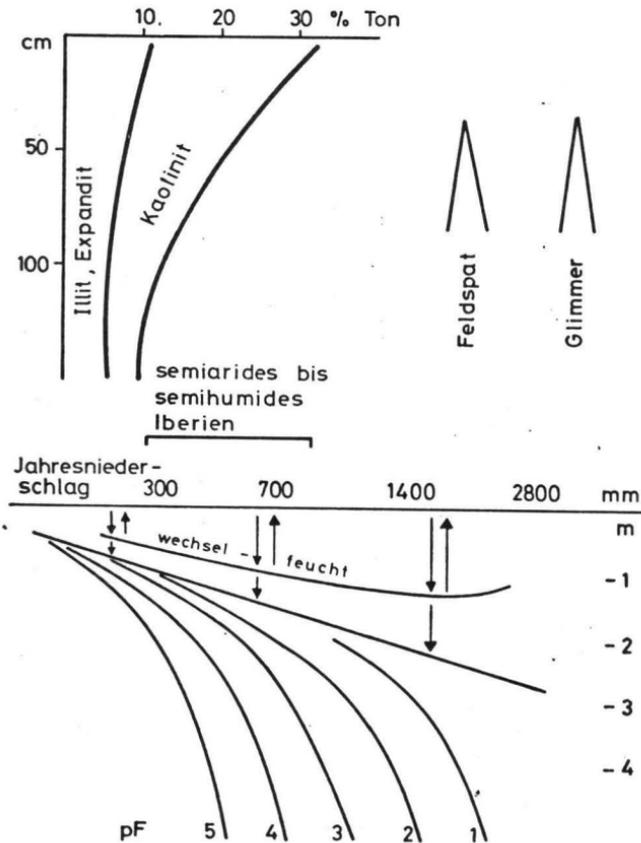
welche die durchschnittliche Jahresfeuchte der Böden in den tropischen Klimazonen darstellt, ließe sich ganz grob auch die Mediterranzone einordnen, und damit kann verdeutlicht werden, daß Intensität und Häufigkeit der Durchfeuchtung (in grundwasserfernen Lagen) mit der Tiefe abnehmen. Von einer gewissen Tiefe ab wird vorwiegend nur höher gespanntes Wasser auftreten, wodurch der Grad der erreichbaren Verwitterung von vorn herein begrenzt wird (Vergrusung). Sicher ist dieses Konzept noch recht grob und berücksichtigt eine Reihe von Faktoren nicht. So tritt z.B. in San Pol 1 (S, 29) unter einer Sedimentfolge wahrscheinlich des mittleren bis jüngeren Pleistozäns im anstehenden Granit ebenfalls ein steiler Tonbildungsgradient auf, der ganz offensichtlich erst nach der Ablagerung entstanden ist; anscheinend spielen also die speziellen Durchfeuchtungsverhältnisse an Schichtgrenzen eine wichtige Rolle, und das mag im eigentlichen Bodenbereich ebenso gelten bzw. mitwirken.

Im Gesteinsgrus besteht der Ton sowohl aus Zerfalls- (Feldspat, Quarz) wie Umbildungs- (Illite, Expandite) und Neubildungsprodukten (Kaolinit). Eine quantitative Aufschlüsselung fällt schwer, aber Kaolinit und Illit werden meist auf gleiche Mengenanteile geschätzt, während Feldspatpulver z.T. nicht geringe Mengenanteile ausmacht. Besonders hohe Illitgehalte wurden in einigen Zersatzproben bestimmt wie San Pol 1, CR 2 und SL 2. Die analytische Erfassung reicht nicht aus, um die Ursache aufzuzeigen.

Im oberen Zersatzbereich ist die Tonbildung eindeutig zugunsten des Kaolinitis gegangen und auf Kosten von Feldspat, z.T. auch Glimmer. Zwar ist diese Beziehung nicht in allen Profilen so eindeutig (s. Montemor 1, CR 2, Sonseca 1), aber das Ausgangsgestein kann oft auch nicht als sehr homogen bezeichnet werden. Quantitative Bilanzierungen sind bislang nicht versucht worden, aber es scheint der Kaolinit im wesentlichen auf Kosten des Feldspats gebildet zu sein, ^{während} der Illit anscheinend als Umbildung aus den vorhandenen Glimmern und Seriziten erklärt werden kann. Die Dreischicht-Tonkomponente

enthält in der Regel Illit und eine (14Å) Expanditkomponente. Die Mengenanteile variieren einmal örtlich, d.h. wahrscheinlich in Abhängigkeit vom Gestein, und zum anderen auch im Profil, wenn auch hier weniger eindeutig (z.T. Zunahme des Expandits nach oben, z.T. Abnahme, z.T. Verschiebung auf 12 bzw. 10 Å). Eine eindeutige Verschiebung zugunsten des Illits bzw. Expandits ist in den von Löss beeinflussten Hangsedimenten zu registrieren.

Abb. 44: Vertikale Verwitterungstendenz sowie zonale Verschiebung durchschnittlicher vertikaler Wassersättigung.



6.2 Tonverlagerung

Die hier beschriebenen roten bis braunen Reliktböden wurden vormals als sols rouges und brun-rouges méditerranéens bezeichnet und laufen heute als sols fersiallitiques (DUCHAUFFOUR, 1970). Ihre wichtigste Untergliederung ist die in Böden mit und ohne Tonverlagerung (lessivés und non-lessivés). Wie in der Materialbeschreibung öfter erwähnt, ist die Ansprache bei gestörten Profilen nicht problemfrei. Dies sei kurz anhand der wichtigsten Kriterien zusammenfassend dargestellt.

Horizontfolge:

Die in den meisten Profilen erfolgte Kappung des A-Horizontes hat die charakteristischen Horizontfolgen Ah-Al-Bt-Cv und Ah-Bv-Cv im ungestörten Profiltail reduziert auf die Folgen Bt-Cv und Bv-Cv. In diesen Fällen hängt die Ansprache an der Unterscheidung von Bt- und Bv-Horizonten. Allerdings kann u.U. das HS I Rückschlüsse auf die Art des ehemaligen A-Horizontes zulassen (SL), und in einigen Profilen ließ die intraholozäne Abtragung entweder das ganze Profil (Nisa 2, möglicherweise Orense und Finana) oder doch den Al/Bt-Übergang (SL 7, Torrelaguna 2, Balsain) unbehelligt und erleichterte die Ansprache.

Makrogefüge des B-Horizontes:

Das gewöhnlichste Merkmal zur Differenzierung von Bt- und Bv-Horizonten ist deren Makrogefüge. Tonmobilität größeren Stils erzeugt ein heterogenes Gefüge, wobei nicht nur vertikale sondern auch örtliche Verlagerung - im Zusammenhang mit stärkerer Absonderungsdynamik - Gefügeheterogenität bedingen kann. Die Gefügebildung von Bt-Horizonten der sols fersiallitiques variiert sehr mit der Textur des Ausgangsmaterials. In den sand-(grobsand-)reichen granitogenen Materialien unterscheidet sie sich vom gewohnten Bt-Gefüge in Lößparabraunerden, da anscheinend der Grobporenraum mehr Ton aufnimmt. Weniger und dünnere Tonkutanen auf den Aggregaten und in den Absonderungsrissen erschweren die Ansprache

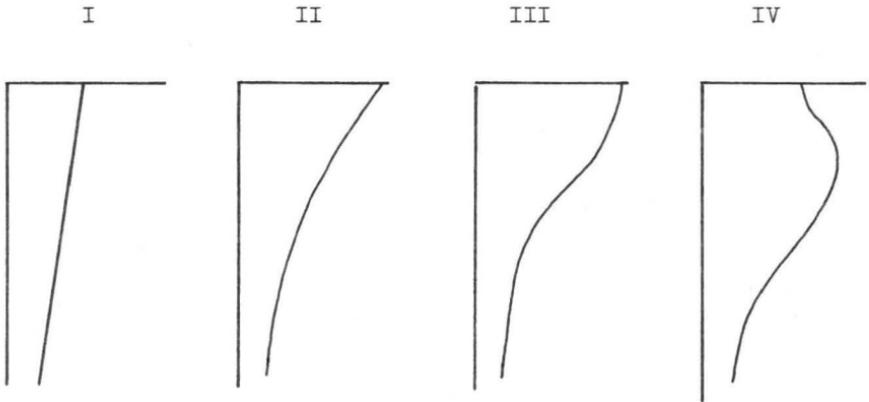
und lassen einen unsicheren Grenzbereich. Eine weitere Erschwernis bietet die nachträgliche Veränderung der Tonüberzüge, zumal in eisenreichen Böden, durch Fleckung und insbesondere durch Bleichung, die ja auf den Aggregatoberflächen am intensivsten verläuft. Neben im Gelände eindeutig ansprechbaren B-Horizonten blieben doch eine Reihe unsicherer Grenzfälle.

Mikrogefüge der B-Horizonte:

Die Existenz orientierter Tonablagerungen im Grobporenraum des Bodens sind Zeichen einer gegenwärtigen oder abgeschlossenen Tonmobilität. In nicht zu tonreichen Böden Mittel- und Westeuropas können sie zur Abgrenzung von Parabraunerden und Braunerden herangezogen werden, weil letztere versauert sind und keine Tonmobilität zulassen. Die sols fersiallitiques non-lessivés Spaniens sind schwach saure Böden; ihr Ionenmilieu läßt Tonverlagerung zu. Der die vertikale Verlagerung begrenzende Faktor ist die zu seltene Wasserbewegung in Grobporen über größere Distanz. Aus diesem Grund kann zwischen den Bt- und Bv-Horizonten der fersiallitischen Böden auch nur quantitative Unterschiede in der Häufigkeit von Tonkutenen erwartet werden. Dies trifft zwar zu, jedoch reicht allein die vorhandene Schlißfläche und unsere Auswertungsmethodik nicht aus, diesen Unterschied bei der Ansprache einzusetzen.

Was im Einzelfall noch an Unsicherheit bleibt, läßt sich durch eine bodengeographische Betrachtung relativieren. Gliedert man - unter Berücksichtigung der materialbedingten Inhomogenitäten - die vertikale Tonverteilung in den untersuchten Profilen in Grundtypen, so entsteht folgendes Schema (Abb. 45), in dem nur jeweils die Tonkurve unterhalb der intraholozänen oder subrezentzen Abtragungsfläche ansetzt.

Abb. 45 : Typen der Tonverteilung unterhalb der postpedogenen Abtragsfläche



Blanes
San Pol

Montemor 1,2,4
CR 2, Led. 11,2
Evora 4,5
Vitigudino 1,2
Sonseca 1
Segovia 1,2
Ervidel

Vecinos
SL 1,8
Torrelaguna 1
Caldas 2

Portel 1
Finana, Nisa 2
Balsain, SL 7
Torrelaguna 2
Orense
San Pablo

Von der Tonverteilung her gesehen könnten die Typen II bis IV so gedeutet werden, als handele es sich um Böden mit Tonverlagerung, die in IV nur flach, in II dagegen tief gekappt wurden. Bodengeographisch ergibt sich eine deutliche Gruppierung der Profile zu den Typen II und IV. In II sammeln sich die Profile aus den trockenen, in IV die aus den feuchten Gebieten. Eine wahrscheinlich sedimentbedingte, d.h. zufällige Ausnahme, stellt San Pablo dar. Die Profile vom Typ III sind entweder tief gekappte fersiallitische Böden mit Tonverlagerung (SL 1, 8, Torrelaguna 1) oder wiederum petrographische Ausnahmen wie Vecinos, wo zwei verschieden schnelle Verwitterungsvorgänge - Skelettzerkleinerung und Tonbildung aus Schluff - zusammen-treffen. Es gibt also eine deutliche klimazonale Polarisierung der Tonverteilungskurven, und sie fällt zusammen mit einer

ebenso klimazonalen Häufung makro- und mikromorphologischer "lessivé-Kennzeichen" in Böden mit Typ IV-Tonverteilung, bzw. mit einem Mangel solcher Kennzeichen in Böden mit Typ II-Tonverteilung.

Diese Aussage hilft zwar nicht in der Ansprache der vorher genannten Einzelfälle unsicherer morphologischer Profilausprägung, stützt jedoch das bodengeographische Gesamtkonzept, welches vom Nebeneinander von Böden mit und ohne Tonverlagerung ausgeht. Die bodengenetischen Bestimmungsgrößen sind einmal der Tongehalt des Ausgangsmaterials und zum anderen der effektive Niederschlag. Bodenmaterial mit über 40 % Ton zeigt keine wirksame Tonverlagerung. Zwischen 30 und 40 % Ton gibt es einen Übergangsbereich, in dem die Entwicklung von Bt-Horizonten - in der feuchteren Klimazone - von sekundären textuellen und strukturellen Faktoren gesteuert wird, welche die Durchlässigkeit beeinflussen. Eine solche Differenzierung wird angezeigt durch die Profile Blanes und San Pol 2 ohne Tonverlagerung einerseits, Caldas 2 mit Tonverlagerung andererseits.

Die klimatische Bestimmungsgröße ist ähnlich aufzugliedern: Unter 400 - 500 mm scheint Wasser so selten im Grobporensystem zu fließen, daß eine vertikale Verlagerung über größere Distanz nicht meßbar ist. Oberhalb 600 - 700 mm ist in der Regel eine Al-Bt-Differenzierung entwickelt, soweit die Porenverteilung und Gefügedynamik des Bodens es zuläßt. Zwischen diesen Größen spielen wieder sekundäre Faktoren eine steuernde Rolle, so z.B. die Niederschlagsverteilung. So bewirkt das Zusammenrücken der Herbst- und Frühjahrsniederschläge in SW-Iberien eine längere Trockenzeit (s. Abschn. 5.0) und damit eine Verschiebung zu höheren Grenzwerten um etwa 600 mm. In diesem Landschaftsraum haben in der Bodendecke anscheinend Böden mit und ohne Tonverlagerung nebeneinander vorgelegen abhängig von kleineren Niederschlags- oder Gesteinsunterschieden (s. Ervidel-Portel 1, Montemor-Portel 2). Im übrigen Klimaraum mit günstigerer Niederschlagsverteilung liegt dagegen die Grenze näher an 450 mm.

6.3 Eisendynamik

Bereits während der Geländearbeit ergaben sich morphologische Anhaltspunkte für drei Grundvorgänge in der Eisendynamik, nämlich

- Freisetzung silikatischen Eisens im Zuge der Verwitterung, sichtbar an der nach oben zunehmenden Intensität und Flächendeckung rotbrauner Farbkomponenten,
- an lessiviertem Ton gebundene Umlagerung von Eisen aus dem Al- in den Bt-Horizont, sichtbar an der Farbintensität des Bt-Horizontes allgemein und der Tonkutanen im besonderen, und
- ungebundene Verlagerung von Eisen, die morphologisch hauptsächlich an den Bleichwirkungen im Auswaschungsbereich kenntlich war.

Die Rubifizierung erfolgt je nach Verteilung und Häufigkeit der primären Eisenquellen homogen oder fleckenhaft (FÖLSTER, 1971). In granitogenem Material ist letzteres die Regel. Die Fleckungsdichte und die Flächenbedeckung nimmt nach oben zu, erreicht bei den vorhandenen Eisenvorräten eine fast homogene Eisenverteilung leichter in Hangsedimenten als im Autochthon, und nur unter Mitwirkung der Bioturbation. In eisenreichem Schiefer dagegen werden bestehende Inhomogenitäten leichter durch die große Eisenmenge überdeckt. Diese Beziehungen können natürlich durch hydromorphe Einflüsse überlagert werden, was an dieser Stelle nicht weiter zu verfolgen ist.

Die Farbe des ausgeschiedenen Eisenoxids ist stets rötlich. Das gilt für jeden einzelnen Ausscheidungskern. Der Gesamteindruck des Profils wird natürlich durch die freigesetzte Eisenmenge und die übrige Farbkomponente geprägt und reicht von grau mit schwachem Rotschleier (aber immer noch deutlich sichtbarem Farbgradienten) zu intensivem rot. Dies muß gerade bei Verwendung der älteren französischen Bodenbezeichnungen berücksichtigt werden, die eine Differenzierung zwischen roten und braunroten Böden einschloß (sols rouges

und bruns-rouges mediterranens). Da in fast allen Böden der Eisengehalt unter dem kritischen Mindestwert liegt, der für Röntgenbeugungsuntersuchungen notwendig ist, wird an dieser Stelle als Arbeitshypothese angenommen, daß Hämatit als kristalline Oxidform dominiert, ohne daß damit eine Mutmaßung über den nicht-kristallinen Oxidanteil einfließen soll. Die hier behandelte klimatische Region ist ebenso wie der respektive Niederschlagsgürtel der Tropen weltweit als charakteristisches Bildungsgebiet roter Böden bekannt, und es wird zur Zeit vermutet, daß der rasche organische Umsatz, die geringe Verweildauer organischer Ab- und Umbaustadien im Boden deren Einfluß auf den Boden allgemein und die Kristallisationsrichtung der Eisenoxide (Goethit) im besonderen minimalisiert.

Die Analysenergebnisse der untersuchten Bodenrelikte lassen sich nach Grundtypen der Eisendynamik ordnen, wobei wiederum - wie bei der Typisierung der auch hier wieder mit aufgeführten Tonkurven - die postpedogene Störungsfläche als Obergrenze bzw. als interne Grenzfläche herausgehoben wurde. Die drei Grundtypen mit den vorkommenden Abweichungen sind in Abb. 46 schematisch dargestellt und kurz beschrieben. Die Typisierung ist natürlich vielgestaltiger als diejenige der Tonkurven. Es gibt einige nicht einstuftbare Fälle (Torrelaguna 1 und 2), und wegen unvollständiger Gesamteisenbestimmungen auch einige nicht voll abgesicherte Einstufungen. Dies wie die weitere Verteilung auf Haupt- und Untertypen, wie sie in Abb. 46 zum Ausdruck kommt, überrascht nicht, wenn man bedenkt, daß das Prozeßgefüge komplizierter ist als bei der Tonverlagerung, und die mögliche Horizontierung deswegen differenzierter ist und leichter gestört wird. Immerhin ist dieses Schema aus den vorhandenen Profilresten abgeleitet und erscheint pedogenetisch sinnvoll.

Zwangsläufig spielt die primäre Differenzierung in Böden mit und ohne kombinierte Ton- und Eisenverlagerung eine dominante

Rolle. In den sols lessivés kann ungebundene Eisenverlagerung aufgrund der Maxima des Dithionit-Eisens im Ton qualitativ, wenn auch kaum quantitativ, abgeleitet werden. In den Böden ohne Lessivierung, d.h. den Böden der ökologisch trockeneren Regionen, ist eine Auffächerung in Böden mit starker bis fehlender ungebundener Verlagerung ganz deutlich, obwohl ein steuernder Faktor nicht klar hervortritt. Abgesehen von der Niederschlagsgröße, dem Eisengehalt, dem Tongehalt und der Vernässung, welche die Eisendynamik offensichtlich beeinflussen, scheint auch ein starkes Zufallselement vorhanden, das auch im morphologischen Vergleich der Intensitäten der Bleichungshorizonte auffiel.

Zuordnung der Profile zu Typen der Eisendynamik (Abb. 46)

I	Blanes 2, Montemor 2 u. 4, Segovia 1 u. 2, Nisa 1
I1	Montemor 1, Sonseca, Vitigudino 1 u. 2, San Pol 2
II	Evora 4 u. 5, San Pablo, Ledesma 2
II1	Ervidel, CR 2
II2	Vecinos
III	Portel 1, Orense, Fiñana, Nisa 2, SL 7
III1	SL 8, Caldas 2
III2	Balsain, SL1

Die morphologische Untersuchung der Umlagerungs-, insbesondere der Bleichungseffekte brachte nicht nur eine Stützung der analytischen Daten und ihrer Evaluation, sondern auch zusätzliche stratigraphische Informationen. So zeigten die

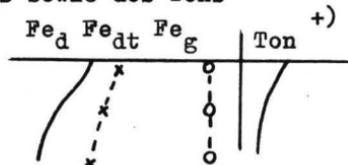
Bleichungshorizonte auf intraholozän verlagerten pedogenen Sedimenten oder den (vielleicht) gleichzeitig gekappten B-Horizonten, aber auch die z.T. sehr starken Auflösungserscheinungen an roten Aggregaten im HS I, daß dieser Bleichungs- und Umlagerungsprozeß im jüngeren Holozän mit voller Intensität abgelaufen ist. Dasselbe läßt sich von der Rubifizierung nicht behaupten. In der Tat, ein Vergleich der holozänen Profilrelikte beispielsweise mit der pedogenetischen Überprägung, welche pedogene Sedimente bzw. gekappte Bodenreste seit der intraholozänen Abtragung durchlaufen haben, vermittelt den Eindruck, daß sich das gegenseitige Verhältnis der beiden Prozesse zugunsten der Auflösung verschoben hat. Dies würde den Mangel jeglicher Rubifizierung im HS I erklären, auch dort, wo dies seit mehr als 4000 Jahren am Orte liegt. Ebenso ist in fBt/A₀-Horizonten die Bleichung gegenüber der Tonverlagerung deutlich nachgeschaltet, und zwar auch dann, wenn diese Horizonte durch Ab- und Auftrag kaum näher an die Oberfläche gelangt sein können.

Eine Erklärung könnte diese Verschiebung in der quantitativen Beziehung von Rubifizierung und Eisenverlagerung u.U. in der jüngeren Vegetationsgeschichte finden, nämlich in dem in vielen Pollendiagrammen (AMOR und FLORSCHÜTZ, 1961, 1963) zwischen 2500 und 1500 Jahren B.P. registrierbaren Wechsel vom Steineichenwald zur Machie. In dieser Sekundärvegetation haben anscheinend großräumig Ericaceen eine dominierende Rolle gespielt; sie tun es heute noch in den feuchteren Gebieten, in denen die beweidete Machie insgesamt eine größere Vitalität zeigt. Man kann wohl die Vorstellung von OJEA (1967) aus dem humiden Nordteil der Halbinsel übernehmen, daß nämlich dort Podsole und podsolige Böden unter der Sekundärvegetation entstanden seien, und sie unter Berücksichtigung der zwangsläufig unterschiedlichen Bodenmorphologie auf den semihumiden und semiariden Teil übertragen. Zusammensetzung, Dichte und Dauer der sekundären Buschvegetation mögen als abhängige Variable von Klima und Nutzungsgeschichte dann einen räumlich wechselnden Einfluß ausgeübt haben, welcher das oben erwähnte Zufallselement darstellt.

Abb. 46: Typisierung der Eisendynamik der untersuchten Bodenrelikte an Hand der Tiefenfunktion des Gesamt- und Dithioniteisens sowie des Tons ⁺⁾

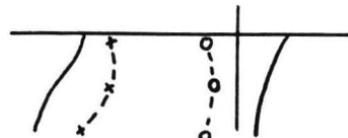
I Verwitterung:

Bei gleichbleibendem Gesamteisengehalt steigt das Dithioniteisen, wie der Ton, bis zur Grenzfläche⁺⁾



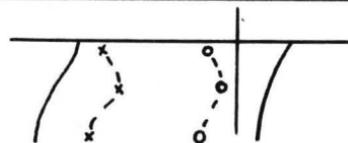
I,1 Verwitterung mit schwacher vertikaler

Eisenumlagerung, sichtbar an der Kurve des Dithioniteisens am Ton

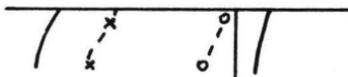


II Verwitterung und ungebundene Eisenverlagerung

Der Einwanderungshorizont zeigt Maxima des Dithioniteisens am Ton und des Gesamteisens



II,1 Sonderfall durch Abtrag: Der Einwanderungshorizont liegt unmittelbar unterhalb der Grenzfläche

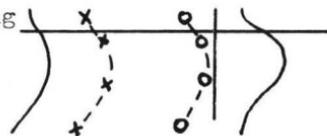


II,2 Läuft die Eisenfreisetzung der Tonbildung (-mobilisierung beim Schiefer) voraus, so entsteht ein im Vergleich zu I umgekehrter Gradient des Fe_{dt}



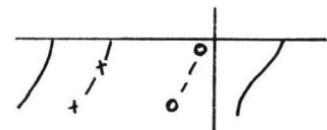
III Verwitterung, gebundene und ungebundene Eisenverlagerung

Alle Kurven folgen dem Verlauf der Tonkurve

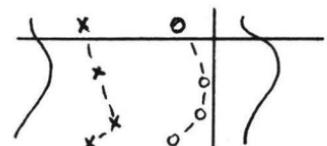


III,1 Sonderfall durch Abtrag: Das Maximum

liegt überall unmittelbar unterhalb der Grenzfläche (siehe II,1)



III,2 Der Einwanderungshorizont des ungebundenen transportierten Eisens liegt unterhalb des Bt-Maximums.



+) Dithioniteisen = Fe_d (Boden), Fe_{dt} (Ton), Gesamteisen (Fe_g). Ton = $< 2 \mu m$.
Grenzfläche: siehe Text

7- Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, die Relikte rotbrauner Böden auf Silikatgesteinen der Iberischen Halbinsel systematisch auf ihre zeitliche Stellung und ihre regionale Differenzierung hin zu untersuchen. Zu diesem Zweck wurden Einzelprofile und Profilserien auf Granit, Granitgneis, Schiefer und granitogenen Sedimenten morphologisch und stratigraphisch aufgenommen. Die dargestellten Beispiele stammen aus klimatisch unterschiedlichen Regionen Iberiens. Die Geländeaufnahmen wurden ergänzt durch Laboranalysen (Textur, Mineralzusammensetzung, Eisenverteilung, Austauschkapazität und austauschbare Kationen, Dünnschliffe). Die Ergebnisse lassen sich in folgender Weise zusammenfassen:

- a) Die vor der eigentlichen Bodenbildung abgesetzten (präpedogenen) Hangsedimente ähneln z.T. textuell dem Autochthon, enthalten aber z.T. im oberen Bereich eine starke Lösskomponente. Dieser hochglazial sedimentierte Löss fixiert die roten Bodenrelikte als Ergebnisse postglazialer Bodenbildung.
- b) Beendet wird diese Bodenbildung allgemein durch eine Abtragsphase und die Ablagerung eines Hangsediments. C^{14} -Bestimmungen an Holzkohle an der Sediment-Basis ergaben ein Radiocarbon-Alter von etwa 4000 Jahren B.P. Damit liegt eine grobe zeitliche Begrenzung der Bodenbildung als holozänes Ereignis vor.
- c) Die Böden dieser frühholozänen Bodenbildungsphase sind auf weniger tonreichem Substrat (< 30 % Ton) im feuchteren Klimabereich Böden mit Tonverlagerung (Sols fersiallitiques léssivés) und im trockeneren Klimabereich einfache Sols fersiallitiques. Die Niederschlagsgrenze liegt zwischen 450 und 600 mm.
- d) Makroskopisch wie analytisch ist in allen Bodenrelikten eine oberflächennahe Bleichung und Eisenumlagerung festzustellen. Dieser Prozeß ist dem der eigentlichen Rubifizierung deutlich nachgeordnet und wird mit dem Vegeta-

tionswechsel vom Steineichenwald zur Machie in Verbindung gebracht.

Aus diesen Einzelergebnissen läßt sich folgendes Konzept der Bodengeschichte ableiten: Das Würm-Hochglazial war im geomorphologischen Sinne Aktivitätszeit, charakterisiert durch Abtrag und Hangsedimentation, LÖB-Ablagerung und Umlagerung. Der Wechsel von lichter Steppenvegetation zur geschlossenen Waldvegetation im Spätglazial oder Holozän schuf die Voraussetzung für eine stabile Oberfläche und den Beginn der Bodenbildung. Die Pedogenese war in erster Linie charakterisiert durch Rubifizierung und je nach klimatischen Voraussetzungen auch Lessivierung. Gestört wurde diese Stabilitätszeit und Bodenbildung durch eine Abtragsphase, in der die Bodendecke gekappt oder sogar vollkommen abgetragen wurde. Möglicherweise wurde diese Störung klimatisch ausgelöst. Die Wiederherstellung stabiler Bedingungen hatte jedoch keine deutliche Fortsetzung der Rubifizierung zur Folge, oder diese wurde durch eine allmählich einsetzende Auflösung und Umlagerung von Eisen aus dem Oberboden-Bereich überlagert. Hauptsächlich wird dieser Wechsel der Bodenbildungsrichtung dem menschlichen Einfluß zugeschrieben, der in den letzten 2000 Jahren zu einer Ablösung der Waldvegetation durch Machie geführt hat. Eine zweite jungholozäne Abtragsphase wurde schließlich ebenfalls vom Menschen ausgelöst, insbesondere durch die Ausübung permanenter Feldbewirtschaftung am Hang. Durch sie wurde die holozäne Bodendecke so weit ausgeräumt, daß heute nur noch wenige Reste erhalten geblieben sind.

Literaturverzeichnis

- Albareda, J., Aleixandre, V. and Sanchez Calvo, C. (1956):
Les sols espagnols de la zone aride formés
sur les sédiments siluriens. Transactions,
6, Congress int. Soc. Soil Sci., Paris 1956,
V, 447-451.
- Aleixandre, T., Monturiol, F., Gallardo, J. (1971): Los
paleosuelos rojos en las formas cuaternarias.
Seme INQUA. Bd. 1. Paris. S. 373-376.
- Alia Medina, M. and Riba, O. (1957): Manzanares et Toledo. V.
Congrès INQUA Madrid 1957, Livret-guide de
l'excursion centre C4.
- Amor, J.M. and Florschütz, F. (1961): Contribucion al
conocimiento de la historia de la vegetacion
en Espana durante el Cuaternario. Estudios
Geologicos, XVII, 83-99.
- Amor, J.M. and Florschütz, F. (1963): Sur les éléments steppiques
dans la végétation quaternaire de L'Espagne.
Bol.R.Soc.Espagnola Hist.Natural(G), 61, 121-
133.
- Beaudet, G. and Ruellan, A. (1966): Le cadre géomorphologique de
la pédogénèse au Maroc. Livret-guide du
Congrès de Pédologie méditerranéenne. Excursion
au Maroc, t.I, 1-24.
- Benayas, J. and Guerra, A. (1970): Estudio micromorphologico de
sedimentos de Rotlehm en Almagro. Anales de
Edafologia y Agrabiologia, t.XXIX (Madrid),
135
- Beug, H.J. (1967): Probleme der Vegetationsgeschichte in Süd-
europa. Ber. Dtsch.Bot.Ges., 80, 682-689.
- Bigarella, J.J., Mousinho, M.R. and Da Silva, J.X. (1969):
Processes and environments of the Brazilian
Quaternary, in PEWE (Ed!): The periglacial
environment, 417-487, Montreal (Mc Gill).
- Biro, P. et Dresch, J. (1953): La méditerranée et le Moyent-
orient. Tome 1 la Méditerranée occidentale.
Presse universitaire de France 544 Seiten.
- Blume, H.P. und Schlichting, E. (1966): Bodenkundliches Prakti-
kum. Paul Parey, Hamburg und Berlin, 1966.
2095.
- Bonifay, E. (1957): Age et signification des sols rouges médi-
terranéens en Provence. C.R.Acad.Sci., 1957
3075-3077.

- Bornand, M. (1969): Les sols rouges du confluent Rhône-Isère. *Scienza del Sol*, 2, S. 3-27.
- Bos, R.H.G. (1971): Quaternary evolution of a mountainous area in NW Tunisia. *Publ., Fysisch-Geografisch en Bodenkundig laboratorium, Universiteit Amsterdam*, nr. 19, 167 p.
- Bottner, P. and Lossaint, P. (1967): Etat de nos connaissances sur les formations rouges du bassin méditerranéen. *Science du Sol*, 1, 49-80.
- Boulaine, J. (1961): Facteurs de formation des sols méditerranéens. *Sols africains VI*, 249-272.
- Brunnacker, K. and Locák, V. (1969): Löss-Vorkommen in Südspanien. *Z. Geomorph.* 13, 247-316.
- Brewer, R. (1964): *Fabric and Mineral Analysis of Soils* John Wiley et Sons, Inc., New York, London, Sydney. 470 S.
- Butzer, K.W. (1964): Pleistocene geomorphology and stratigraphy of the Costa Brava region. *Akad. der Wiss. u. Lit., Abh. d. Math.-Nat. Klasse, Jhrg. 64*, 3-51.
- Cabonot, D. and Marcelin, P. (1954): Sur la formation et l'âge de quelques terres rouges de la région nîmoise. *Bull. de la Soc. languedocienne de Géographie*, 25, 2, 1-8.
- Charles, G. (1949): Sur la phénomène de rubifaction et ses conditions climatiques. *C.R. Acad. Sci.*, 228, 589-591.
- Choubert, G., Joly, F., Gigout, M., Marçais, J., Margat, J. and Raynal, R. (1956): Essai de classification du Quaternaire continental du Maroc. *C.R. Acad. Sci.*, 243, 504-506.
- Dan, J., Yaalon, D.H. and Koyumdjisky, H. (1968/69): Catenary soil relationships in Israel: 1. The Netanya catena on coastal dunes of the Sharon. *Geoderma*, 2, 95-120.
- Dan, J., Yaalon, D.H. and Koyumdjisky, H. (1972): Catenary soil relationships in Israel: 2. The Bet Cuvrin Catena on chalk and Nari limestone crust in the Shefela. *Israel J. of Earth Sci.*, 21, 99-114.
- Desaunettes, J.R. (1971): Sol rouge fersialitique sur micaschiste en Grèce. *Sc. du sol* 2, S. 37-49.
- Duchauffour (1970): *Précis de Pédologie Masson C^{ie}*. Paris. 481 S.
- Fölster, H. (1971): Ferallitische Böden aus sauren metamorphen Gesteinen in den feuchten und wechselfeuchten Tropen Afrikas. *Gött. Bodenkd. Ber.* 20. 230 S.

- Fölster, H. (1969): Slope development in SW Nigeria during late Pleistocene and Holocene. Giessener Geogr. Schriften 20, 3-56.
- Gallardo, J. and Sanchidrian, R. (1971): Contribucion al estudio del rotlenm. Anales de Edafologia y Agrobiologia, t.XXX, 527.
- Garcia Sainz, L. (1957): Origen y paleoclimatologia de los loess rojos cuaternarios Ibero-mediterraneos. Actas del V Congreso internacional del INQUA Madrid-Barcelona Tomo I. S. 237-241.
- Gaucher (1947): Les sols rubéfiés et les sols à croûte du Bas-Chelif et des basses plaines oranaises. CR Acad.Sci. T 225, 2 (1947) 133-135.
- Gausson (1963): Les cartes bioclimatiques et de la végétation Principes directeurs et emploi de la couleur.Sc. du Sol, 1, S. 117-129.
- Geze, B. (1959): La notion d'âge du sol et son application à quelques exemples régionaux. Anales agronomiques III S. 237-249.
- Guerra, A. and Monturiol, F. (1956): Quelques considérations sur la formation des sols de la région d'extramadura (Espagne). Transactions, 6. Congress, Int.Soc.Soil Sci. Paris 1956, V, 443-445.
- Guitan Ojea, F. (1967): Suelos de zona humeda espanola. 1: Tipos principales y sus relaciones geneticas. Anales de Edafologia y Agrobiologia, t.XXVI, 1369-1378.
- Hernandez Pacheo, F. (1957): Las "Rañas" del occidente de España. Congrès Int. Geogr. Lisbonne, 1957.
- Hernandez Pacheo, F. (1950): Las ranas de las Sierras centrales de Extramadura. Union géographique internationale 16. CR du Congrès International de géographie. Lisbonne (1949) Tome II Travaux des sections II et III Lisbonne 1950. S. 87-109.
- Jackson, M.L. (1960): Soil chemical analysis, 2te Auflage, Prentice-Hall, inc, Englewood N.J. 1960.
- Janekovic (1964): Spezielle Bodenbildung Jugoslawiens. Pedologie XIV, 1, S. 85-103.
- Jayet, A. and Sauter, M.R. (1953): Observations géologiques et archéologiques récentes sur les terres rouges. Bull.Institut national Genevois, t. LVI.

- Jungerius, P.D. (1969): Soil evidence of postglacial tree line fluctuations in the Cypress Hills area, Alberta Canada. Arctic and Alpine Research, 1, 235-246.
- Klinge, H. (1957): Über spanische Terra Rossa-Vorkommen und die Möglichkeit ihrer zeitlichen Einordnung aufgrund bodengeographischer Studien. Z. f. Pflanzenern. Düngg. Bodenkde 76, 223-231.
- Kubiena, W.L. (1954): Über Reliktböden in Spanien. Festschrift Aichinger. Kärntner Landinstitut für angewandte Pflanzensoziologie, Klagenfurt, 213-224.
- Kubiena, W.L. (1956b): Rubifizierung und Lateritisierung. Rapports VI^e Congrès Int. Sci. Sol. Paris 1956, V, S. 247
- Kubiena, W.L. (1956a): Kurze Übersicht über die wichtigsten Formen der Bodenbildung in Spanien. Veröff. Geobotanisches Institut Rübel, Zürich, 31 (1956), S. 23-31 + 1 Karte
- Kubiena, W.L. (1962): Böden des mediterranen Raumes. Kalisymposium, Int. Kali-Institut, Bern, Athen, 1962, 167-187.
- Kubiena, W.L. (1956a): Kurze Übersicht über die wichtigsten Formen der Bodenbildung in Spanien. Geobotanisches Institut Rübel 31. Zürich.
- Kubiena, W.L. (1962): Die Böden des Mittelmeerraumes. Kalisymposium Athen, Intern. Kaliinstitut, Bern.
- Lamouroux, M. (1965): Observations sur l'altération des roches calcaires sous climat méditerranéen humide (Liban). Cahiers de Pédologie, III, 23-39.
- Lamouroux, M. (1971): Etude des sols formés sur roches carbonatées. Pédogénèse fersiallitique au Liban. Thèse Sci., Univ. Strasbourg, 1971. 314p.
- Lautensach, H. (1969): Die Iberische Halbinsel. Keyser, München. 700 S.
- Marcet-Riba (1953): Las formaciones cuaternarias de la region costera de Nordeste de Espana. Actes du IV Congrès International du Quaternaire, Rome-Pise, Août sept. 1953. Rome 1956.

- Mehlich, A. (1942): Soil sc. 53, 115. J. Ass. Off. Agric. Chem. 36, 445 (1953).
- Mella, A. u. Klinge, H. (1958): Los suelos de las islas baleares. Anales de Edafologia y Agrobiologia. Tomo XVII, 1. Madrid.
- Moinereau, J. (1970): Aspects pédologiques de la sédimentation humaine. Apports et limites des études pédologiques dans les sites archéologiques. Quaternaria XIII Roma. S. 205.
- Moll, W. (1970): Beiträge zur Genese und systematischen Stellung rubefizierter Parabraunerden aus alpinen Schotter und Geschieben. Freiburger Bodenkdl. Abhdlg. Heft 3. Freiburg i. Breisgau. 180 S.
- Nahal, J. (1969): Sols et végétations dans les Montagnes cotières de Syrie. Science du sol, 1, 85-96.
- Pujos, A. (1953): Réflexions sur la rubéfaction des roches et des sols dans le nord marocain et le Maroc oriental. Soc. d. Sciences Nat. et Phys. du Maroc, Travaux section de Pédologie, t.6+7, 95-105.
- Rohdenburg, H. and Sabelberg, U. (1969a): Kalkkrusten und ihr klimatischer Aussagewert - neue Beobachtungen aus Spanien und Nordafrika. Gött. Bodenkdl. Berichte 7, 3-26.
- Rohdenburg, H. and Sabelberg, U. (1969b): Zur landschaftsökologisch-bodengeographischen und klimagene-tisch-geomorphologischen Stellung des westlichen Mediterrangebietes. Göttinger Bodenkdl. Berichte 7, 27-47.
- Rohdenburg, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. Eiszeitalter u. Gegenwart, 21, 81-96.
- Rohdenburg, H. u. Sabelberg, U. (1972): Quartäre Klimazyklen im westlichen Mediterrangebiet und ihre Auswirkung auf die Relief- und Bodenentwicklung. Z. Geomorph. Suppl. Bd. 15, 87-92.
- Rohdenburg, H. and Sabelberg, U. (1973): Quartäre Klimazyklen im westlichen Mediterrangebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung. Catena 1, 71-180 (Giessen).

- Ruellan, A. (1970): Les sols a profil calcaire différenciés des Plaines de la Basse Moulouya. Thèse, Sci., Strasbourg 1970, 482p.
- Rutten, P., Bonteyre, G. and Vigneron, J. (1963): Pédogénèse et géomorphologie dans le Bas Rhône-Languedoc. Science du sol, 1. 87-102.
- Schwertmann und Papendorf (1968): The influence of organic compounds on the formation of iron oxides. Trans. Intern. Congr. Soil Sci. 9th. Adelaide 1968, 1, 645-655.
- Solé Sabaris, L. (1962): Le quaternaire marin des Baleares et ses rapports avec les côtes méditerranéennes de la péninsule Ibérique. Quaternaria 6. S. 309.
- Solé Sabaris, L. (1961): Oscilaciones del Mediterraneo Espanol durante el Cuaternario. Consejo superior de investigaciones científicas, delegacion de Barcelona, 7-58.
- Strebel, O. (1965): Bodengesellschaften Syriens und des Libanon. Geol. Jahrbuch 84, 1-22.
- De Teran, M. y Solé Sabaris, L. (1968): Geografia regional de Espana. Ediciones Ariel Barcelona.
- Virgili, C. and Zamarreno, J. (1957): Le quaternaire continental de la plaine de Barcelona. V. Congrès Intern. du Quaternaire. Livret-guide de l'excursion B1, env. de Barcelone et Montserrat, 7-16. (Madrid-Barcelone).
- Walther, H. und Lieth, H. (1960): Klimadiagramm-Weltatlas. Fischer, Jena.
- Wicke, K. (1961): Beiträge zur Formenentwicklung der Sierran am unteren Segura (SE Spanien). Mitt. der Oesterr. Geogr. Gesellschaft, 10, Heft II, Wien.

Anhang I: Beschreibung der Dünnschliffe

Es folgt hier eine Beschreibung der wichtigsten Dünnschliffe in der Terminologie von BREWER (1964). Einige Anwendungsprobleme dieser Terminologie ergaben sich bei den Proben aus Gesteinszersatz mit hohen Gehalten an Schluff-Kaolinit bzw. höheren Schichtsilikatanteilen im Schluff (Böden aus Gneis, Glimmerschiefer, Tonschiefer). In welchem Umfang neben den regelmäßig (gitterartig) oder unregelmäßig doppelbrechenden Schluffmineralen Plasmaseparationen vorkommen, ist oft schwer abzuschätzen. Zwischen silasepisch und mosepisch, z.T. lat isepisch, sind alle Übergänge vertreten und in der Verwitterungsmatrix auch dominant. Vorwiegend handelt es sich hierbei um feine Tonbereiche innerhalb der kaolisierten Feldspäte, die als Ergebnis lokaler Umlagerung angesehen werden müssen. Daneben treten in fast allen Zersatzhorizonten Tonkutanen in größeren Hohlräumen auf, wenn auch seltener in den trockensten Profilen CR 2 und Vitigudino. In den eigentlichen Al/Bt- und Bt-Bereichen - d.h. in den vosepischen Plasmen - sind die tongefüllten Hohlräume und Tonkutanen allgemein kleiner und erfassen einen größeren Anteil des Gesamtplasmas. Vergleicht man damit die Bv-Horizonte der Böden ohne Tonverlagerung, so fehlt hier in der Regel solche Tonmobilität nicht, aber es besteht eher eine Tendenz - in den oberen Horizonten - zu masepischer Plasmastruktur, die sich vielleicht daraus erklärt, daß Ton eher lokal als über größere Entfernung umgelagert wird, und daß die entstehenden vosepischen Matrix-Bereiche ständig durch Pedoturbation gestört werden.

ORENSE

- Orense 1/3 (Bt-maximum) Porphyroskelisches Gefüge, Plasma insepisch (teils silasepisch und vosepisch (Ferri-Argillans))
- Orense 1/5 (unterer Bt) Porphyroskelisch-intertextisches Gefüge, Plasma ähnlich 1/3, aber Kutanen größer als in 1/3

SAN LORENZO

- SL 1/2-3 (A1) Porphyroskelisches Gefüge, Plasma vosepisch mit feinen Hohlraumfüllungen, besonders in 1/3
- SL 1/6 (Bt) Matrix ärmer als 1/3 und mit weniger aber größeren Hohlraumkutanen
- SL 2/1-2 (fBt/Ae) Gesteinszersatz (wie 1/6) mit groben Hohlraumkutanen
- SL 4/3-5 (Bv) Granular-porphyroskelisches Gefüge; Plasma vosepisch, besonders ausgeprägt in Tonbandbereichen

CALDAS

- Cal 2/1 (Ah/A1) Porphyroskelisches Gefüge, Plasma insepisch-vosepisch
- Cal 2/2 (A1) Porphyroskelisch-agglomeroplastisches Gefüge, Plasma ausgeprägt skelisch-vosepisch (tonarme und -reiche Matrixbereiche)
- Cal 2/3 (A1) Intertextisches Gefüge, Plasma lativosepisch
- Cal 2/4 (Btv) Porphyroskelisches Gefüge mit wenig verwitterten Lithostrukturen, Plasma mosepisch-skel-vosepisch

SAN POL

- SP 1/2 Porphyroskelisches Gefüge, Plasma mosepisch (bereichsweise schwach masepisch), untergeordnet skelsepisch
- SP 1/3 Gesteinszersatz schwach verwittert, mit Eisen- und Tonkutanen
- SP 2/2 (Bv) Porphyroskelisches Gefüge, vorwiegend asepische Matrix mit unregelmäßiger Eisenverteilung
- SP 2/4 (SBv) Porphyroskelisches Gefüge, skelettreicher als 2/2, Plasma insepisch (schwach skelsepisch)

BALSAIN

Bal 2/4 (SBv) Zersatzhorizont mit feiner, mosepischer Verwitterungsmatrix in stark vosepischer Ausprägung

TORRELAGUNA

Tor 1/1 (Ae/Bt) Agglomeroplastisches-porphyroskelisches Gefüge mit silasepisch-mosepischem Plasma
Tor 1/2 (Bt) Ähnlich wie 1/1, aber mit stellenweise omnisepischem Plasma
Tor 1/5 (Bv) Ähnlich wie 1/1, aber mit mäßig vosepischem Plasma
Tor 2/3 (Bt) Feinkörniges vosepisches Plasma in porphyroskelischem Gefüge

VITIGUDINO

Vit 2/1 (Ae/Bv) Porphyroskelisches Gefüge mit mosepischer Matrix (stellenweise Tendenz zu masepisch)
Vit 2/2 (Ae/Bv) Stärker vosepische Matrix als 2/3 und mit feinen Eisenkutanen und eisenarmen Zonen
Vit 2/3 (Bv) Porphyroskelisches Gefüge mit insepischer und auch schwach vosepischer Verwitterungsmatrix
Vit 2/5 (C) Gesteinszersatz mit vorwiegend silasepischer Verwitterungsmatrix (Gneiss)

LEDESMA

Led 11/1 (fBv/Ae) Vosepisch in wenig gestörten Bereichen, dagegen masepisch in den durchgemischten Bereichen
Led 11/2 (Bv) Ähnlich 11/4, relativ schwach
Led 11/4 (Cv) Gesteinszersatz mit mosepischer (z.T. latisepischer) Verwitterungsmatrix und größeren Spaltenkutanen

CIUDAD RODRIGO

CR 2/3 (Bv) Porphyroskelisches Gefüge mit mosepischer Verwitterungsmatrix in feiner Verteilung
CR 2/5 (Cv) Zersatzgefüge, silasepisch-mosepisches Plasma, kaum Kutanen

MONTEMOR

- Mon 1/2 (fBv/Ae) Agglomeroplastisches Gefüge, Plasma
mosepisch bis schwach vosepisch
- Mon 1/5 (Cv) Gesteinszersatz mit Grob-Kutanen (Ferri-
Argillans) in Spalten
- Mon 2/1 (Ae) Porphyroskelisch-intertextisches Gefüge,
Plasma insepisch (schwach vosepisch)
- Mon 2/2 (fBv/Ae) Porphyroskelisches Gefüge mit mosepischer
2/3-4
4/2 (Bv) Verwitterungsmatrix und größeren Hohlraum-
kutanen

NISA

- Ni 2/1 (A1) Porphyroskelisch-intertextisches Gefüge
mit vosepischer, teils masepischer Matrix,
z.T. stark tonverarmt
- Ni 2/2-3 (fBt/Ae) Porphyroskelisches Gefüge mit stark
vosepischer Matrix (Bereiche mit vor-
wiegend großen und vorw. feinen Hohlraum-
füllungen und Kutanen
- Ni 2/5-6 (Bt/Bv) Zersatzhorizont mit vosepischer Matrix

San Lorenzo	Austauschbare Kationen in mval / 100 g						Austauschkapazität	
	H	Na	K	Ca	Mg	Al	AKE	AKT
4/1	0.00	0.15	0.30	2.00	0.80	0.34	3.60	5.70
4/3	0.02	0.11	0.25	1.00	0.70	1.00	3.00	4.50
4/5	-	0.13	0.23	2.00	1.4	0.50	4.30	5.00
8/1	0.06	0.13	0.24	1.08	1.7	0.80	4.00	6.40
8/2	0.22	0.17	0.41	1.30	3.43	2.33	7.90	12.80
8/3	0.31	0.20	0.30	0.24	3.40	2.51	7.00	10.9
8/4	0.24	0.22	0.25	0.21	3.00	2.41	6.40	9.80
8/5	0.26	0.23	0.26	0.17	3.30	2.70	6.90	10.00
<hr/>								
BLANES								
2/1	-	2.41	0.40	15.50	0.9	0.06	17.0	19.20
2/2	-	0.23	0.36	13.60	0.80	0.07	15.0	11.00
2/3	-	0.30	0.40	15.40	1.20	0.08	17.40	19.00
2/4	-	0.23	0.34	16.10	1.40	0.03	18.00	20.20
<hr/>								
CALDAS								
2/1	0.05	0.14	0.20	4.00	1.60	0.50	6.43	9.74
2/2	0.05	0.24	0.40	7.00	2.60	0.55	10.90	15.50
2/3	0.03	0.35	0.35	8.80	2.70	0.33	12.50	17.21
2/4	0.01	0.65	0.40	12.00	3.40	0.28	16.70	21.00
2/5	0.02	0.80	0.41	13.80	3.80	0.20	19.00	22.70
2/6	0.04	0.70	0.31	11.52	3.14	0.14	15.80	17.60

BALSAIN	Austauschbare Kationen in mval / 100 g						Austauschkapazität	
	H	Na	K	Ca	Mg	Al	AKE	AKT
2/1-2	0.09	0.06	0.25	3.34	1.34	1.40	6.50	8.50
2/3	0.15	0.10	0.50	6.00	2.90	1.80	11.31	14.00
2/4-5	0.26	0.10	0.60	7.00	4.23	4.00	16.00	19.50
2/6-7	0.31	0.10	0.64	3.30	2.63	3.50	10.50	14.80
<hr/>								
NIZA								
1/1 M/Ah	0.14	0.05	0.12	0.30	0.24	1.60	24.00	5.61
1/2	0.22	0.07	0.13	0.60	0.64	2.60	4.24	6.71
1/3	0.31	0.10	0.14	0.24	1.90	4.00	6.65	11.40
<hr/>								
2/00	0.01	0.07	0.40	1.12	0.66	0.34	2.60	3.64
2/0	0.01	0.10	0.90	1.90	1.10	0.30	4.25	5.00
2/1	0.05	0.06	0.80	1.10	1.50	0.40	4.75	6.50
2/2	0.10	0.09	0.68	1.60	1.42	0.50	4.36	5.40
2/4	0.44	0.24	0.45	1.10	1.40	1.80	5.40	6.80
<hr/>								
SEGOVIA								
1/3-4	-	0.20	0.60	14.0	4.00	0.07	18.70	20.60
1/5-6	-	0.25	0.36	42.0	2.70	0.05	45.40	22.14
2/1	-	0.14	0.70	17.60	52.70	0.03	23.80	26.00
2/2	-	0.43	0.40	8.80	7.00	0.07	16.73	18.00
2/4	-	0.10	0.43	47.80	3.80	0.13	52.30	24.50

VITIGUDINO	Austauschbare Kationen in mval / 100 g						Austauschkapazität	
	H	Na	K	Ca	Mg	Al	AKE	AKT
1/3	0.16	0.10	0.26	6.00	3.70	6.20	16.50	21.24
1/5	0.20	0.80	0.18	3.50	2.70	6.60	13.20	14.41
2/1	0.70	0.16	0.26	8.60	6.00	4.12	19.70	23.00
2/2	0.80	0.20	0.28	10.00	6.90	6.00	24.00	26.20
2/4	1.14	0.22	0.22	6.53	5.94	8.53	22.12	23.30
CIUDAD RODRIGO								
2/1	0.08	0.05	0.20	1.65	0.53	2.30	4.8	7.74
2/2	0.03	0.05	0.11	1.60	0.43	1.90	4.00	8.50
2/4	0.25	0.20	0.35	15.20	4.00	6.60	26.50	25.60
VECINOS								
1/1	0.01	0.10	0.16	1.40	1.70	0.80	4.3	8.4
1/2	0.50	0.10	0.20	1.40	3.10	3.00	8.40	13.00
1/3	0.62	0.14	0.21	2.80	4.80	3.00	11.60	15.60
1/5	0.30	0.10	0.01	2.70	3.00	7.80	7.00	8.70
1/6	-	0.07	0.40	4.70	2.00	0.05	7.20	8.80

LEDESMA	Austauschbare Kationen in mval / 100 g						Austauschkapazität	
	H	Na	K	Ca	Mg	Al	AKE	AKT
11/1	0.43	0.16	1.00	8.83	3.73	4.70	18.80	21.40
12/1	0.42	0.20	0.43	7.63	3.75	5.75	18.2	21.80
12/3	0.67	0.23	0.41	7.83	3.78	6.27	19.2	23.40
12/4	0.08	0.02	0.04	0.53	0.14	0.60	1.3	1.90
2/1	0.03	0.07	0.20	2.13	0.76	0.45	3.63	6.30
2/2	0.22	0.10	0.24	4.60	1.80	2.20	9.20	13.40
2/3	0.34	0.16	0.30	5.50	2.23	3.50	12.0	17.20
2/4	0.42	0.20	0.30	5.40	2.28	4.86	13.40	18.40
2/5	0.90	0.25	0.24	6.14	2.41	5.24	15.20	14.70
MONTEMOR								
1/1	-	0.11	0.21	2.50	1.20	0.22	4.24	7.00
1/2	-	0.30	0.52	6.53	3.80	3.31	11.50	14.80
1/4	-	0.35	0.23	6.23	3.70	0.10	10.60	13.70
4/1	-	0.13	0.15	2.74	1.22	0.21	4.50	6.40
4/2	-	0.25	0.22	5.30	3.30	0.20	9.30	13.40
4/3	-	0.50	0.23	10.00	6.50	0.08	17.30	22.00
ERVIDEL								
1/2	-	1.0	0.20	6.40	3.0	0.04	11.20	15.50

PORTEL	Austauschbare Kationen in mval / 100 g						Austauschkapazität	
	H	Na	K	Ca	Mg	Al	ΔKE	AKT
1/1	0.03	0.12	0.53	3.00	3.00	0.50	7.00	13.00
1/2	0.05	0.11	0.30	1.70	2.80	0.80	5.70	9.70
1/3	-	0.24	0.27	0.60	3.20	0.30	4.5	18.80
2/1	-	0.31	0.60	12.20	10.00	0.03	23.10	29.30
2/2	-	0.32	0.50	15.2	12.00	0.05	28.00	33.60
2/3	-	0.32	0.42	17.0	14.00	0.03	31.6	36.70
2/4	-	0.13	0.15	6.5	15.00	0.03	21.8	10.5

