

**Gesteins- und paläomagnetische  
Untersuchungen an kontinentalen Sedimenten  
der Unteren Trias / Pyrenäen (Nordspanien)**

**Diplomarbeit**

**angefertigt am**

**Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik**

**der Ludwig-Maximilians-Universität München**

**von Florian Becker**

**München, im April 2000**

## **Erklärung**

Hiermit erkläre ich, Florian Becker, daß ich die vorliegende Arbeit selbständig verfaßt und keine außer den angegebenen Hilfsmitteln verwendet habe.

Florian Becker

München, 28.04.2000

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b> .....	<b>3</b>
<b>2</b>	<b>Stand der Forschung</b> .....	<b>4</b>
<b>3</b>	<b>Geologischer Rahmen</b> .....	<b>6</b>
3.1	Geologie der Pyrenäen .....	6
3.2	Gesteinsbeschreibung .....	8
3.2.1	Grobkonglomerat .....	8
3.2.2	Konglomerat .....	8
3.2.3	Sandstein .....	9
3.2.4	Feinsandstein .....	10
3.2.5	Siltstein .....	10
3.2.6	Tonstein .....	10
<b>4</b>	<b>Geographie der Arbeitsgebiete</b> .....	<b>13</b>
<b>5</b>	<b>Grundlagen des Gesteins- und Paläomagnetismus</b> .....	<b>14</b>
5.1	Das Erdmagnetfeld .....	14
5.2	Magnetisierung von Gesteinen .....	14
5.3	Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität .....	16
5.4	Statistische Auswertung der Daten .....	17
<b>6</b>	<b>Material und Methoden</b> .....	<b>18</b>
<b>7</b>	<b>Gesteinsmagnetische Untersuchungen</b> .....	<b>21</b>
<b>8</b>	<b>Paläomagnetische Messungen und Interpretation</b> .....	<b>30</b>
8.1	NRM und Suszeptibilität .....	30
8.2	Thermische Entmagnetisierung .....	31
8.2.1	Typ A: Stabile Endpunkte .....	32
8.2.2	Typ B: Großkreisverhalten .....	35
8.2.3	Typ C: Zwei Komponenten .....	39
8.3	Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) .....	43
8.4	Magnetostratigraphie .....	44
<b>9</b>	<b>Diskussion der Ergebnisse</b> .....	<b>49</b>

---

<b>10</b>	<b>Zusammenfassung .....</b>	<b>51</b>
<b>11</b>	<b>Literaturverzeichnis .....</b>	<b>53</b>
	<b>Abkürzungsverzeichnis .....</b>	<b>56</b>
	<b>Danksagung .....</b>	<b>58</b>

**Anhang:**

- Anhang I: Profil der Sektion Palanca de Noves
- Anhang II: Profil der Sektion Rubió del Canto
- Anhang III: Profil der Sektion Bagà

# 1 Einleitung

Paläomagnetismus, ein relativ junges Gebiet der Geowissenschaften, hat in den letzten Jahren enorm an Bedeutung gewonnen. Dies gilt nicht nur für die Rekonstruktion von Plattenbewegungen sondern auch für die Nutzung von Magnetostratigraphie als Mittel zur regionalen und globalen Korrelation von Gesteinen unterschiedlicher Lithologien und Faziesbereiche. Die Grundlage der Magnetostratigraphie beruht auf den Tatsachen, daß einerseits das Erdmagnetfeld in unregelmäßigen Abständen seine Polarität wechselt (siehe z. B. Opdyke & Channell, 1996), und daß Gesteine andererseits bei der Ablagerung bzw. Abkühlung eine Magnetisierung erwerben, die parallel zur Richtung und proportional zur Intensität des äußeren Feldes ist.

Eine detaillierte magnetostratigraphische Zeitskala der letzten 170 Ma ist durch die Dokumentation der Umpolungsereignisse des Erdmagnetfeldes in den basaltischen Ozeanböden gesichert. Das Erstellen einer geschlossenen magnetostratigraphischen Zeitskala für das frühe Mesozoikum und älterer Epochen gestaltet sich dagegen als schwierig, da zum einen mit zunehmendem geologischem Alter die zeitliche Auflösung ab-, zum anderen die Lückenhaftigkeit in der geologischen Aufzeichnung zunimmt. Somit wird es bei zunehmendem geologischen Alter immer schwieriger, eine Grundbedingung der Magnetostratigraphie zu erfüllen: zuverlässige Datierung und möglichst lückenlose Gesteinsfolgen. Die kontinentalen Sedimente der Unteren Trias sind aufgrund ihrer Fossilarmut und dem Fehlen einheitlicher, beckenübergreifender Lithologien, nur schwer mit gleichalten marinen Sedimenten zu korrelieren und hochauflösend zeitlich einzuordnen.

Obwohl die drei in dieser Arbeit untersuchten Gesteinssektionen nur ungenau datiert werden konnten, erwiesen sie sich für paläomagnetische Untersuchungen hervorragend geeignet: sie sind nahezu lückenlos und störungsfrei aufgeschlossen, bestehen aus eisenreichen Rotsedimenten verschiedenster Korngrößen und sind gut erreichbar bzw. leicht zu beproben.

In der vorliegenden Arbeit wird versucht, diese drei untersuchten Sektionen magnetostratigraphisch und lithologisch zu korrelieren, und nach Vergleich mit bereits vorhandenen paläomagnetischen Ergebnissen aus der Trias eine zeitliche Einordnung zu ermöglichen.

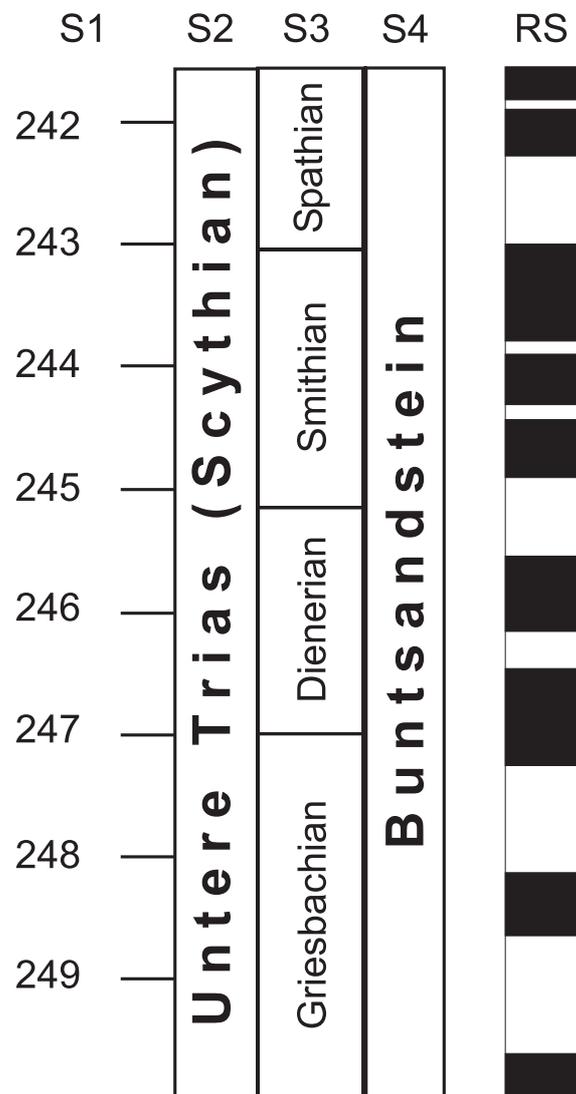
## 2 Stand der Forschung

Die Abfolge der Umpolungsereignisse in den letzten 170 Ma ist in den ozeanischen Riftbasalten (MORB) dokumentiert und bildet die Grundlage für die detaillierten magnetischen Polaritätszeitskalen für das Zeitintervall Oberer Jura – Quartär. Für die Zeit vor 170 Ma können Polaritätszeitskalen nur durch die Zusammenfügen paläomagnetischer Daten von gut datierten und möglichst lückenlosen Sedimentprofilen und Bohrkernen erstellt werden. Die frühtriassische Schichtenfolge wurde bereits in vielen Teilen der Welt magnetostratigraphisch bearbeitet. Regionale Schwerpunkte liegen im Bereich von Nordamerika (u. a. Helsley & Steiner, 1974; Shive et al., 1984; Ogg & Steiner, 1991), China (u. a. Steiner et al., 1989; Heller et al., 1988), der ehemaligen UdSSR (u. a. Gurevich & Slautsitays, 1985) und Südeuropa (u. a. Muttoni et al., 1995). Die Korrelation der Ergebnisse ist dabei problematisch, da hochauflösende zeitliche Einordnungen der jeweils untersuchten Gesteinsserien selten gewährleistet und lithologische Gemeinsamkeiten spärlich sind. Eine Gegenüberstellung o. g. Publikationen wurde von Opdyke & Channell (1996) veröffentlicht, mit dem Versuch, eine magnetische Referenzstratigraphie für die Untere Trias zu erstellen (vgl. Abb. 2.1).

Magnetostratigraphisch fällt das Zeitintervall der Unteren Trias in einen Bereich häufiger Umpolungen, der sog. „Permo-Triassic Mixed“ Epoche, kurz PTr-M. Diese beginnt im Oberen Perm mit dem Illawara Event, welches die reverse Kiaman Epoche, kurz PC-R, ablöst, und endet in der Mittleren Trias mit einer längeren Phase normaler Polarität (Bachmann et al., 1999). Im Zeitabschnitt der Unteren Trias wurden bisher 16 markante Feldumkehrungen nachgewiesen. Dies entspricht einer Reversalhäufigkeit von  $2,0 \text{ Ma}^{-1}$ . Bisherige Bearbeitungen zur Magnetostratigraphie der Unteren Trias konzentrierten sich hauptsächlich auf marine Gesteinsserien, da diese wegen ihres hohen Fossilgehalts gut biostratigraphisch einzuordnen und dadurch zu datieren sind. Der gesamte Buntsandstein (Untere Trias) wurde in den o. g. Arbeiten nicht erfaßt, sondern jeweils kürzere Zeitintervalle von 1 – 2 Ma.

In der vorliegenden Arbeit wird versucht, durch Untersuchung dreier Gesteinsserien den gesamten Buntsandstein magnetostratigraphisch zu erfassen. Die untersuchten kontinentalen Sedimente sind bisher nicht eindeutig datiert. Auch fehlen derzeit (2000) Hinweise auf

lithologische, beckenübergreifende Korrelationen. Die von Burek (1967) paläomagnetisch untersuchten Sedimentfolgen des Oberen Buntsandsteins in SW-Deutschland sind lithologisch vergleichbar mit den kontinentalen Sedimenten der südlichen Pyrenäen. Allerdings unterscheiden sich die angewendeten Untersuchungsmethoden sowie die magnetostratigraphischen Ergebnisse von den o. g. Arbeiten, weshalb diese Publikation zwar hier erwähnt, auf eine gesonderte Darstellung aber verzichtet wird.



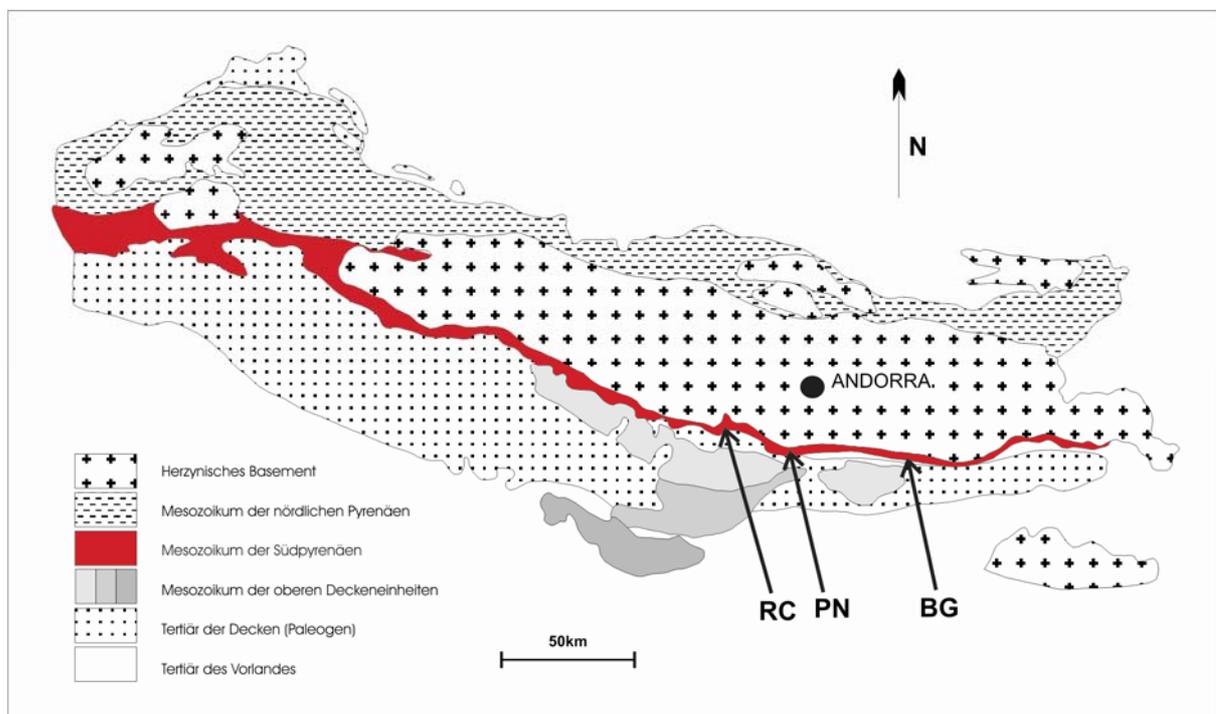
**Abb. 2.1:** Referenzstratigraphie der Unteren Trias nach Opdyke & Channell (1996); **S1:** Zeitliche Einteilung in Ma; **S2:** Epoche; **S3:** Stufe; **S4:** Einteilung der Germanischen Trias; **RS:** Referenzstratigraphie, Konvention: **weiße (schwarze) Balken:** reverse (normale) Polarität

### 3 Geologischer Rahmen

#### 3.1 Geologie der Pyrenäen

Die Pyrenäen bilden eine nahezu lineare Gebirgskette, die sich auf fast 1000 km zwischen dem nordspanischen Kantabrien im Westen und der französischen Provence im Osten erstreckt. Die höchsten Erhebungen erreichen im Massiv von Maladetta eine Höhe von über 3300 m ü. NN. Untermeerisch ziehen sich weite Ausläufer in die Bucht der Biskaya und ins Mittelmeer fort (Williams, 1985).

Geodynamisch zählen die Pyrenäen zum alpidischen Orogengürtel. Charakteristisch ist der auffallend symmetrische Bau des Gebirges und die Gradlinigkeit der mesozoischen Deckeneinheiten (vgl. Abb. 3.1): die variszische bzw. präkambrische Zentralzone bildet dabei einen Scheitel, von dem die mesozoischen Deckschichten nach N bzw. nach S transportiert worden sind (Wallrabe-Adams et al., 1990). Die geologischen Strukturen der allochthonen Einheiten zeigen dementsprechend im Norden des Pyrenäenhauptkammes nordvergentes Einfallen, südlich davon einheitliche Vergenz nach Süden (Williams, 1985).



**Abb. 3.1:** „Geologie der Pyrenäen“, vereinfacht nach Puigdefàbregas et al. (1992);  
**Pfeile:** Lage der Sektionen; **BG:** Bagà, **PN:** Palanca de Noves, **RC:** Rubió del Canto

Die untersuchten Sektionen befinden sich allesamt südlich der Pyrenäen-Axialzone und gehören den mesozoisch-alpidischen Sedimentserien an. Ihre Entstehung beginnt in der frühen Trias mit dem Einsinken E-W gerichteter, kontinentaler Becken. Rifting in der Ligurischen Tethys sowie Reaktivierung variszisch angelegter Störungszonen sind die Ursache für Bildung dieser Becken (Puigdefàbregas & Souquet, 1986). Während der Trias wurden hier bis zu 1000 m mächtige Sedimente abgelagert, die in ihrer faziellen Entwicklung mit den kontinentalen Klastiten des „Germanischen Beckens“ vergleichbar sind (Schönenberg & Neugebauer, 1997; Becker, 1998).

Die Basis der Beckenfüllungen bilden hierbei grobkörnige Konglomerate und Grobsandsteine, die das Einsetzen der Beckenbildung zeitlich dokumentieren. Stratigraphisch aufsteigend werden die Sedimente feinkörniger, im mittleren und oberen Buntsandstein dominieren Feinsand-, Silt und Tonsteine.

Im Keuper werden vermehrt Evaporitserien abgelagert. Diese duktilen Halite stellen Abscherungs-Horizonte für überlagernde Decken dar und spielen daher bei der späteren Deformation eine wichtige Rolle (Wallrabe-Adams et al., 1990). Mit dem Rhaet transgrediert das Jurameer in die Becken und es kommen vermehrt epikontinentale Kalke und Mergel zur Ablagerung (Schönenberg & Neugebauer, 1997).

	S1	S2	S3	S4	S5
210				Rhaetian	Keuper
		Obere		Norian	
220				Carnian	
230		Mittlere		Ladinian	Muschelkalk
				Anisian	
240		Untere (Scyth)		Spathian	Buntsandstein
				Smithian	
				Dienerian	
250				Griesbachian	

**Abb. 3.2:** Stratigraphische Gliederung der Trias; **S1:** Zeitliche Einteilung in Ma (nach Gradstein et al., 1994); **S2:** Periode; **S3:** Epoche; **S4:** Stufe (alle nach Opdyke & Channel, 1996); **S5:** Einteilung der Germanischen Trias (nach Harland et al., 1989)

Die Orogenese der Pyrenäen hängt eng mit der Öffnung der Biskaya während der Kreide zusammen. Die Folge der Torsion der Iberischen Platte war deren Kollision mit dem Europäischen Kontinent. Diese führte im mittleren und oberen Eozän zur Hauptfaltung der Pyrenäen (Puigdefàbregas et al., 1992; Schönenberg & Neugebauer, 1997).

## **3.2 Gesteinsbeschreibung**

In den Arbeitsgebieten treten kontinentale Rotsedimente zu Tage. Stratigraphisch aufsteigend zeigen ihre Klasten eine zunehmende Feinkörnigkeit. Die unterschiedlichen Gesteine treten in Wechselfolgen auf, verursacht durch aufeinanderfolgende Sedimentationszyklen (vgl. Abb. 3.8). Im einzelnen werden folgende Lithologien unterschieden:

### **3.2.1 Grobkonglomerat**

Im Liegendem werden die Grobkonglomerate von permischen, tonigen Megabrekzien begrenzt. Die groben Konglomeratbänke bilden die Basis der für den Buntsandstein typischen kontinentalen Beckensedimentation. Sie werden daher als „Basiskonglomerat“ bezeichnet (Misch, 1934). Die gerundeten bis ovalen Klasten, zumeist Quarzite, haben eine Korngröße über 5 cm, zum Teil bis 25 cm. Getragen wird das Konglomerat von einer Sandsteinmatrix, die bisweilen in Linsen von mehreren cm Durchmessern vorliegt. Die Konglomeratbänke zeigen eine Schichtung im m- bis Zehnermeterbereich.

### **3.2.2 Konglomerat**

Die gerundeten Klasten, zumeist Quarzite, haben eine Korngröße unter 5 cm. Die Matrix ist roter Sandstein, bisweilen in Linsen von mehreren cm Durchmesser auftretend (vgl. Abb. 3.3). Die dm bis m mächtigen Bänke gehen nach oben hin in Grobsandstein über, vereinzelt mit Klasten von einigen mm Durchmesser. Die Grobkonglomerat-, Konglomerat- und Sandsteinbänke (s. u.) bilden oft Härtlingsrippen und sind daher morphologisch hervorstehend.



*Abb. 3.3: Konglomeratbank mit Sandsteinlinsen*

### 1.1.1 3.2.3 Sandstein

Der rote, hellglimmerführende Sandstein ist im cm- bis m-Bereich gebankt und zeigt mitunter Schrägschichtung. Seine Verwitterungsfarbe ist hellrot bis beige, selten weiß. Auf Schichtflächen konnten vereinzelt Saurierspuren gefunden werden (vgl. Abb. 3.4a und 3.4b).



*Abb. 3.4a und 3.4b: Saurierspuren auf Schichtflächen der Sektion Palanca de Noves*

### 3.2.4 Feinsandstein

Der rote, hellglimmerführende Feinsandstein ist im cm- bis m-Bereich gebankt. Die Bänke zeigen mitunter Schrägschichtung. In der Verwitterung zeigt sich das Gestein hellrot bis beige, selten weiß absandend.

### 3.2.5 Siltstein

Der tief rote, mitunter splittrige Siltstein ist im mm- bis m-Bereich gebankt. Verwittert zeigt er eine hellrote Färbung. Die mürben Siltstein- sowie die Tonsteinbänke (s. u.) bilden oft morphologische Einschnitte wie z. B. Bachläufe und kleine Canyons.

### 3.2.6 Tonstein

Der tief rote, mitunter splittrige Tonstein ist im mm- bis m-Bereich gebankt. Die obere Grenze des Buntsandstein bilden schwärzlich-grüne, splittrige Tosteine, die von Misch (1934) als „Obere Grenzschichten“ bezeichnet und über Pflanzenreste als Oberes Röt datiert wurden. Dies entspricht zeitlich dem Oberen Spath (vgl. Abb. 3.2). Sie sind im cm-Bereich gebankt. Ihre Schichtfolge erreicht eine Gesamtmächtigkeit von einigen Metern (vgl. Abb. 3.5 und 3.6).

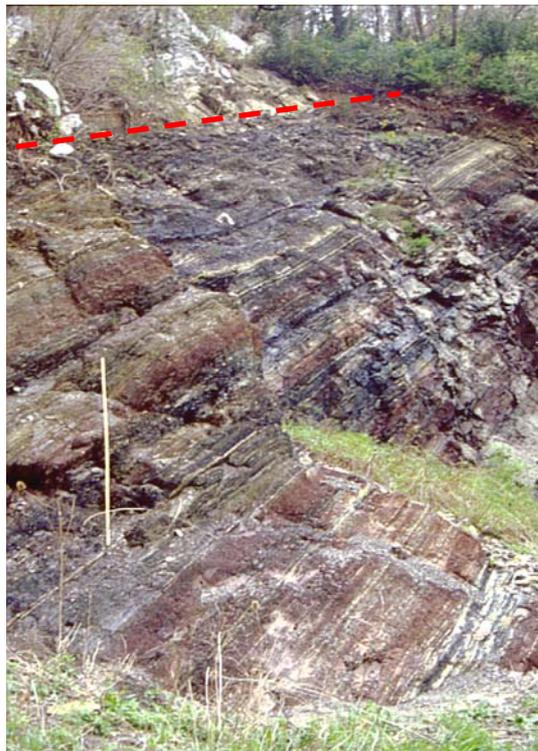


**Abb. 3.5:** Sektion Bagà, „Obere Grenzschichten“

In den Lithologien Sandstein, Feinsandstein, Siltstein und Tonstein fanden sich in unregelmäßigen Abständen gräulich grüne Flecken. In diesen cm bis dm großen Bereichen ist das Gestein durch Reduktion von  $\text{Fe}^{3+}$  zu  $\text{Fe}^{2+}$  alteriert (vgl. Abb. 3.7).

Diese Reduktionsflecken sind schichtübergreifend und damit postsedimentär. Sie wurden in bei der Profilaufnahme gesondert erfaßt.

Im Hangenden wird die Schichtfolge des Buntsandstein diskordant von Evaporitserien des Keuper begrenzt (vgl. Abb. 3.6 und 3.8).



**Abb. 3.6:** Sektion Bagà, „obere Grenzsichten“;  
**rote Linie:** Diskordanz zum Keuper



**Abb. 3.7:** Sektion Bagà, Reduktionsflecken



**Abb. 3.8:** Sektion Palanca de Noves, Sedimentationszyklen; rote Linie: Diskordanz zum Keuper

## 4 Geographie der Arbeitsgebiete

Die untersuchten und beprobten Aufschlüsse befinden sich südlich des Pyrenäenhauptkammes südlich des Staates Andorra (vgl. Abb. 3.1).

Die Sektion „Palanca de Noves“ liegt im Segre-Tal (580 m ü. NN) an km 118 der Schnellstraße C-1313 von Puigcerda nach Lleida. Derzeit (2000) befindet sich in unmittelbarer Nähe der Sektion das Hotel „Cal Maties“. Die geographischen Koordinaten der Sektion sind  $N42^{\circ}16.817'$   $E001^{\circ}22.050'$ .

Die Sektion „Rubió del Canto“ befindet sich an der Nationalstraße N-260, die von Sort nach Adrall führt, nahe der Passhöhe „Coll del Cantó“ und der Ortschaft Rubió (1590 m ü. NN). Ihre geographischen Koordinaten sind  $N42^{\circ}22.450'$   $E001^{\circ}12.380'$ .

Die Sektion „Bagà“ ist entlang der Passstraße von Bagà nach Sant Genis, direkt unterhalb eines Viadukts der Schnellstraße C-1411, südlich des Cadi-Tunnels (930 m ü. NN) aufgeschlossen. Die geographische Koordinaten lauten  $N42^{\circ}16.985'$   $E001^{\circ}51.345'$ .

## 5 Grundlagen des Gesteins- und Paläomagnetismus

Die Diskussion der Grundlagen des Gesteins- und Paläomagnetismus wird hier bewußt kurz gehalten. Es werden nur die Größen definiert, die in dieser Arbeit eine Rolle spielen. Umfassende Abhandlungen über die theoretischen Grundlagen des Gesteinsmagnetismus finden sich in den Arbeiten von Stacey & Banerjee (1974), Soffel (1991), Butler (1998) sowie Dunlop (1981) und Dunlop & Özdemir (1997). Die Grundlagen und Methoden des Paläomagnetismus werden von Soffel (1991), Butler (1998), Zijderveld (1967), Van der Voo (1993) sowie Opdyke & Channell (1996) ausführlich dargestellt.

### 5.1 Das Erdmagnetfeld

Das Erdmagnetfeld läßt sich über geologische Zeiträume hinweg als Feld eines geozentrischen achsialen Dipols darstellen. Die Inklination  $I$  der magnetischen Feldlinien und die geographische Breite  $\lambda$  unterliegen dabei folgender Relation:

$$\tan I = 2 * \tan \lambda \quad (5.1)$$

Das Erdmagnetfeld unterliegt spontanen Feldumkehrungen, die in Dauer und Häufigkeit keiner Systematik gehorchen. Längere Perioden einer dominanten Magnetisierung werden als magnetische Epochen bezeichnet, wie z. B. eine über 50 Ma andauernde Epoche reverser Polarität im Perm, das „Kiaman-Superchron“. Kurzlebige Umpolungen werden Events genannt. So wird z. B. die Kiaman-Epoche im oberen Perm von einer Serie rascher Umpolungen abgelöst, dem „Illawara-Event“. Als Säkularvariation bezeichnet man die Drift der magnetischen Pole um stabile Punkte, die geographischen Pole. Diese Bewegungen können über Zeiträume von  $10^4$  -  $10^5$  Jahren herausgemittelt werden.

### 5.2 Magnetisierung von Gesteinen

Die Magnetisierung  $\vec{J}$  eines Gesteins resultiert aus der Summe zweier Komponenten, der induzierten Magnetisierung  $\vec{J}_I$  und der remanenten Magnetisierung  $\vec{J}_R$ . Die induzierte

Magnetisierung  $\vec{J}_I$  wird dabei durch ein äußeres Magnetfeld  $\vec{H}_a$  erregt und konvergiert gegen Null, wenn das äußere Feld ebenfalls gegen Null geht.

$$\vec{J} = \vec{J}_I + \vec{J}_R \quad (5.2)$$

$$\vec{J}_I = \kappa * \vec{H}_a \quad \kappa = \text{Volumenssuszeptibilität} \quad (5.3)$$

Die remanente Magnetisierung  $\vec{J}_R$  entsteht durch Induktion durch ein äußeres Feld und tritt nur bei ferro(i)- und antiferromagnetischen Mineralen auf. Sie bleibt, im Gegensatz zur induzierten Magnetisierung  $\vec{J}_I$ , auch nach Entfernung des äußeren Feldes im Mineral erhalten, nimmt jedoch exponentiell mit der Zeit ab. Da unter günstigen Bedingungen Relaxationszeiten von bis zu  $10^9$  Jahren auftreten, kann die remanente Magnetisierung geologische Zeiträume überdauern. Um eine remanente Magnetisierung darzustellen werden folgende drei Komponenten des Vektors in Polkoordinaten verwendet:

- Deklination Dek: Winkel zwischen  $\vec{J}_R$  und geographisch Nord
- Inklination Ink: Winkel zwischen  $\vec{J}_R$  und der Horizontalen
- Intensität J: Betrag der Remanenz

Die natürliche remanente Magnetisierung (NRM) eines Gesteins setzt sich im allgemeinen aus verschiedenen Anteilen zusammen. Je nach Lithologie, Art und Zeitpunkt des Remanenzwerbes werden folgende Remanenzarten unterschieden:

- Detritische remanente Magnetisierung (DRM): Sedimentgesteine
- Postsedimentäre detritische remanente Magnetisierung (pDRM): Sedimentgesteine
- Thermoremanente Magnetisierung (TRM): Magmatische und metamorphe Gesteine
- Chemische remanente Magnetisierung (CRM): Metamorphe und verwitterte Gesteine
- Viskose remanente Magnetisierung (VRM): alle Gesteine
- Isothermale remanente Magnetisierung (IRM): alle Gesteine

Für die in dieser Arbeit untersuchten Gesteine stellen die DRM, die pDRM und die CRM die wichtigsten Remanenzarten dar. Ziel ist es dabei, diejenige Komponente zu isolieren, die dem

Gestein bei seiner Bildung aufgeprägt wurde. Sie wird als charakteristische remanente Magnetisierung (ChRM) bezeichnet.

Das Element Eisen ist von besonderer Bedeutung für remanenztragende Mineralien. Es handelt sich dabei größtenteils um Fe-Oxide, daneben treten auch Fe-Hydroxide und Fe-Sulfide auf. In Tab. 5.1 sind die wichtigsten remanenztragenden Mineralien mit ihren physikalischen Kenngrößen aufgeführt:

	$T_C$ [°C]	$k_{\text{spez}}$ [ $10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ ]	$J_S$ [ $10^3 \text{A/m}$ ]	$H_C$ [mT]
Hämatit ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ )	675	$10^2 - 10^3$	0,4	> 500
Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ )	578	$10^6 - 10^7$	480	< 200
Ti-Magnetit ( $x \text{Fe}_2\text{TiO}_4 (1-x) \text{Fe}_3\text{O}_4$ )	< 578	$10^2 - 10^7$	100	< 200
Maghemit ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ )	578 - 675	$10^3 - 10^7$	390	< 100
Goethit ( $\alpha\text{-FeOOH}$ )	110	$10^3$	0,05 – 5	> 3000
Pyrrhotit ( $\text{Fe}_7\text{S}_8$ )	325	$10^3 - 10^5$	62	< 100

**Tab. 5.1:** Die wichtigsten remanenztragenden Mineralien mit ihren Kenngrößen.  $T_C$ : Curietemperatur;  $k_{\text{spez}}$ : spezifische Suszeptibilität;  $J_S$ : Sättigungsmagnetisierung;  $H_C$ : Koerzitivkraft; aus Soffel (1991)

### 1.1 5.3 Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität

Ist in Gesteinen die magnetische Intensität in unterschiedlichen Richtungen nicht gleich groß, spricht man von Magnetischer Anisotropie. In solchen Gesteinen kann die charakteristische Richtung der Magnetisierung von der Richtung des äußeren (Erd-)Feldes abweichen. Man unterscheidet dabei zwei Arten magnetischer Anisotropie, die Anisotropie der Remanenten Magnetisierung und die Anisotropie der Magnetischen Suszeptibilität (AMS).

Anisotropie der Magnetischen Suszeptibilität zeigt sich gewöhnlich durch unterschiedliche Suszeptibilitätswerte in verschiedenen Raumrichtungen. Dabei ist  $k_1$  die Richtung der maximalen,  $k_2$  die Richtung der mittleren und  $k_3$  die Richtung der geringsten Suszeptibilität. Diese Richtungen beschreiben ein Ellipsoid der Magnetischen Suszeptibilität, welches ein Indikator für Elongation magnetischer Mineralien bzw. deren Einregelung in eine bevorzugte Richtung ist. Bei Sedimenten wird dieses Phänomen durch Fließ- und Schüttungsvorgänge

verursacht. Sedimentgesteine zeigen daher generell eine schwache AMS mit  $k_3$  lotrecht zur Schichtung und  $k_1$  parallel zur Schüttungsrichtung.

### 1.2 5.4 Statistische Auswertung der Daten

Die Mittelwerte der gemessenen dreidimensionalen Remanenzvektoren verschiedener Proben unterliegen naturgemäß einer gewissen Streuung. Diese Streuung ergibt sich aus der Säkularvariation des Erdmagnetfeldes, Fehler beim Orientieren der Bohrkerne und bei der Messung paläomagnetischer Parameter. Um die Streuung der einzelnen Richtungen um einen Mittelwert berechnen und Aussagen über die Zuverlässigkeit paläomagnetischer Daten machen zu können, wird heute üblicherweise die von Fisher (1953) entwickelte Statistik verwendet. Dabei ist  $k$  ein Präzisionsparameter für die Verteilung,  $\alpha_{95}$  der Konfidenzwinkel, in dessen Radius mit 95% Wahrscheinlichkeit die wahre mittlere Richtung liegen wird. Je größer  $k$  und je kleiner  $\alpha_{95}$  sind, desto höher ist die statistische Zuverlässigkeit der Daten.

Da sich das erdmagnetische Feld im zeitlichen Mittel als Feld eines geozentrischen, axialen Dipols darstellen läßt, kann mit der ermittelten mittleren Remanenzrichtung und den geographischen Koordinaten der Probenlokalität die scheinbare Paläopollage, der virtuelle geomagnetische Pol (VGP), berechnet werden. Der Rechenweg ist u. a. bei Soffel (1991, Kap. 2.9) ausführlich dargestellt. Durch Berechnung mehrerer Paläopole mit unterschiedlichen Remanenzaltern ergibt sich eine Polwanderkurve für bestimmte Lokalitäten, wie sie z. B. in Abb. 8.22 dargestellt ist.

## 6 Material und Methoden

Im Rahmen der Geländearbeiten im April und Mai 1999 wurden folgende 3 Sektionen geologisch erfaßt und paläomagnetisch beprobt:

- Palanca de Noves (PN)
- Bagà (BG)
- Rubió del Canto (RC)

Als Standardprofil wurde die am besten aufgeschlossene Sektion PN mit insgesamt 270 m Profilmächtigkeit ausgewählt. Parallel hierzu wurden die Sektionen BG mit einer Profilmächtigkeit von 120 m und RC mit Profilmächtigkeit von 50 m beprobt, um stratigraphische Lücken zu schließen. Aufgrund der Lithologien wird angenommen, daß die Sektion Palanca de Noves den Großteil des Buntsandsteins repräsentiert. Die Lithologien der anderen Sektionen wurden dahingehend gedeutet, daß Rubió del Canto die Basis, Bagà die Obergrenze des Buntsandsteins darstellt (vgl. Kap. 3).

Zur Probenahme wurde eine am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München konstruierte 2-Takt Bohrmaschine mit Wasserspülung verwendet. Insgesamt wurden 350 Bohrkern entnommen. Der Abstand der einzelnen Proben betrug zwischen wenigen cm und einigen Metern, je nach Zugänglichkeit und Beschaffenheit des Gesteins. In den Konglomeratbänken (vgl. Kap. 3.2.2) wurde bevorzugt die Sandsteinmatrix und die Sandsteinlinsen (vgl. Abb. 3.3) beprobt.

Die Bohrkern besitzen einen genormten Durchmesser von 2,54 cm und eine Länge zwischen 3 und 20 cm, je nach Beschaffenheit des Gesteins. Die Orientierung der Kerne erfolgte mit einem üblichen Orientiergerät: einem Hohlzylinder mit einer Plattform, auf der ein Magnetkompaß mit einer Wasserwaage befestigt wird (vgl. Abb. 6.1).



**Abb. 6.1:** Orientierung der Bohrkerne

Vereinzelt wurden an unzugänglichen Stellen orientierte Handstücke entnommen, aus denen später im Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München Kerne gebohrt und orientiert wurden.

Bei der weiteren Behandlung wurden die Proben in 2,25 cm lange Segmente geschnitten, eine genormte Länge für paläomagnetische Analysen. Im Rahmen der routinemäßigen paläomagnetischen Experimente wurden bevorzugt die unteren Segmente der Bohrkerne untersucht, um Verwitterungseffekte zu reduzieren.

Von jedem Bohrkern wurde mindestens eine Probe bei der weiteren Untersuchung in der Außenstelle Niederlippach der Universität München schrittweise thermisch entmagnetisiert und nach jedem Schritt ihre verbleibende Magnetisierung und die Suszeptibilität gemessen. An ausgewählten Proben wurde zusätzlich die Anisotropie der Magnetischen Suszeptibilität (AMS) ermittelt (vgl. Kap. 8).

Zur thermischen Entmagnetisierung wurden zwei Schoenstedt-Öfen verwendet. Die Messung der Magnetisierung erfolgte mit einem Kryogenmagnetometer der Firma 2G, dessen untere Meßgrenze bei 0,03 mA/m liegt. Diese Apparaturen stehen in einem mit  $\mu$ -Metall ausgekleideten, magnetisch abgeschirmten Raum. Für die Messungen der magnetischen Suszeptibilität und der AMS stand eine  $\kappa$ -Bridge „KLY2“ der Firma Geofyzika (Brno, Tschechische Republik) zur Verfügung.

An ausgewählten Proben wurden zusätzlich gesteinsmagnetische Messungen vorgenommen. Dazu wurden im Institut „Minikerne“ mit einem Durchmesser von 5 mm und einer Länge

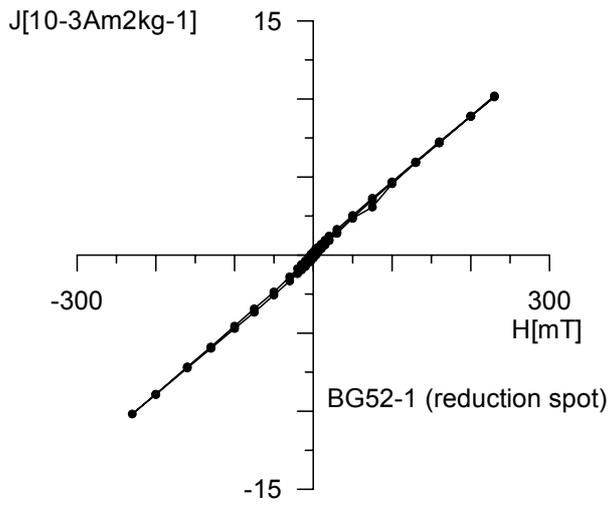
zwischen 3 und 10 mm entnommen. Zur Bestimmung der gesteinsmagnetischen Parameter stand in Niederlippach eine „VFTB“ (Variable Field Translation Balance) zur Verfügung, die ein Maximalfeld von 600 mT erzeugt (vgl. Kap. 7).

Die Auswertung der Messdaten erfolgte mit den Computerprogrammen „Palmag - Version 3.2“ (Maier und Bachtadse, 1995) und „vftb-Analyser - Version 1.4“ (Leonhardt, 1999), die am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München entwickelt wurden .

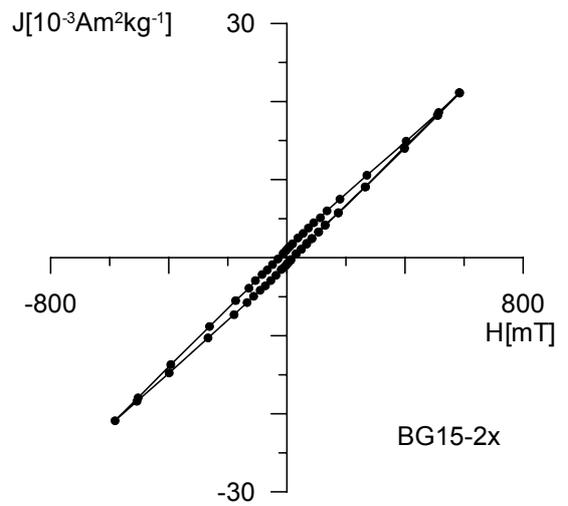
## 7 Gesteinsmagnetische Untersuchungen

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse gesteinsmagnetischer Untersuchungen vorgestellt, um zu klären, welche Minerale Träger der Remanenzen sind. Hierfür wurden insgesamt 20 repräsentative Proben aus verschiedenen Lithologien aller drei Sektionen untersucht, von denen im Folgenden charakteristische Vertreter dargestellt werden:

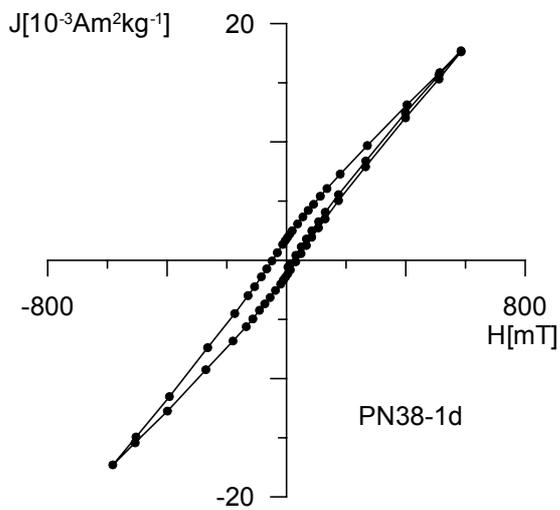
Die Abb. 7.1 bis 7.7 zeigen die Hysteresekurven der Proben BG52-1 (Reduktionsflecken im Siltstein), BG15-2 (Sandstein), PN38-1 (Siltstein), PN67-1 (Konglomerat), RC7-2 (Sandstein), RC13-1 (Sandstein) und RC25-1 (Grobsandstein). Es konnte in allen Proben eine magnetisch sehr harte Komponente bestimmt werden, da bei keiner Hysteresekurve die Sättigung der Magnetisierung erreicht wird. Bei diesem Mineral handelt es sich um Hämatit. Desweiteren zeigen die meisten Hysteresekurven typische Anzeichen für eine zweite, magnetisch weichere Komponente, bei der es sich vermutlich um Magnetit handelt: Verbreiterung der Kurve bei abnehmendem Feld, Einschnürung der Kurve um den Mittelpunkt. Besonders bei den Proben der Sektion RC ist der Anteil der Magnetitkomponente relativ hoch, verglichen mit den Proben der Sektion PN und BG. Bei der Probe BG52-1, welche aus einem Bereich grünlichgrauer Reduktionsflecken entnommen wurde, läßt sich zunächst kein Magnetit nachweisen. Abb. 7.8 zeigt die um den paramagnetischen Anteil korrigierte Hysteresekurve der Probe BG52-1. Dieses Bild läßt wiederum auf zwei Komponenten als Träger der Magnetisierung schließen: eine taillierte Hysteresekurve als Ergebnis mindestens zweier Remanenzträger. Detaillierte Aussagen zum Mineralbestand konnten nach den paläomagnetischen Messungen, insbesondere der thermischen Entmagnetisierung gemacht werden (s. Kap. 8.2.3, hier Probe BG22-2).



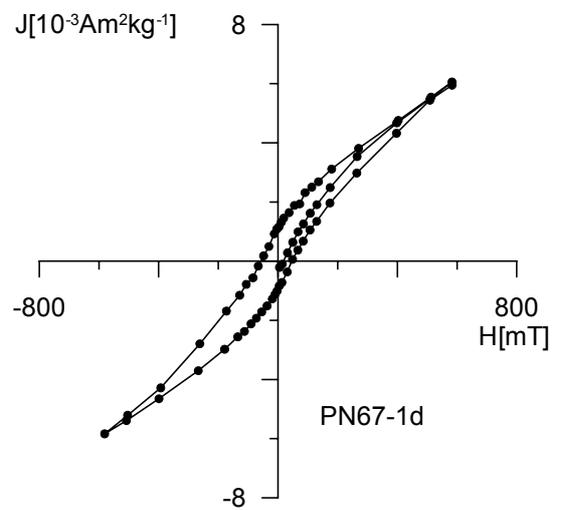
**Abb. 7.1:** Hysteresekurve der Probe BG52-1



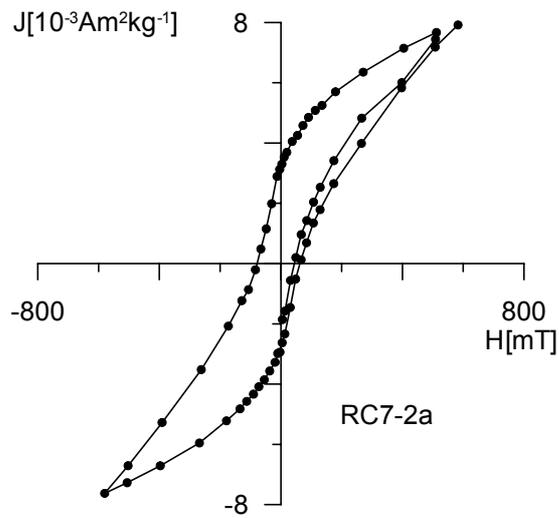
**Abb. 7.2:** Hysteresekurve der Probe BG15-2



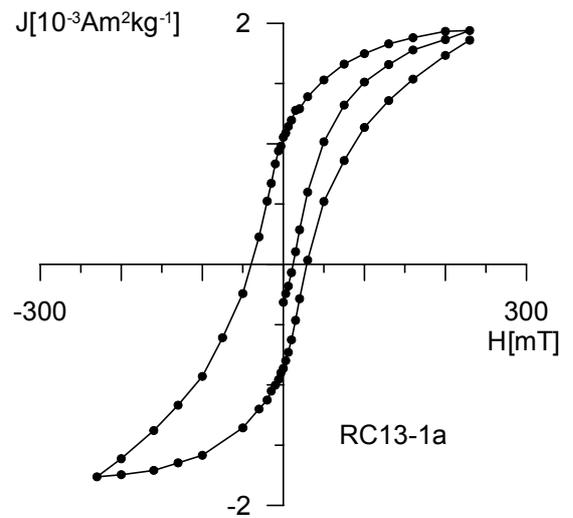
**Abb. 7.3:** Hysteresekurve der Probe PN38-1



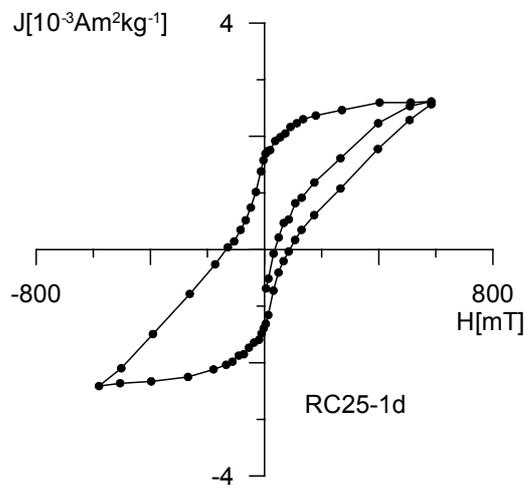
**Abb. 7.4:** Hysteresekurve der Probe PN67-1



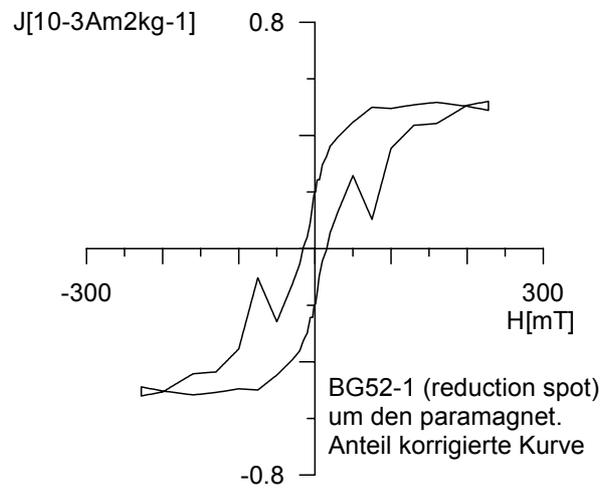
**Abb. 7.5:** Hysteresekurve der Probe RC7-2



**Abb. 7.6:** Hysteresekurve der Probe RC13-1

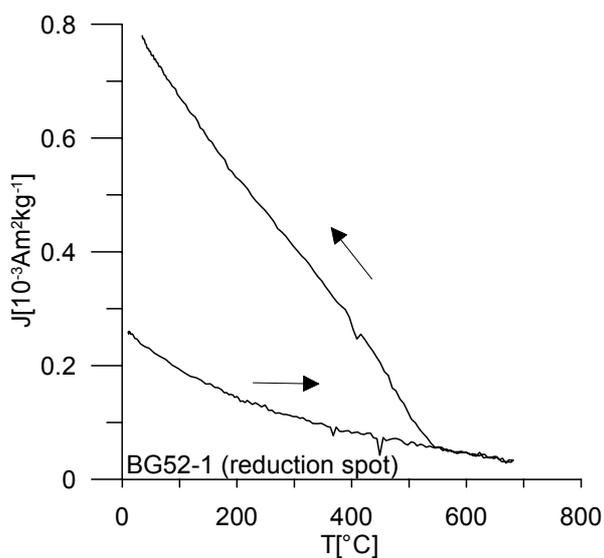


**Abb. 7.7:** Hysteresekurve der Probe RC25-1

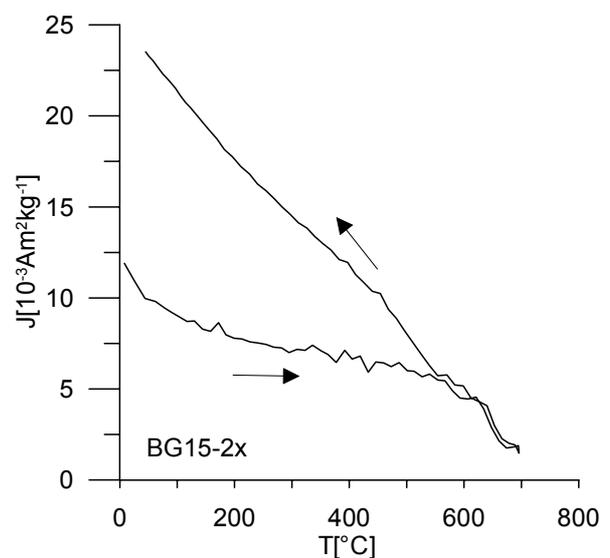


**Abb. 7.8:** um den paramagnetischen Anteil korrigierte Hysteresekurve der Probe BG52-1

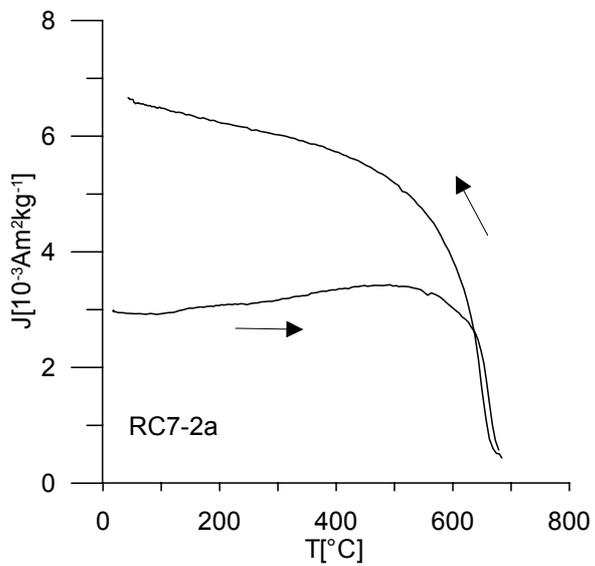
Ein etwas anderes Bild zeigen die thermomagnetischen Kurven, die in den Abb. 7.9 bis 7.15 dargestellt werden. Ein eindeutiger Abfall der Intensität bei der Curietemperatur von Magnetit, 578° C (vgl. Tab. 5.1), ist in keiner Heizkurve zu beobachten. Es kann daher davon ausgegangen werden, daß der Volumenanteil des vorhandenen Magnetits sehr gering ist. Die Intensität der NRM deutet darauf hin, daß Magnetit in einer Konzentration unter 1% (Vol.) vorliegt (s. Kap. 8.1). Bei den Proben BG15-2, PN38-1, RC7-2, RC13-1 und RC25-1 ist eine entscheidende Entmagnetisierung erst bei Temperaturen über 600° C zu beobachten. Träger der Magnetisierung ist hier hauptsächlich Hämatit, dessen Curietemperatur bei 675° C liegt (vgl. Tab. 5.1). Eine zweite Komponente kann in der Heizkurve der Probe BG15-2 identifiziert werden: bis zu einer Temperatur von etwa 100° C wird eine magnetische Komponente subtrahiert, bei der es sich vermutlich um Goethit handelt. Goethit hat eine Curietemperatur von 110° C (vgl. Tab. 5.1). Bei der Probe PN67-1 bildet sich während des Heizens sekundärer Magnetit, zu sehen an einem Anstieg der Intensität zwischen 450 und 550° C. Träger der Remanenz ist bei dieser Probe aber hauptsächlich Hämatit. Die Heizkurve der Probe BG52-1 deutet auf einen hohen Anteil paramagnetischer Minerale hin. Da die um den paramagnetischen Anteil korrigierte Kurve keinen Aufschluß über die Träger der Magnetisierung gibt, wird auf ihre Darstellung in dieser Arbeit verzichtet.



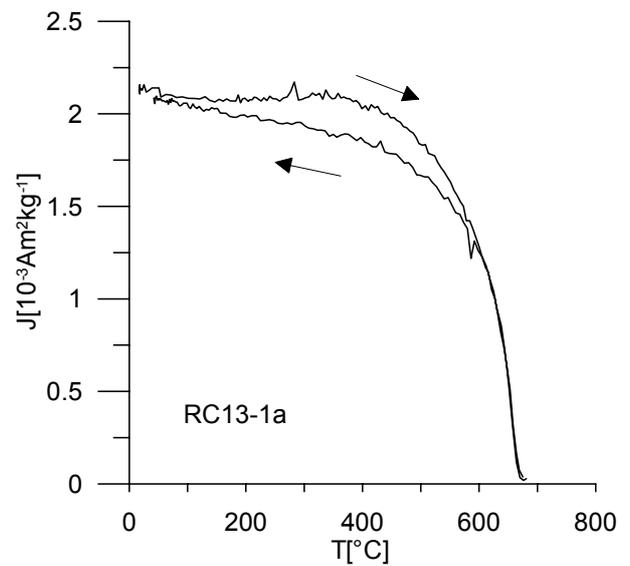
**Abb. 7.9:**  $J_S(T)$ -Kurve der Probe BG52-1; Meßfeld: 50 mT; Pfeile zeigen Heiz- und Kühlvorgänge an



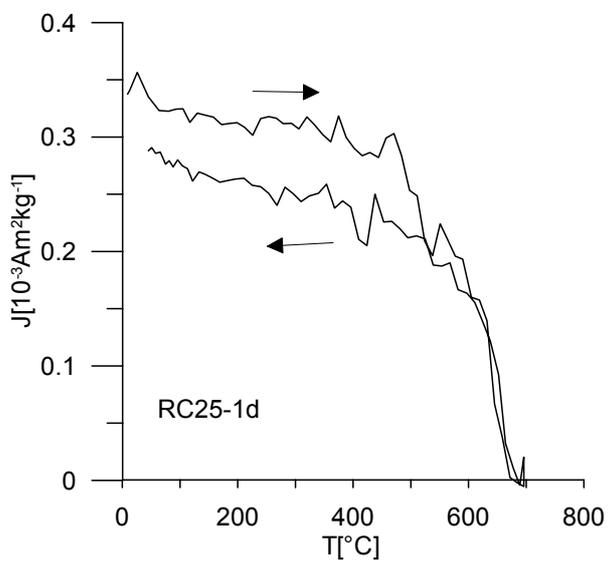
**Abb. 7.10:**  $J_S(T)$ -Kurve der Probe BG15-2; Meßfeld: 310 mT; Konvention wie in Abb. 7.9



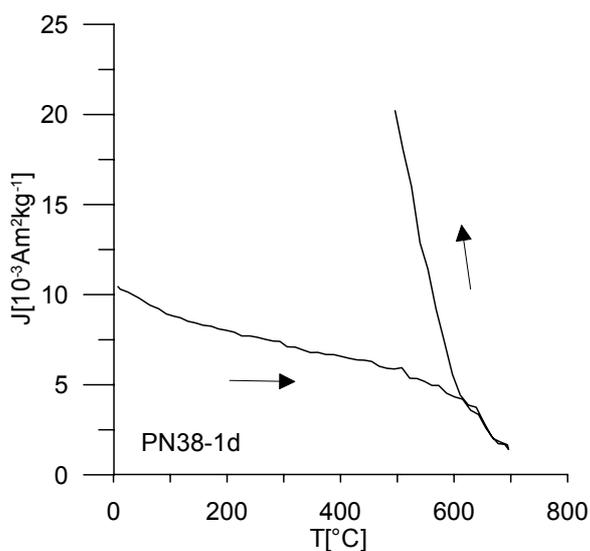
**Abb. 7.11:**  $J_S(T)$ -Kurve der Probe RC7-2; Meßfeld: 310 mT; Konvention wie in Abb. 7.9



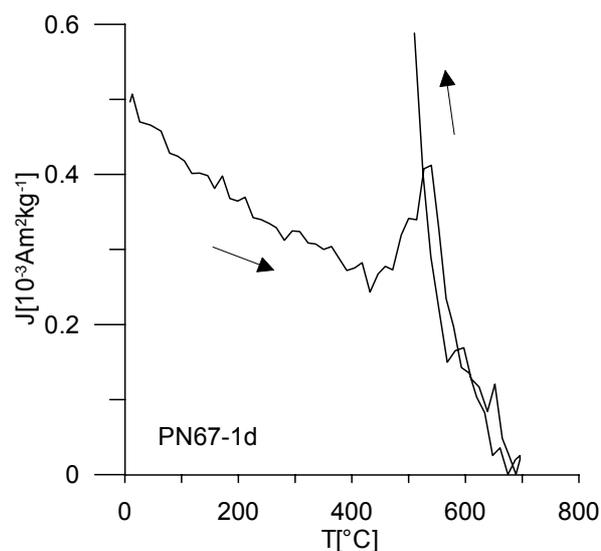
**Abb. 7.12:**  $J_S(T)$ -Kurve der Probe RC13-1; Meßfeld: 100 mT; Konvention wie in Abb. 7.9



**Abb. 7.13:**  $J_S(T)$ -Kurve der Probe RC25-1d; Meßfeld: 310 mT; Konvention wie in Abb. 7.9



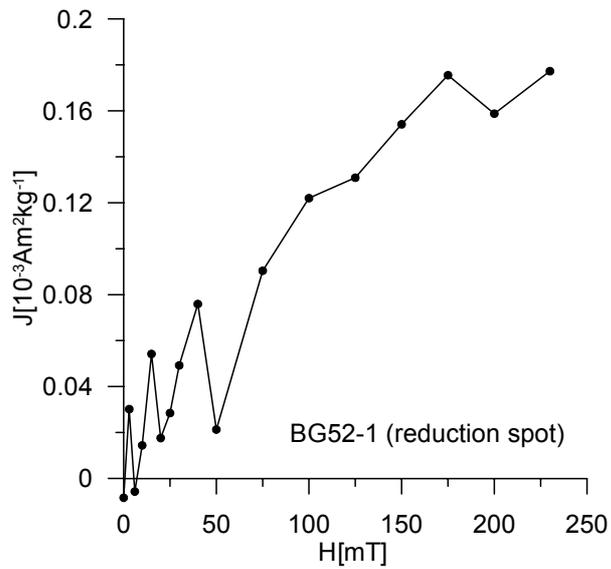
**Abb. 7.14:**  $J_s(T)$ -Kurve der Probe PN38-1; Meßfeld: 310 mT; Konvention wie in Abb. 7.9



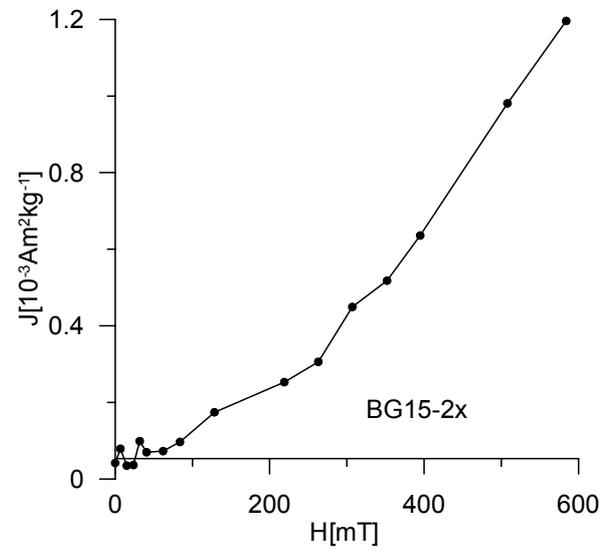
**Abb. 7.15:**  $J_s(T)$ -Kurve der Probe PN67-1; Meßfeld: 310 mT; Konvention wie in Abb. 7.9

In den Abb. 7.16 bis 7.22 werden die IRM-Kurven der Proben dargestellt. Neben der Hämatitkomponente ist bei den Proben PN67-1, RC7-2 und RC13-1 deutlich eine weitere Magnetitkomponente zu identifizieren, erkennbar an der größeren Steigung der Kurve bis 300 mT (Probe PN67-1), bzw. 200 und 150 mT (Probe RC7-2 und RC13-1). Dies entspricht der Interpretation der Hysteresekurven. Anhand der IRM-Kurve der Probe RC25-1 konnte Magnetit nicht eindeutig nachgewiesen werden. Die IRM-Kurven der Proben BG15-2 und PN38-1 zeigen einen typischen Verlauf für Hämatit als einzige Komponente.

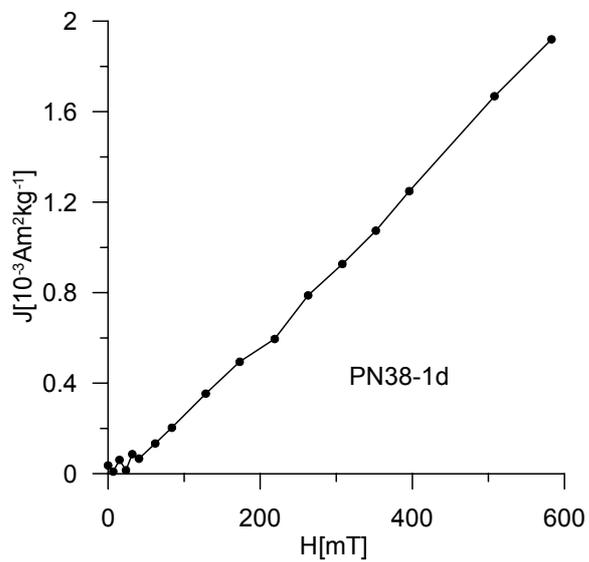
Dieses Bild wird durch die Diagramme der Backfield-Messungen bestätigt. Stellvertretend für die Proben mit zwei magnetischen Komponenten wird in Abb. 7.24 die Backfieldkurve der Probe RC7-2 dargestellt. Bei einem äußeren Feld von -100 mT zeigt diese Kurve einen deutlichen Knick. Dies ist durch die unterschiedlichen Werte der maximalen Koerzitivkraft  $H_C$  von Hämatit und Magnetit zu erklären (vgl. Tab. 5.1). Anders verhält sich die Probe PN38-1, deren Backfieldkurve stellvertretend für die Proben mit Hämatit als dominierender oder einziger Komponente in Abb. 7.23 dargestellt ist: diese Kurve zeichnet sich durch einen gleichmäßigen Verlauf aus.



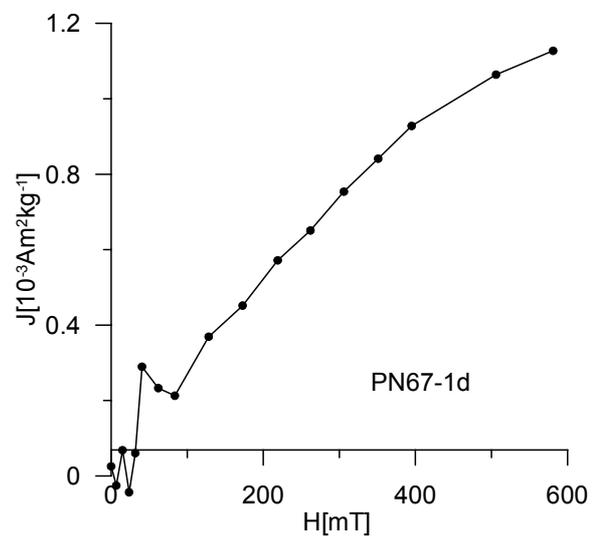
**Abb. 7.16:** IRM-Erwerbskurve der Probe BG52-1



**Abb. 7.17:** IRM-Erwerbskurve der Probe BG15-2



**Abb. 7.18:** IRM-Erwerbskurve der Probe PN38-1



**Abb. 7.19:** IRM-Erwerbskurve der Probe PN67-1

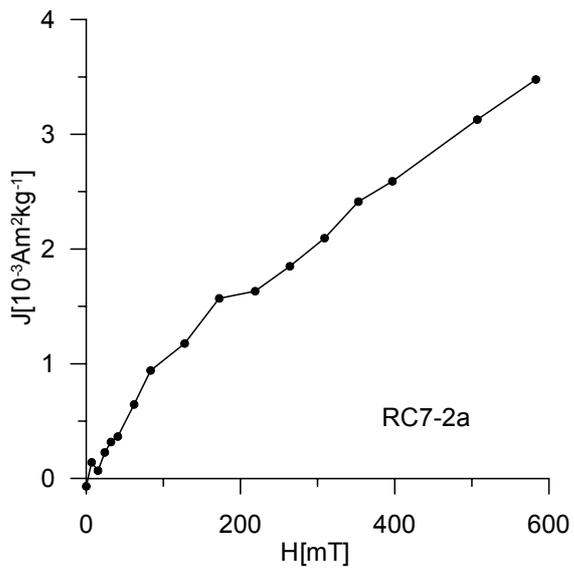


Abb. 7.20: IRM-Erwerbskurve der Probe RC7-2

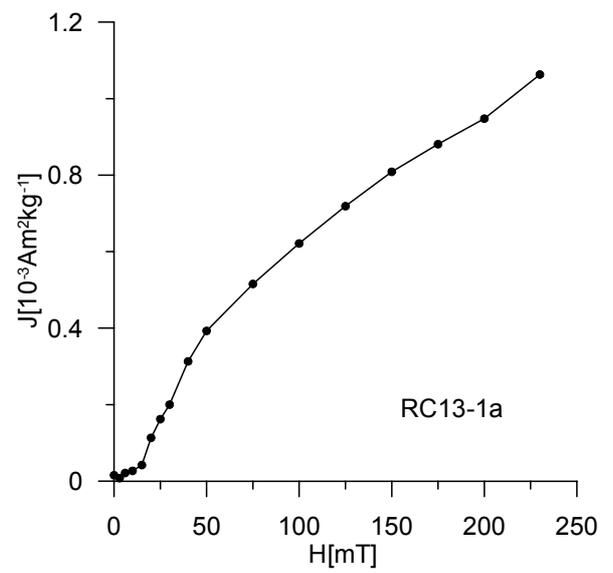


Abb. 7.21: IRM-Erwerbskurve der Probe RC13-1

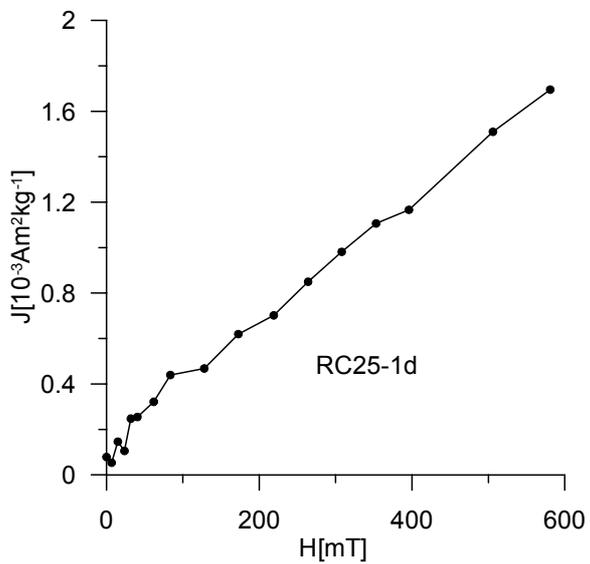
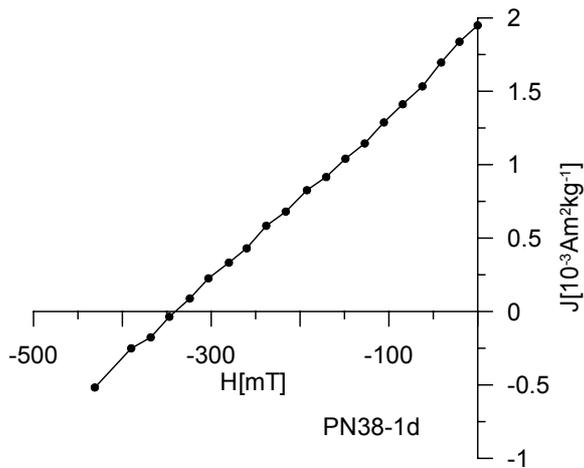
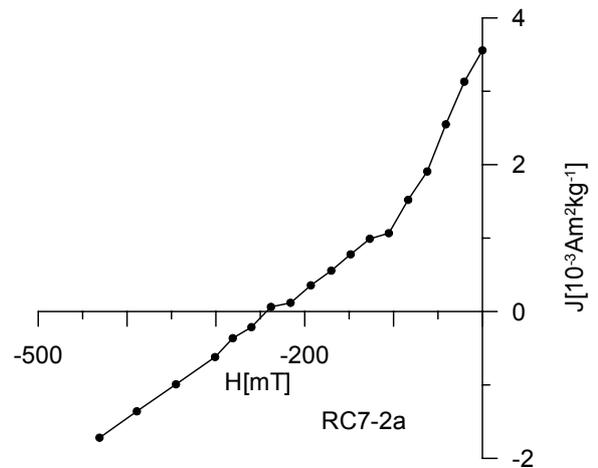


Abb. 7.22: IRM-Erwerbskurve der Probe RC25-1



**Abb. 7.23:** Kurve der Backfeldmessung der Probe PN38-1



**Abb. 7.24:** Kurve der Backfeldmessung der Probe RC7-2

Da bei keiner Probe die Sättigungsmagnetisierung erreicht wurde, konnten die gesteinsmagnetischen Parameter Koerzitivkraft  $H_C$ , Sättigungsmagnetisierung  $J_S$ , Sättigungsremanenz  $J_R$  und Remanenzkoerzitivkraft  $H_{CR}$  nicht bestimmt werden.

## 8 Paläomagnetische Messungen und Interpretation

### 8.1 NRM und Suszeptibilität

Vor Beginn der thermischen Entmagnetisierung wurde an allen Proben die Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) gemessen. Wie in den Abb. 8.1 bis 8.3 zu sehen ist, liegt die Intensität der Magnetisierung der meisten Proben in einem Bereich unter 10 mA/m, ausgenommen einige Proben der Sektion Rubió del Canto (RC). Die maximal gemessene Intensität liegt bei 465 mA/m (Probe RC21-1). Ein Zusammenhang zwischen Lithologie und Intensität der NRM konnte nicht festgestellt werden.

Desweiteren wurde bei der thermischen Entmagnetisierung nach jedem Schritt die Suszeptibilität  $\kappa$  gemessen, um Aussagen über mögliche Mineralumbildungen während des Heizens machen zu können. Abb. 8.4 zeigt die Verteilung der ursprünglichen Suszeptibilität vor dem ersten Heizschritt.

Die Suszeptibilitätswerte liegen durchweg unter  $500 * 10^{-6}$  [SI-Einheiten]. Ein Maximum liegt zwischen  $40$  und  $80 * 10^{-6}$ . Diamagnetisches Verhalten konnte bei keiner Probe beobachtet werden.

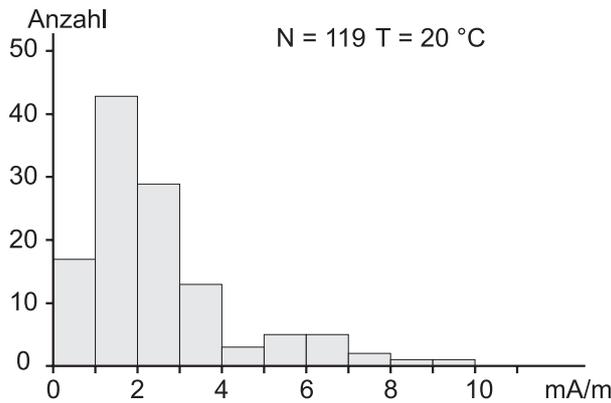
Nach Lindsley et al. (1966) besteht ein Zusammenhang zwischen der Suszeptibilität und dem Magnetitgehalt, der wie folgt dargestellt wird:

$$\kappa = 2,6 * p^{1,33} \quad \kappa: \text{Volumensuszeptibilität} \quad (8.1)$$

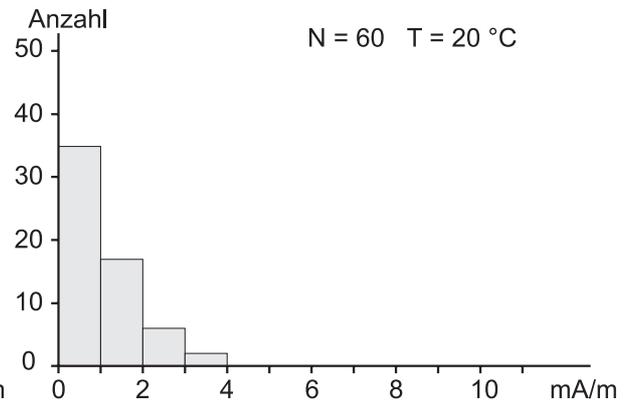
p: Volumenprozent von Magnetit

Demnach ist bei allen Proben der Magnetitgehalt weit unter 1 %.

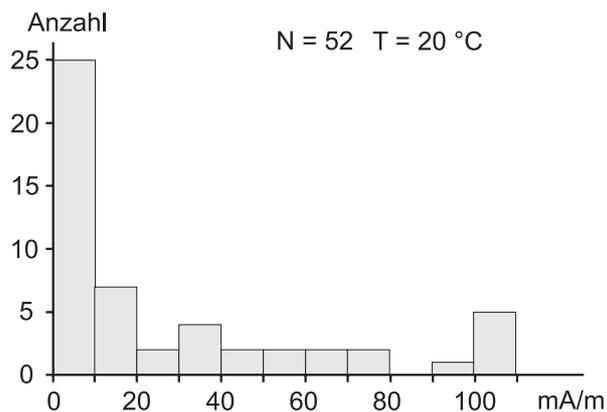
Die Suszeptibilitätswerte zeigen bei der thermischen Entmagnetisierung signifikante Veränderungen. Deren Interpretation ist Kap. 8.2 zu entnehmen.



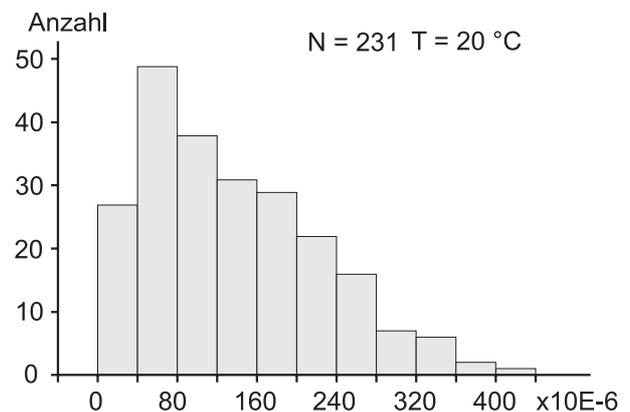
**Abb. 8.1:** NRM-Intensitäten der Proben der Sektion Palanca de Noves



**Abb. 8.2:** NRM-Intensitäten der Proben der Sektion Bagà



**Abb. 8.3:** NRM-Intensitäten der Proben der Sektion Rubió del Canto



**Abb. 8.4:** Suszeptibilitätswerte aller Proben vor Beginn der thermischen Entmagnetisierung

## 8.2 Thermische Entmagnetisierung

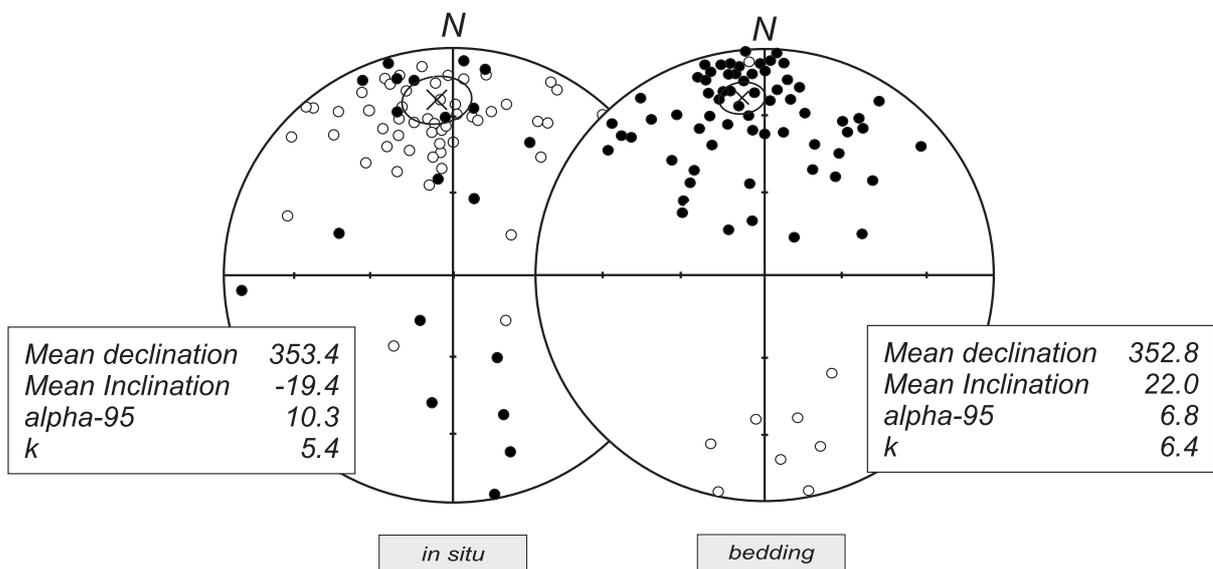
Aufgrund des hohen Anteils von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  wurde auf Wechselfeldentmagnetisierung verzichtet und alle Proben schrittweise thermisch entmagnetisiert. Nach jedem Heizschritt wurde ihre remanente Magnetisierung und, soweit möglich, ihre Suszeptibilität gemessen. Aufgrund ihres paläomagnetischen Verhaltens können alle Proben in drei charakteristische Klassen eingeteilt werden:

### 8.2.1 Typ A: Stabile Endpunkte

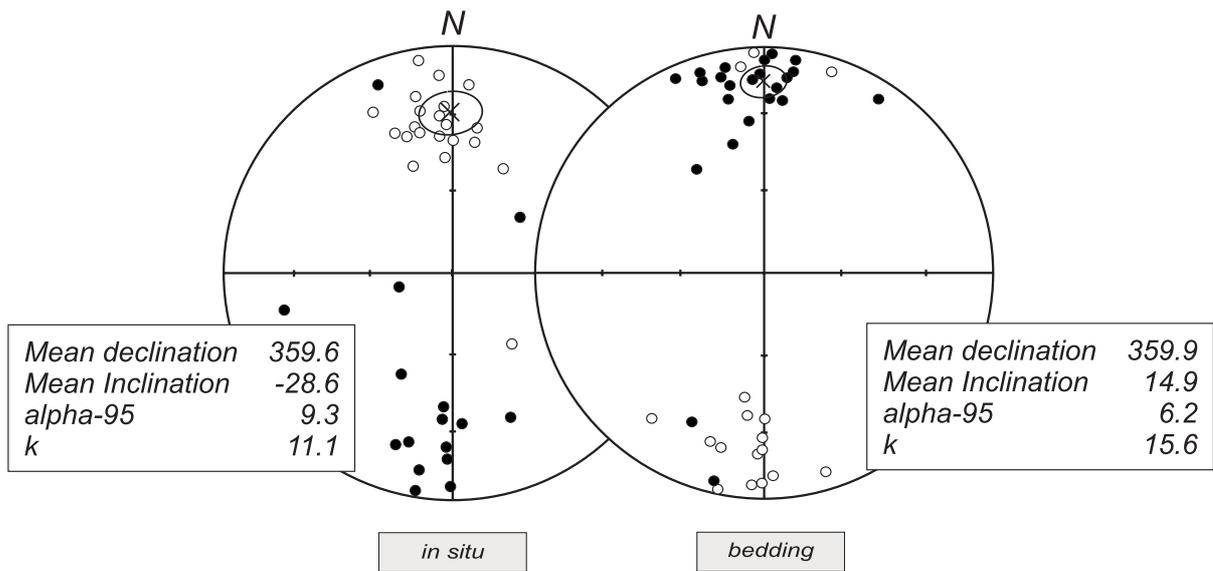
Stellvertretend für diesen Typ wird in den Abb. 8.8 bis 8.10 das Verhalten der Probe PN20-1 dargestellt. Es zeigt lediglich eine magnetische Komponente, die schon ab einer Temperatur von 100 °C einen stabilen Endpunkt bildet. Eine signifikante Entmagnetisierung findet erst bei einer Temperatur über 600 °C statt. Der Träger der Remanenz ist demnach Hämatit ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ), dessen Curietemperatur bei 675 °C liegt (vgl. Tab. 5.1).

Zwischen 500 und 600 °C findet Mineralumwandlung von Hämatit zu Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) statt, zu sehen an einem Anstieg der Suszeptibilität in diesem Temperaturbereich.

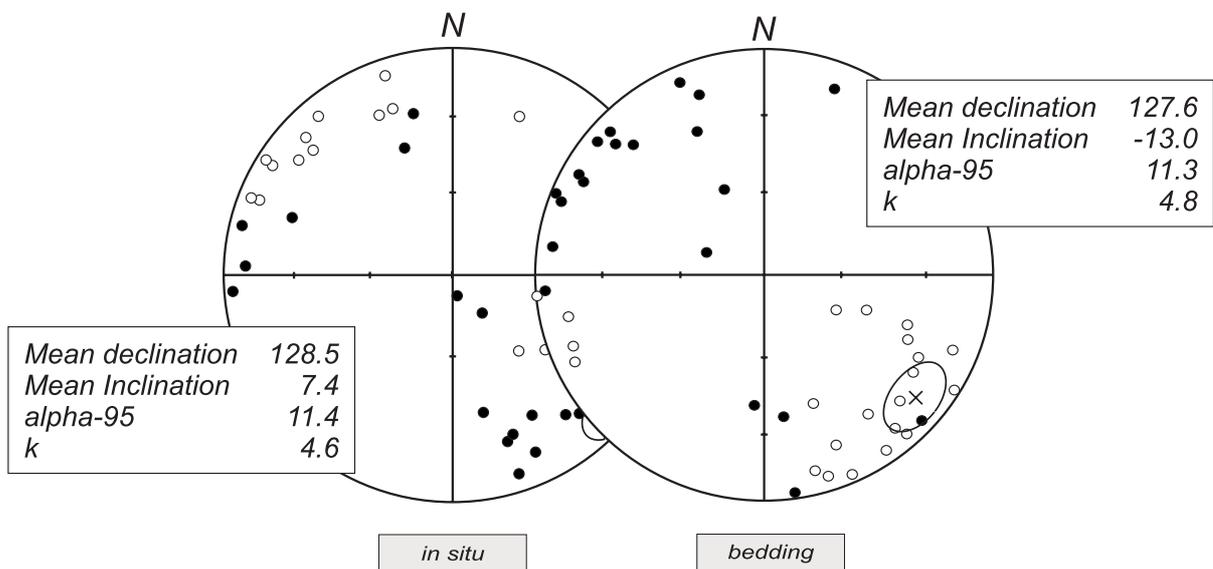
Die meisten Proben sind in ihrem paläomagnetischen Verhalten diesem Typ zuzuordnen. In den Abb. 8.5 bis 8.7 sind die stabilen Endpunkte der drei Sektionen in situ und schichtkorrigiert („bedding“) aufgetragen. Eine mögliche Überprägung durch das rezente Erdmagnetfeld ist bei den Proben vom Typ A nicht nachzuweisen.



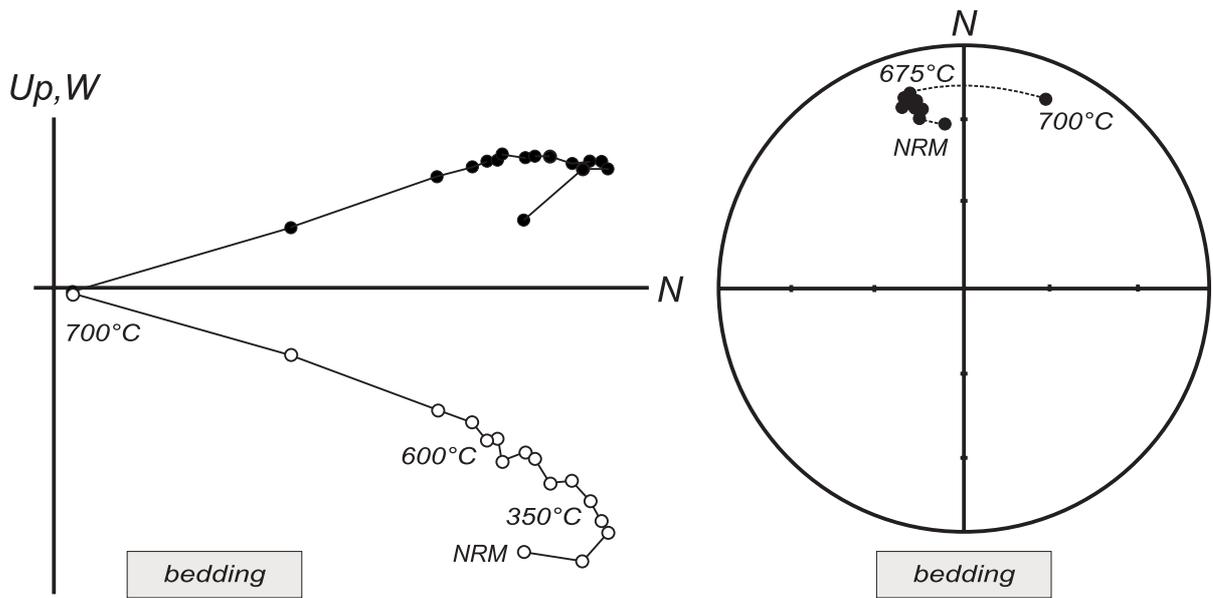
**Abb. 8.5:** Sektion Palanca de Noves; stabile Endpunkte der Proben vom Typ A; offene (gefüllte) Kreise: obere (untere) Hemisphäre



**Abb. 8.6:** Sektion Bagà; stabile Endpunkte der Proben vom Typ A, Konvention wie in Abb. 8.5

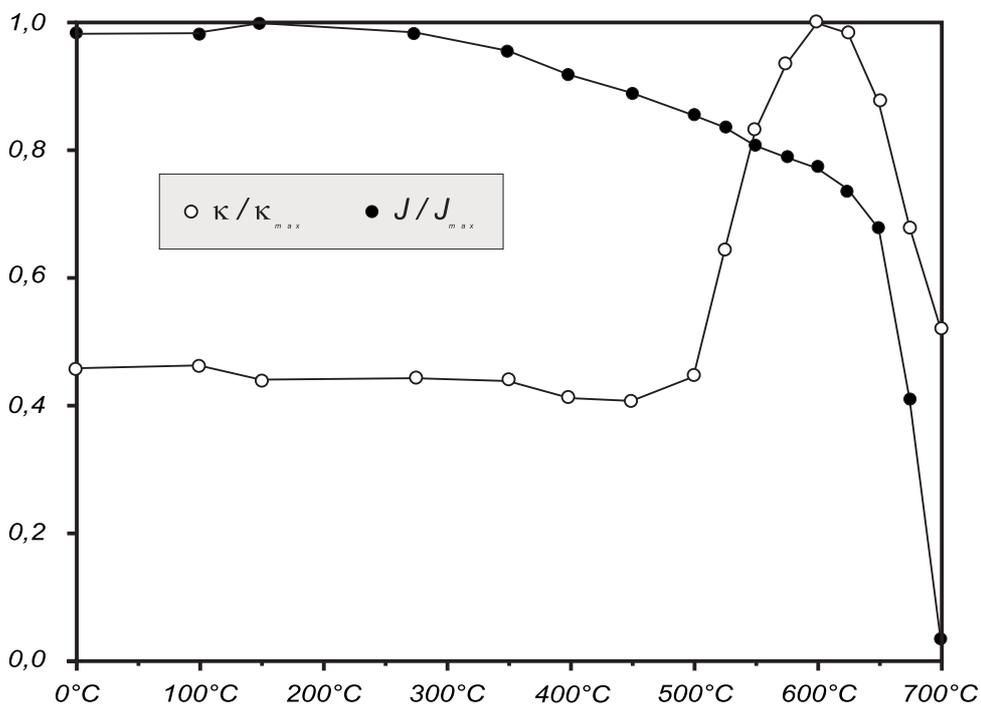


**Abb. 8.7:** Sektion Rubió del Canto; stabile Endpunkte der Proben vom Typ A; Konvention wie in Abb. 8.5



**Abb. 8.8:** Orthogonale Projektion nach Zijdeveld (1967) der thermischen Entmagnetisierung der Probe PN20-1; **offene (gefüllte) Kreise:** Projektion in die vertikale (horizontale) Ebene

**Abb. 8.9:** Stereodiagramm der thermischen Entmagnetisierung der Probe PN20-1; **offene (gefüllte) Kreise:** obere (untere) Hemisphäre



**Abb. 8.10:** Intensitätsverlauf der Magnetisierung und der Suszeptibilität der Probe PN20-1 während der thermischen Entmagnetisierung

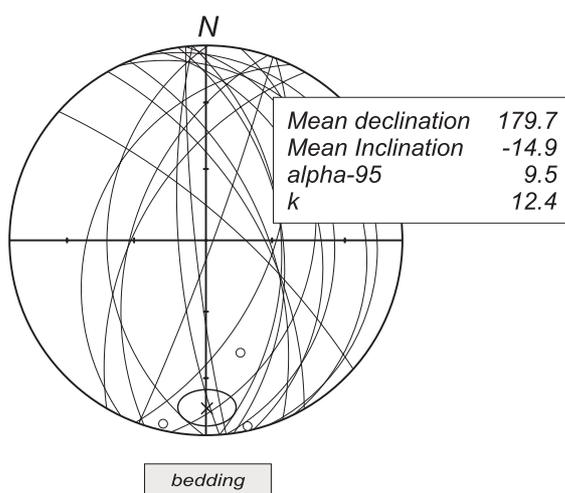
### 8.2.2 Typ B: Großkreisverhalten

Stellvertretend für diesen Typ wird in den Abb. 8.16 bis 8.18 das Verhalten der Probe PN28-2 dargestellt. Während der Entmagnetisierung wird kein stabiler Endpunkt erreicht. Stattdessen verlaufen die Vektoren der Remanenzen aufeinanderfolgender Entmagnetisierungsschritte auf einem Großkreis. Träger der Remanenz ist Hämatit, bei der Probe PN28-2 verstärkt durch einen geringen Gehalt an Magnetit. Dies ist durch einen leichten Abfall der Intensität zwischen 500 °C und 575 °C, der Curietemperatur von Magnetit (vgl. Tab. 5.1), zu beobachten. Bei Heizschritten über Temperaturen von 350 °C oxidiert beim Abkühlen Magnetit zu Maghemit ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ), zu sehen in einem Abfall der Suszeptibilität in diesem Bereich. Dieses Phänomen tritt allerdings nur bei wenigen Proben dieses Typs auf.

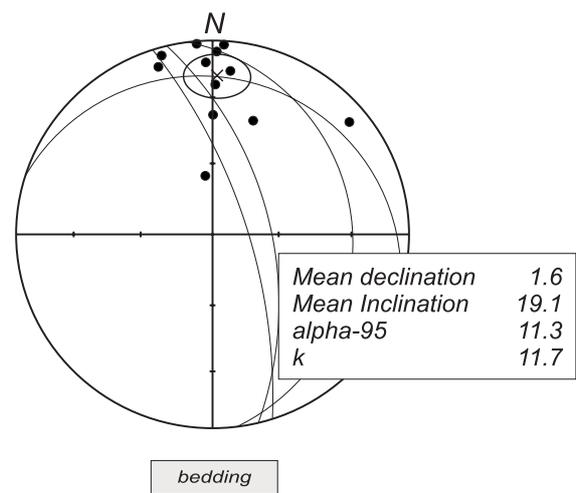
Die Probe BG38-2 zeigt ein etwas anderes Verhalten (vgl. Abb. 8.19 bis 8.21):

Eine sekundäre Richtung wird vermutlich von Goethit ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ), Magnetit und/oder von Eisensulfiden getragen. Ein starker Abfall der Intensität ist bis zu einer Temperatur von 300 °C zu beobachten. Die Curietemperatur von Goethit liegt bei 110 °C, diejenigen der relevanten Eisensulfide zwischen 270 °C und 325 °C. Ein erneuter Anstieg zeigt sich oberhalb der Curietemperatur von Magnetit, 578 °C (vgl. Tab. 5.1).

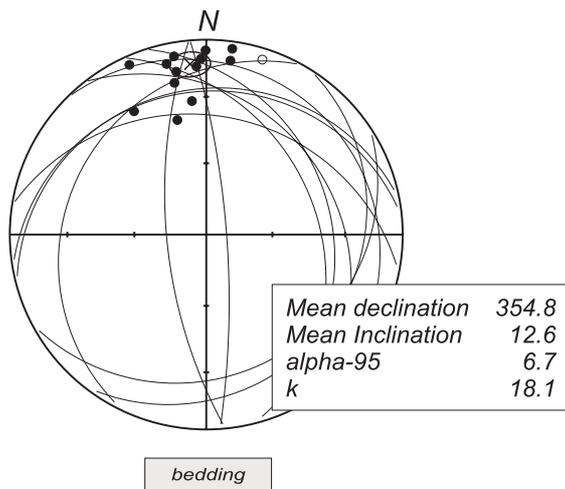
Die Abb. 8.11 bis 8.15 zeigen die Stereodiagramme derjenigen Bereiche der Profile, in denen die mittlere Richtung der ChRM unter Einbeziehung von Großkreisen bestimmt wurde.



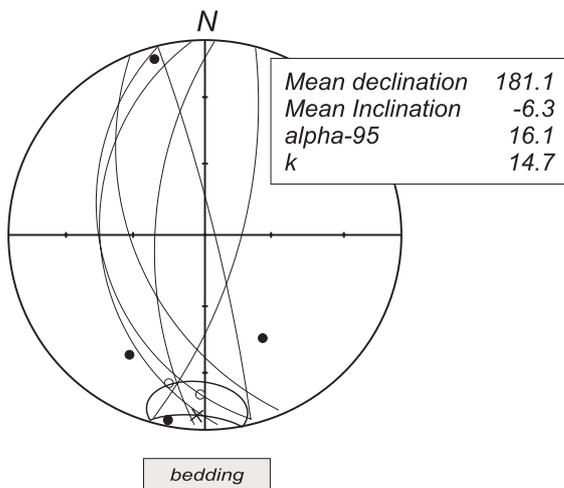
**Abb. 8.11:** Sektion Palanca de Noves; mittlere Richtung reverser Proben von PN28 bis PN64; **offene (gefüllte) Kreise:** obere (untere) Hemisphäre; **Großkreise:** nur obere Hemisphäre dargestellt



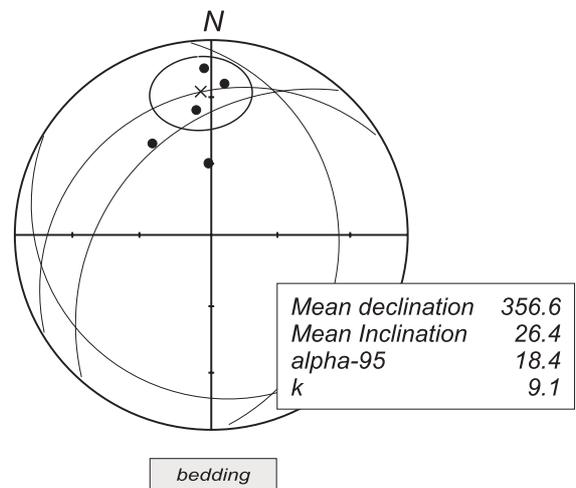
**Abb. 8.12:** Sektion Palanca de Noves; mittlere Richtung normaler Proben von PN74 bis PN202; Konvention wie in Abb. 8.11



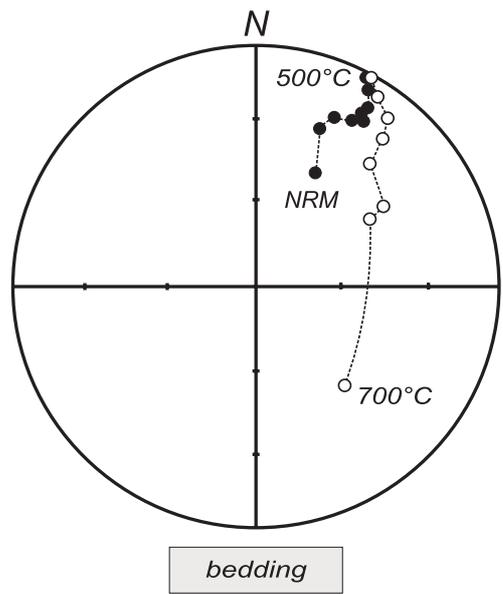
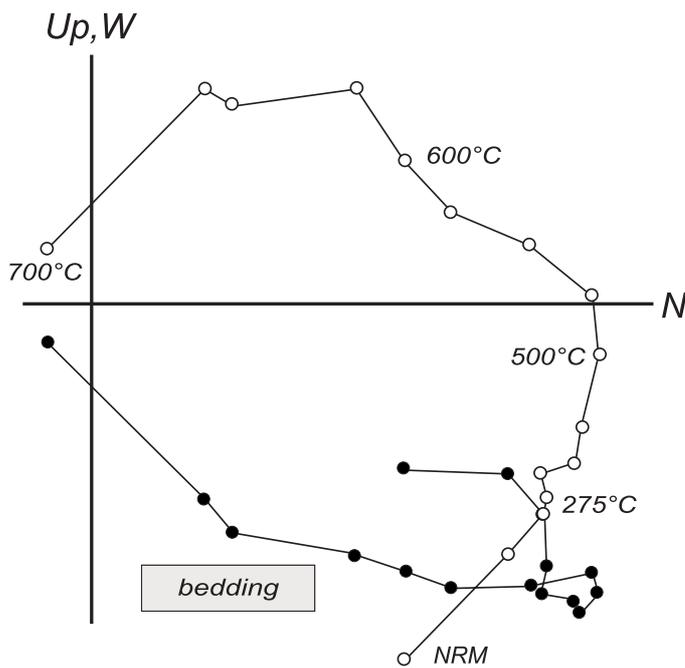
**Abb. 8.13:** Sektion Bagà; mittlere Richtung normaler Proben von BG10 bis BG35; Konvention wie in Abb. 8.11



**Abb. 8.14:** Sektion Bagà; mittlere Richtung reverser Proben von BG36 bis BG48; Konvention wie in Abb. 8.11

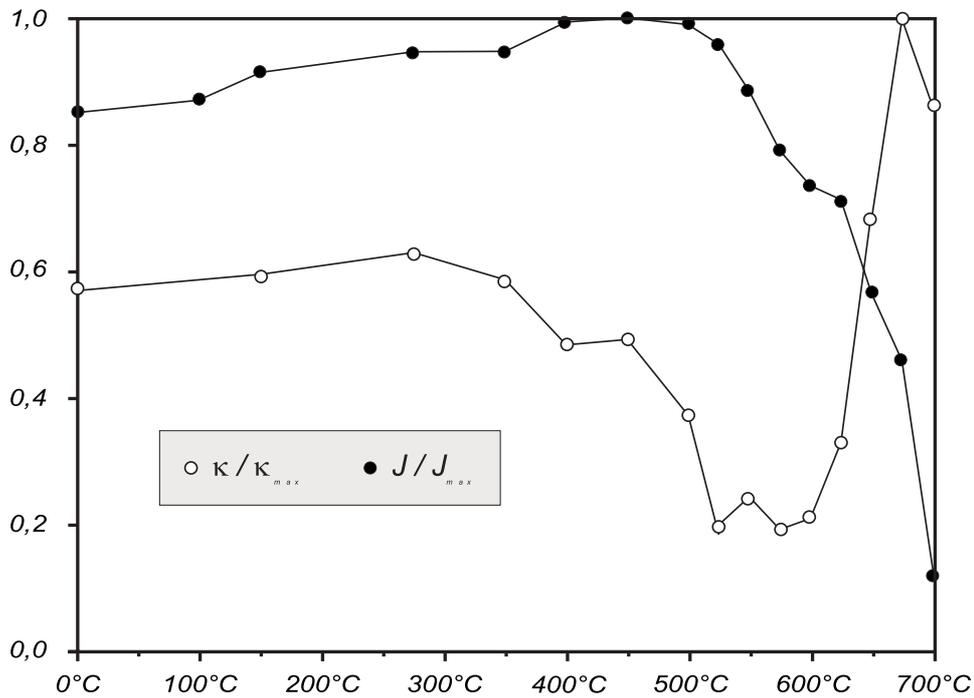


**Abb. 8.15:** Sektion Bagà; mittlere Richtung normaler Proben von BG49 bis BG60; Konvention wie in Abb. 8.11

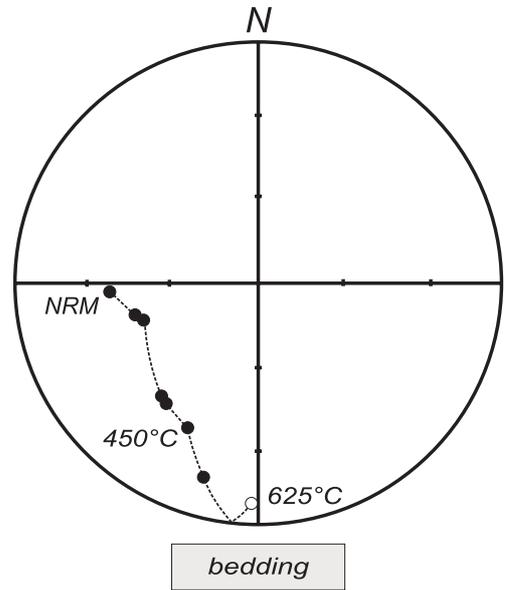
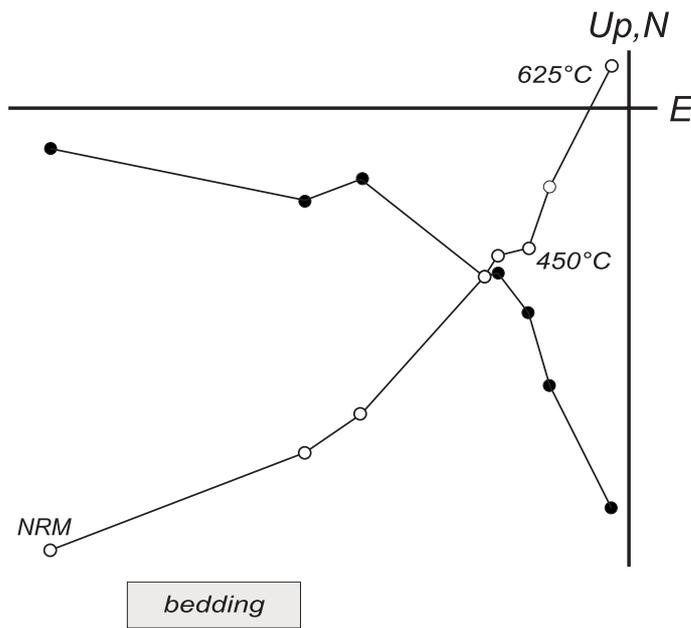


**Abb. 8.16:** Orthogonale Projektion nach Zijdeveld (1967) der thermischen Entmagnetisierung der Probe PN28-2; Konvention wie in Abb. 8.8

**Abb. 8.17:** Stereodiagramm der thermischen Entmagnetisierung der Probe PN28-2, Konvention wie in Abb. 8.9

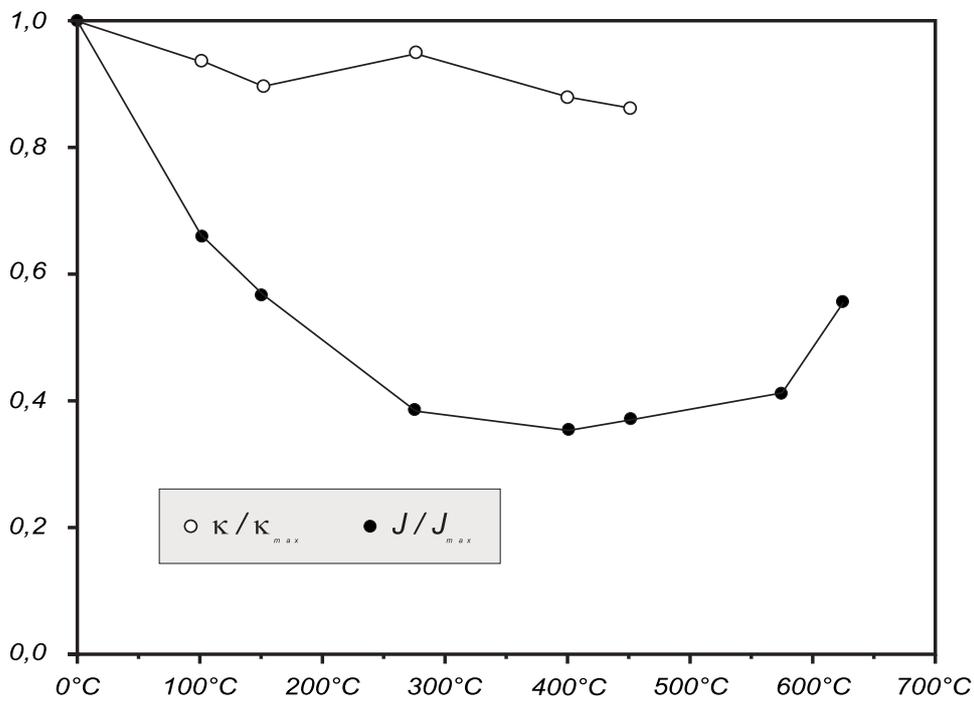


**Abb. 8.18:** Intensitätsverlauf der Magnetisierung und der Suszeptibilität der Probe PN28-2 während der thermischen Entmagnetisierung



**Abb. 8.19:** Orthogonale Projektion nach Zijdeveld (1967) der thermischen Entmagnetisierung der Probe BG38-2; Konvention wie in Abb. 8.8

**Abb. 8.20:** Stereodiagramm der thermischen Entmagnetisierung der Probe BG38-2; Konvention wie in Abb. 8.9



**Abb. 8.21:** Intensitätsverlauf der Magnetisierung und der Suszeptibilität der Probe BG38-2 während der thermischen Entmagnetisierung

### 8.2.3 Typ C: Zwei Komponenten

Stellvertretend für diesen Typ wird in den Abb. 8.25 bis 8.27 das Verhalten der Probe BG22-2 dargestellt. Es konnten zwei magnetische Komponenten isoliert werden, die in unterschiedlichen Temperaturbereichen über Großkreise bzw. stabile Endpunkte definiert sind: Vergleichbar mit dem Verhalten des Typs A endet eine von Hämatit getragene ChRM bei hohen Temperaturen in einem stabilen Endpunkt. Bis zu einer Temperatur von 400 °C wird jedoch eine annähernd antiparallele Richtung subtrahiert, die durch Verlauf eines Großkreises angedeutet wird. Diese Remanenz ist wahrscheinlich von Eisensulfiden getragen, deren Curietemperaturen unter 400 °C liegen (vgl. Kap. 8.2.2). Bis zu einer Temperatur von 100 °C ist der Betrag der subtrahierten Intensität am größten, hier wurde vermutlich Goethit entmagnetisiert. Eisensulfide und Goethit sind vorwiegend Alterations- bzw. Verwitterungsprodukte von Magnetit (Matthes, 1983).

Dieses Verhalten vom Typ C zeigen nur einige Proben der Sektion Bagà. Diese wurden alle im Bereich grünlichgrauer Reduktionsflecken entnommen (vgl. Abb. 3.7). Es handelt sich hierbei um postsedimentäre Alterationen (vgl. Kap. 3.2).

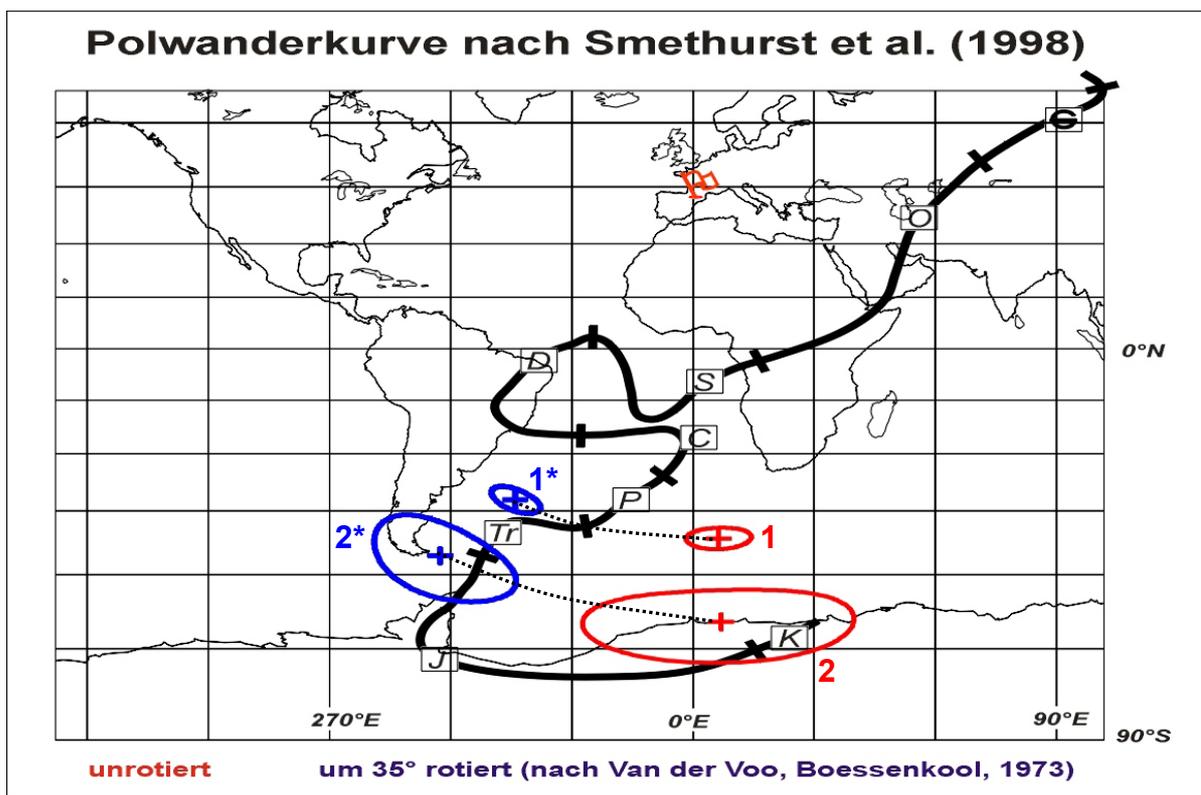
In Abb. 8.23 sind die Remanenzvektoren der Hochtemperaturkomponente aller Proben vom Typ C dargestellt. Deren mittlere Richtung hat einen Deklinationswert von 356° bei einer Inklination von 8,4°. Dieser Inklinationswinkel deutet auf ein frühtriassisches Erdmagnetfeld hin (s. u.). Es handelt sich also um eine während der Sedimentation erworbene DRM.

Die mittlere Richtung der Mitteltemperaturkomponente hat schichtkorrigiert einen Deklinationswert von 178° bei einer Inklination von -38° (vgl. Abb. 8.24). Für ein frühtriassisches Erdmagnetfeld wäre jedoch ein deutlich flacherer Inklinationswinkel zu erwarten (s. u.). Bei dieser Remanenz handelt es sich vermutlich um eine durch Ummineralisation entstandene CRM. Die alterierten Bereiche des Gesteins (vgl. Kap. 3.2) und der Intensitätsverlauf während der thermischen Entmagnetisierung deuten auf eine Reduktion von  $\text{Fe}^{3+}$  zu  $\text{Fe}^{2+}$  bei der Bildung von Eisensulfiden hin.

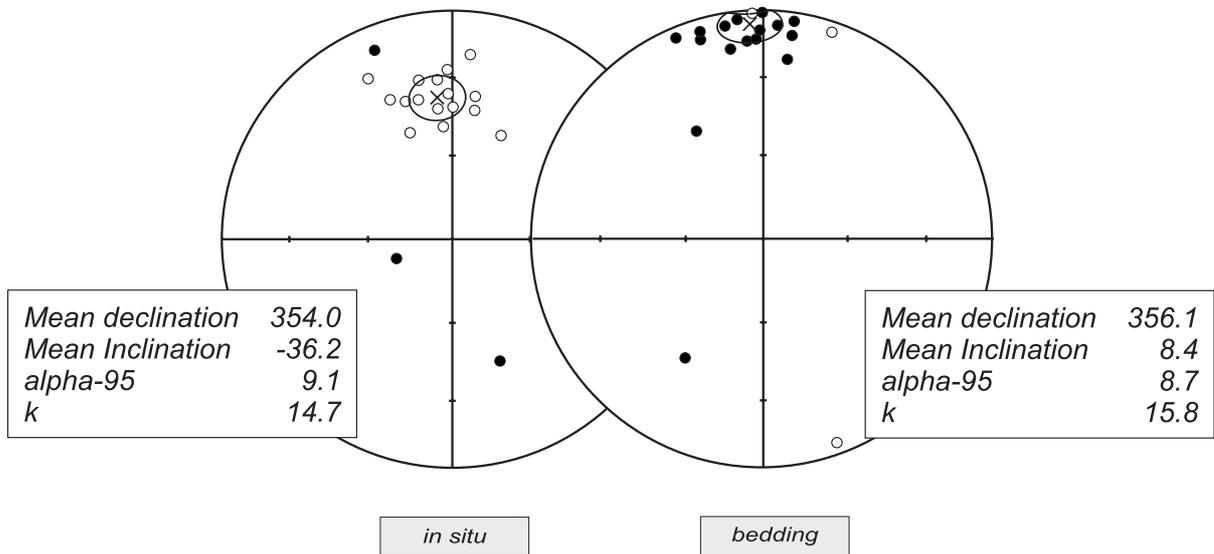
Über den Zeitpunkt des Erwerbes der CRM läßt sich indes spekulieren. Errechnet man aus den gemittelten Richtungen der beiden Komponenten dieser Proben die jeweilige Lage des virtuellen geomagnetischen Pols (VGP), so erhält man ein Bild, wie es in Abb. 8.22 dargestellt ist. Die rot dargestellten Paläosüdpole liegen außerhalb der von Smethurst et al. (1998) errechneten, auf Baltica bezogenen Polwanderkurve. Bei der Berechnung dieser VGPs wurde eine mögliche Rotation der Sedimentdecken während der Orogenese der Pyrenäen nicht berücksichtigt. Es ist jedoch anzunehmen, daß während der Drehung der Iberischen

Platte und der damit verbundenen Auffaltung der Pyrenäen die sedimentären Schichtpakete zum Teil mitrotierten. Möglich sind außerdem interne Blockrotationen während der Gebirgsbildung. Hierüber wurden bisher keine Arbeiten veröffentlicht.

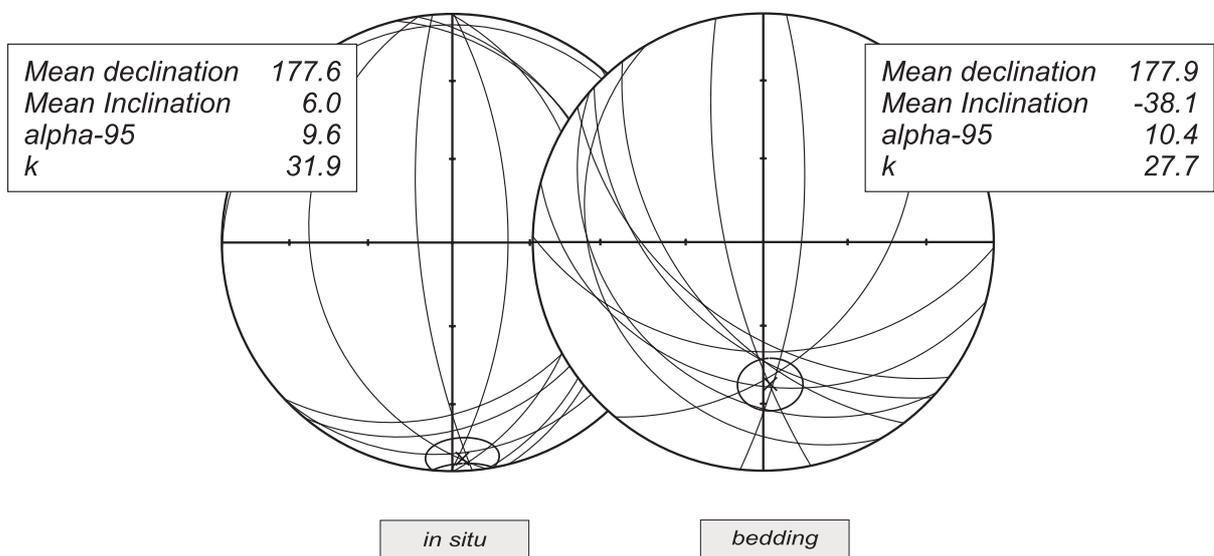
Van der Voo & Boessenkool (1973) postulieren eine Drehung der Iberischen Platte um maximal  $35^\circ$ . Es ist daher anzunehmen, daß die Sedimentdecken maximal um diesen Winkel mitrotierten. Daraus errechnet sich eine neue Lage der Paläosüdpole (blau dargestellt), die wesentlich näher an der Polwanderkurve liegt. Bringt man die Verbindungslinie der Pole „vor“ und „nach“ der Rotation mit der Polwanderkurve zum Schnitt, erhält man den Zeitpunkt des jeweiligen Remanenzserwerbs. Demnach wurde die Remanenz der Hochtemperaturkomponente während der Unteren Trias erworben, also zeitgleich mit der Sedimentation, die der Mitteltemperaturkomponente zu einem frühjurassischen Zeitpunkt.



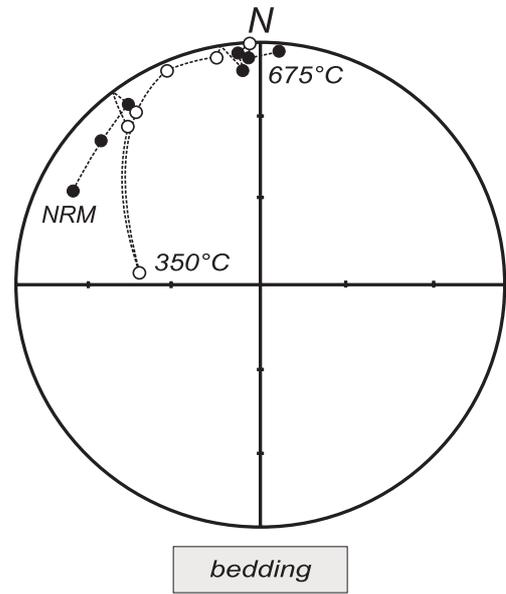
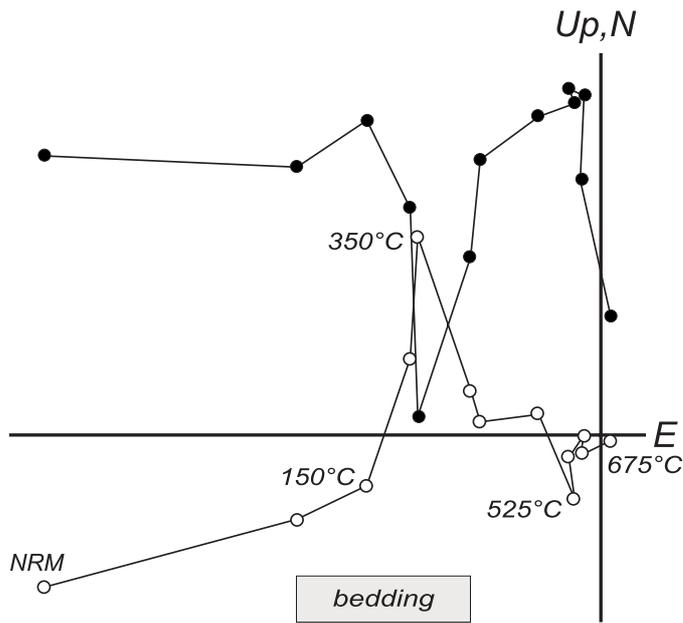
**Abb. 8.22:** Lage der Paläosüdpole und Fehlerellipsen; Polwanderkurve nach Smethurst et al. (1998); **rot:** VGPs ohne Berücksichtigung der Rotation von Iberia; **1 (2):** Hoch(Mittel)temperaturkomponente; **blau:** VGPs nach Rotation von Iberia um  $35^\circ$  (nach Van der Voo & Boessenkool, 1973); **1\* (2\*):** Hoch(Mittel)temperaturkomponente; **gestrichelte Linie:** Verbindungslinie der VGPs vor und nach der Rotation; **Fahne:** Probenlokalität (Südpynäen); **e:** Kambrium; **O:** Ordovizium; **S:** Silur; **D:** Devon; **C:** Karbon; **P:** Perm; **Tr:** Trias; **J:** Jura; **K:** Kreide



**Abb. 8.23:** Sektion Bagà; Hochtemperaturkomponente der Proben vom Typ C; Konvention wie in Abb. 8.5

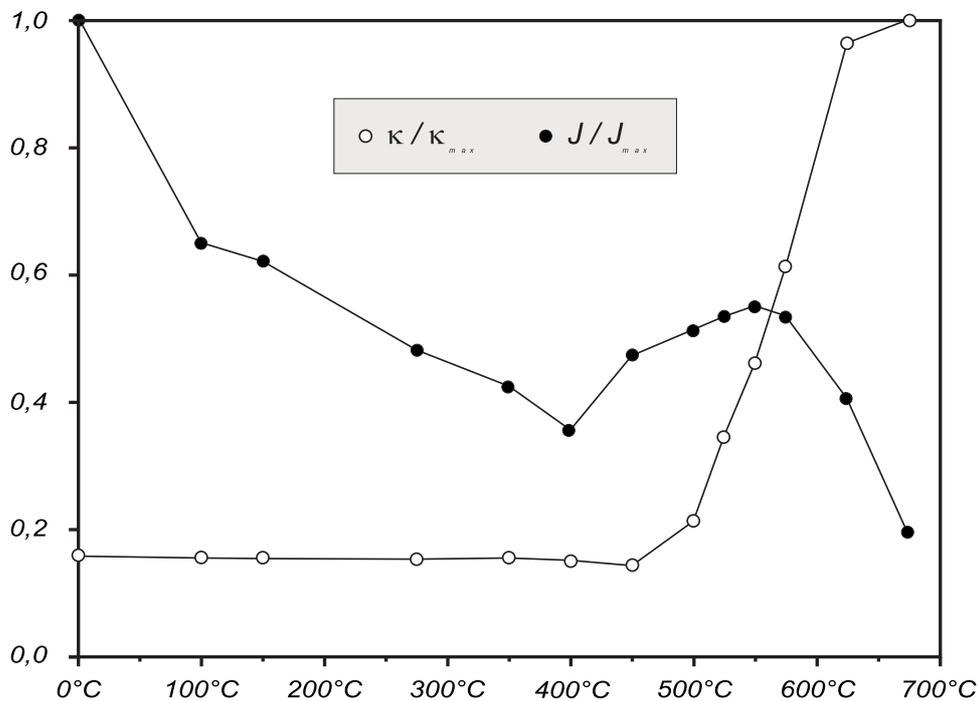


**Abb. 8.24:** Sektion Bagà; Mitteltemperaturkomponente der Proben vom Typ C; **Großkreise:** nur untere Hemisphäre dargestellt



**Abb. 8.25:** Orthogonale Projektion nach Zijdeveld (1967) der thermischen Entmagnetisierung der Probe BG22-2; Konvention wie in Abb. 8.8

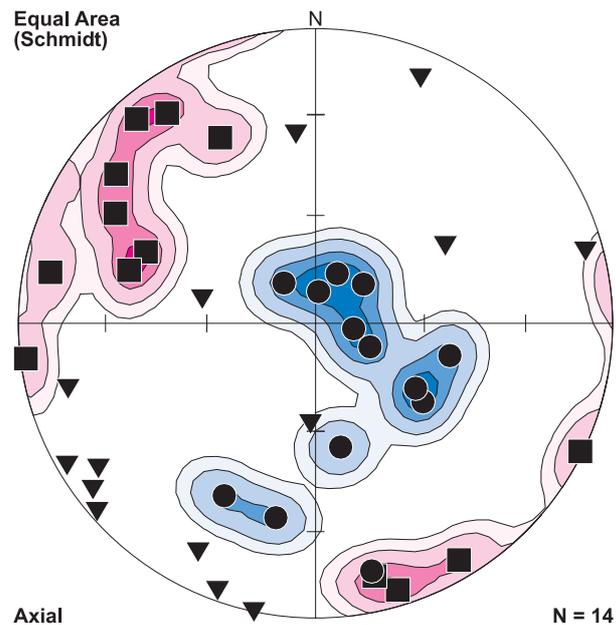
**Abb. 8.26:** Stereodiagramm der thermischen Entmagnetisierung der Probe BG22-2; Konvention wie in Abb. 8.9



**Abb. 8.27:** Intensitätsverlauf der Magnetisierung und der Suszeptibilität der Probe BG22-2 während der thermischen Entmagnetisierung



**Abb. 8.29.:** Dichteverteilung der Achsen der Suszeptibilitätsellipsoide aller Probe; **Quadrate:**  $k_1$ -Achsen; **Dreiecke:**  $k_2$ -Achsen; **Kreise:**  $k_3$ -Achsen; **violette (blaue) Isolinien:** Dichteverteilung für  $k_1$  ( $k_3$ ); Isolinien entsprechen einer Dichte von  $1\sigma$ ,  $3\sigma$ ,  $5\sigma$  über dem Erwartungswert (von außen nach innen); Zählmodell:  $E=\sigma$



## 8.4 Magnetostratigraphie

In den Tab. 8.1 bis 8.3 werden die gemittelten Richtungen der ChRM in den jeweiligen Lithologien dargestellt. Besonders bei den Proben der Sektion Palanca de Noves konnte dabei eine Abhängigkeit der Streuung von der Korngröße des Gesteins festgestellt werden: je grobkörniger das Gestein, desto größer ist die Streuung der Remanenzvektoren um die mittlere Richtung. Dieses häufig beobachtete Phänomen läßt sich dadurch erklären, daß sich kleine magnetische Teilchen bei der ihrer Ablagerung besonders gut entlang der Feldlinien des äußeren (Erd-) Magnetfelds ausrichten. Bei größeren Partikeln wird deren Einregelung hingegen durch ihr Gewicht, den Reibungswiderstand und durch Verkanten mit anderen Klasten erschwert.

Zusätzlich konnten bei den Sektionen Palanca de Noves und Bagà eine Abnahme des Inklinationswinkels mit der Abnahme der Korngröße beobachtet werden. Dieses als „Inclination Shallowing“ (Kodama, 1997) bezeichnete Phänomen wird durch Kompaktion des Gesteins und der damit verbundenen Abplattung der Teilchen verursacht. Bei grobkörnigen Gesteinen werden in den Porenräumen zwischen den Klasten, z. B. den Sandkörnern, kleinere Partikel vor der Kompaktion geschützt und erhalten somit ihre bei der Sedimentation

erworbene Einregelung bei. Dadurch ist bei grobkörnigen Gesteinen der Inklinationswinkel größer.

Die Deklination der mittleren Richtung der ChRM liegt bei den Sektionen Palanca de Noves und Bagà zwischen  $344^\circ$  und  $005^\circ$  bei einem Inklinationswinkel zwischen  $5^\circ$  und  $35^\circ$ . Es kann davon ausgegangen werden, daß es sich hierbei um frühtriassische Richtungen handelt, und daß die Remanenz damit eine primäre DRM ist, die die Umpolungsereignisse während des Buntsandsteins widerspiegelt. Die Proben der Sektion Rubió del Canto weichen in ihrem gemittelten Deklinationswinkel von  $309^\circ$  deutlich von dieser Richtung ab. Signifikante Unterschiede in den Deklinationen zu den anderen Sektionen legen die Vermutung nahe, daß dafür Blockrotationen während der Orogenese der Pyrenäen verantwortlich sind. Andererseits konnten hierfür keine strukturellen Hinweise gefunden werden. Für die Abweichung der Deklinationswinkel können daher ebenfalls Fließrichtungen bei der Sedimentation eine Ursache sein (vgl. Kap. 8.3): die ermittelte Schüttungsrichtung von  $135^\circ$  bzw.  $315^\circ$  entspricht den gemessenen Deklinationswinkeln. Auch bei dieser Sektion kann aufgrund des Inklinationswinkels von  $12^\circ$  bis  $15^\circ$  davon ausgegangen werden, daß die Remanenz eine primäre frühtriassische DRM ist.

	$n_S / n_G$	<b>Dek</b> [°]	<b>Ink</b> [°]	$\alpha_{95}$	<b>k</b>
Tonstein	8/1	353,5	13,6	10,3	35,3
Siltstein	23/4	350,1	15,4	4,4	40,1
(Fein-) Sandstein	28/10	003,5	22,8	16,2	10,0
Grobsandstein	25/6	358,8	35,4	10,0	5,2
Konglomerat	7/7	350,5	5,2	22,2	4,1

**Tab. 8.1:** Lithologien der Sektion Palanca de Noves mit den mittleren Richtungen der ChRM.  $n_S/n_G$ : Anzahl stabiler Endpunkte / Anzahl Großkreise; **Dek**: Deklinationswinkel (schichtkorrigiert); **Ink**: Inklinationswinkel (schichtkorrigiert);  $\alpha_{95}$ : Konfidenzwinkel; **k**: Präzisionsparameter

	$n_S / n_G$	<b>Dek</b> [°]	<b>Ink</b> [°]	$\alpha_{95}$	<b>k</b>
Ton-/ Siltstein	13/11	357,5	13,6	10,7	9,3
(Fein-) Sandstein	18/14	343,6	19,3	21,0	29,0
Grobsandstein/Konglomerat	1/3	357,6	10,2	8,2	11,5

**Tab. 8.2:** Lithologien der Sektion Bagà mit den mittleren Richtungen der ChRM.  $n_S/n_G$ : Anzahl stabiler Endpunkte / Anzahl Großkreise; **Dek**: Deklinationswinkel (schichtkorrigiert); **Ink**: Inklinationswinkel (schichtkorrigiert);  $\alpha_{95}$ : Konfidenzwinkel; **k**: Präzisionsparameter

	$n_S / n_G$	<b>Dek</b> [°]	<b>Ink</b> [°]	$\alpha_{95}$	<b>k</b>
(Fein-) Sandstein	15/8	319,3	14,5	14,1	4,9
Grobsandstein/Konglomerat	19/10	298,0	12,3	12,4	4,9

**Tab. 8.3:** Lithologien der Sektion Rubió del Canto mit den mittleren Richtungen der ChRM.  $n_S/n_G$ : Anzahl stabiler Endpunkte / Anzahl Großkreise; **Dek**: Deklinationswinkel (schichtkorrigiert); **Ink**: Inklinationswinkel (schichtkorrigiert);  $\alpha_{95}$ : Konfidenzwinkel; **k**: Präzisionsparameter

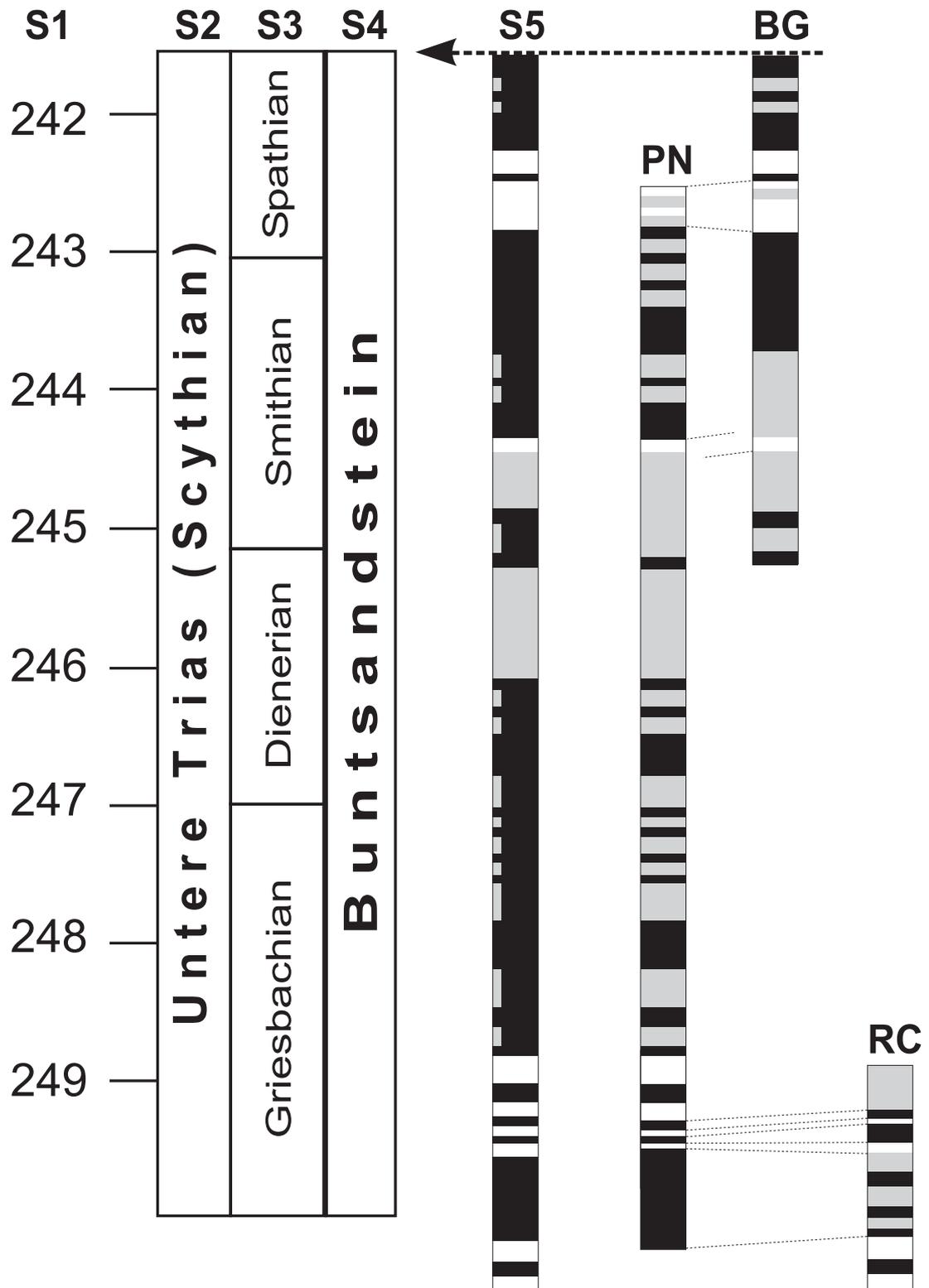
Im Anhang sind die Profile der drei Sektionen mit der magnetostratigraphischen Interpretation im Maßstab 1:100 dargestellt. Dabei wird links das geologische Profil gezeigt, daneben die Probenahmestelle mit der jeweiligen Probennummer. Die Spalten 3 und 4 geben die schichtkorrigierten Deklinations- und Inklinationswinkel der ChRM der Proben wieder. Die letzte Spalte zeigt das Muster der Magnetostratigraphie, wobei folgende Kriterien angewandt wurden: bei den Proben, deren ChRM eindeutig zu bestimmen war, wurde normale triassische Polarisierung als schwarzer Balken, reverse triassische Polarisierung als weißer Balken dargestellt. Bei den Proben, deren ChRM nicht eindeutig zu bestimmen war, oder deren Remanenzvektor stark von der gemittelten Richtung der Sektion abweicht, wurde die Stelle in der Magnetostratigraphie als grauer Balken veranschaulicht. Dies gilt ebenso für Bereiche, in denen über mehr als einen Meter keine Probe entnommen werden konnte. Als halbe Balken wurden diejenigen Bereiche dargestellt, in denen das magnetische Verhalten einzelner Proben unterschiedlich zu der Polarisierung benachbarter Proben ist.

Lithologisch wie auch magnetostratigraphisch lassen sich die drei Sektionen gut korrelieren. Dies wird in Abb. 8.30 dargestellt. Graue Bereiche mit einer Mächtigkeit von unter 10 Metern wurden im Ergebnisprofil als halbe Balken dargestellt, um Domänen einer Polarität gezielt hervorzuheben.

Es konnten insgesamt 17 Feldumkehrungen ermittelt werden. Dies entspricht einer Reversalhäufigkeit von  $2,1 \text{ Ma}^{-1}$ , vorausgesetzt, durch die Sektionen ist der gesamte Buntsandstein, ca. 8 Ma, erfaßt. In einigen Bereichen konnten allerdings keine Proben entnommen und daher in diesen Abschnitten keine Aussage zur Polarität gemacht werden. Es ist also möglich, daß einige Feldumkehrungen nicht erfaßt wurden.

Auffällig ist eine hohe Anzahl von Umpolungsereignissen an der Basis des Profils PN sowie im Profil RC. Darüber folgt eine längere Phase normaler Polarität, erfaßt durch die Profilmeter 58 bis 188 der Sektion PN (vgl. Anhang). Im oberen Teil der Sektion PN wurden drei Reversals nachgewiesen, was durch die magnetostratigraphischen Ergebnisse der Sektion BG bestätigt wird.

Als äußerst problematisch erwies sich die Tatsache, daß lediglich das obere Ende der Sektion Bagà zeitlich einzuordnen ist. Die hier zu Tage tretenden Tonsteine (vgl. Kap. 3.2.6) wurden von Misch (1934) als oberes Röt datiert. Dies entspricht dem Oberen Spath (vgl. Abb. 3.2). Es ist aber nicht gesichert, welcher zeitliche Rahmen durch die Profile insgesamt abgedeckt wird. Aufgrund der Lithologien kann davon ausgegangen werden, daß die gesamte Serie des Buntsandsteins erfaßt wurde, durch die Sektion RC und den unteren Teil der Sektion PN evtl. sogar Bereiche des oberen Perm aufgezeichnet sind. Da keine eindeutige magnetostratigraphische Korrelation mit bestehenden Ergebnissen möglich war, ist dies jedoch nicht gesichert.



**Abb. 8.30:** Magnetostratigraphie der Unteren Trias; **S1:** Zeitliche Einteilung in Ma; **S2:** Epoche; **S3:** Stufe; **S4:** Germanische Trias (S1 bis S4 nach Opdyke & Channell, 1996); **S5:** Magnetostratigraphie nach Korrelation der Sektionen RC, PN und BG; **PN (BG, RC):** Magnetostratigraphie der Sektion Palanca de Noves (Bagà, Rubió del Canto); Konvention: **weiße (schwarze) Balken:** reverse (normale, ) Polarität, **graue Balken:** Polarität nicht bestimmt; **Pfeil:** zeitliche Einordnung

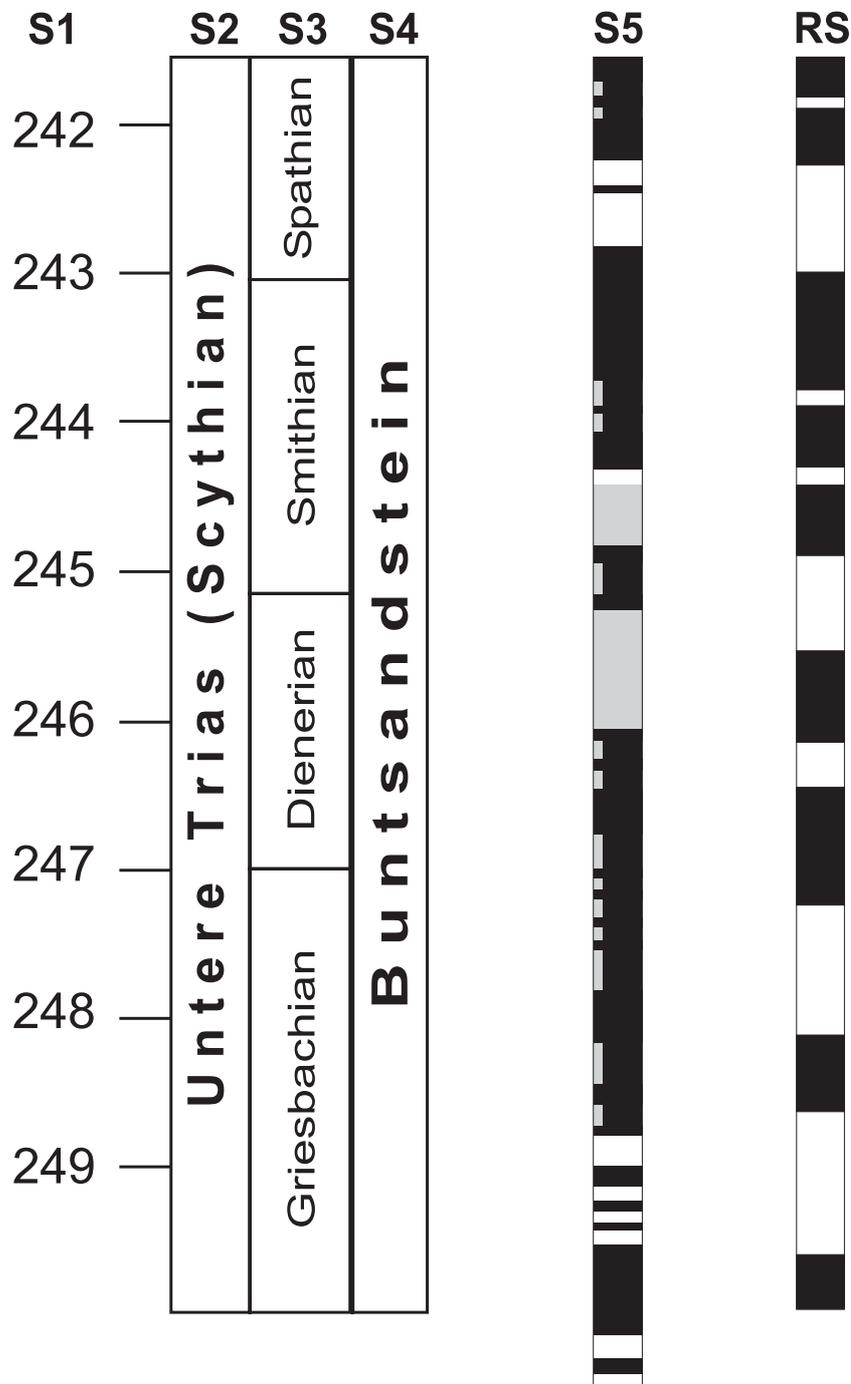
## 9 Diskussion der Ergebnisse

Als Träger der ChRM konnten durch die gesteins- und paläomagnetischen Messungen Hämatit und - untergeordnet - Magnetit identifiziert werden. Zeitpunkt des Remanenzwerbes ist die Untere Trias. Bei der Remanenz handelt es sich also um eine primäre DRM. Abweichungen der Deklinationswinkel bei den Proben der Sektion Rubió del Canto können als Blockrotationen während der Orogenese der Pyrenäen oder als Fließrichtungen während der Sedimentation gedeutet werden. Lithologisch sowie magnetostratigraphisch können die untersuchten drei Sektionen gut korreliert werden.

Das Hauptproblem beim Erstellen der magnetostratigraphischen Zeitskala war die genaue zeitliche Einordnung der Feldumkehrungen. Es wurden in den Sedimenten keine Fossilien gefunden, die eine biostratigraphische Einordnung ermöglichen würden. Allein die oberen Grenzschichten des Buntsandsteins (vgl. Kap. 3.2.6; Abb. 3.5 und 3.6) wurden von Misch (1934) über Pflanzenreste als oberes Röt (oberes Spath) datiert. Hier ist eine zeitliche Einordnung der Magnetostratigraphie gewährleistet. Nicht gesichert ist aber, welches zeitliche Intervall durch die drei untersuchten Sektionen abgedeckt ist. Bisher (2000) gibt es keine Untersuchungen zur Sedimentationsrate der kontinentalen Klastite in den Südpynäen. Anhand der Lithologien kann aber davon ausgegangen werden, daß der gesamte Buntsandstein und möglicherweise Bereiche des Oberen Perm erfaßt wurden. Als weiteres Problem stellte sich heraus, daß weite Bereiche der Sektion PN nicht beprobt werden konnten und somit in diesen Abschnitten keine magnetische Polarität zu bestimmen war.

Insgesamt konnten im Bereich der drei Sektionen 17 Feldumkehrungen ermittelt werden. Dies ergibt eine Reversalhäufigkeit von  $2,1 \text{ Ma}^{-1}$  für das Zeitintervall der Unteren Trias. Opdyke & Channell (1996) postulieren 16 Feldumkehrungen für den Bereich der Unteren Trias. Dies entspricht einer Reversalhäufigkeit von  $2,0 \text{ Ma}^{-1}$ . Abb. 9.1 zeigt die Gegenüberstellung der magnetostratigraphischen Zeitskalen. Signifikante Abweichungen lassen sich damit erklären, daß beim Erstellen der Magnetostratigraphie dieser Arbeit lediglich die Schichtmächtigkeiten als zeitliche Orientierung verwendet wurde. Sedimentationsraten konnten nicht berücksichtigt werden, da hierfür keine Untersuchungen veröffentlicht sind (Stand 2000). Zudem ist die von Opdyke & Channell (1996) erstellte magnetostratigraphische Zeitskala eine Abwägung von

insgesamt 7 Veröffentlichungen (s. Kap. 2), deren Einzelergebnisse sich z. T. erheblich unterscheiden.



**Abb. 9.1:** Vergleich der Ergebnisse; **S1:** Zeitliche Einteilung in Ma; **S2:** Epoche; **S3:** Stufe; **S4:** Germanische Trias (S1 bis S4 nach Opdyke & Channell, 1996); **S5:** Magnetostratigraphie nach Korrelation der Sektionen RC, PN und BG; **RS:** Referenzstratigraphie nach Opdyke & Channell (1996); Konvention wie in Abb. 8.30

## 10 Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden paläo- und gesteinsmagnetische Untersuchungen an triassischen Sedimenten der südlichen Pyrenäen durchgeführt. Ziel war das Erstellen einer magnetostratigraphischen Zeitskala für den Bereich der Unteren Trias, den Buntsandstein.

Bei der Geländearbeit im Frühjahr 1999 wurden drei Sektionen geologisch erfaßt und paläomagnetisch beprobt. Als Standardprofil wurde die am besten aufgeschlossene Sektion „Palanca de Noves“ mit einer Mächtigkeit von 270 m ausgewählt. Parallel hierzu wurden die Sektionen „Bagà“ und „Rubió del Canto“ mit Profilmächtigkeiten von 120 m und 50 m beprobt, um stratigraphische Lücken zu schließen.

Insgesamt wurden 350 Bohrkern entnommen und in der Außenstelle Niederlippach der Ludwig-Maximilians-Universität München, dem Labor für Gesteins- und Paläomagnetik, weiter untersucht. Aufgrund des hohen  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalts wurde als Entmagnetisierungsverfahren die thermische Entmagnetisierung ausgewählt. Hierfür wurden die Proben schrittweise bis  $700^\circ\text{C}$  erhitzt und nach jedem Heizschritt ihre remanente Magnetisierung und die Suszeptibilität gemessen. Zusätzlich wurden Hysterese-, Backfield-, Intensitätserwerbs- und thermomagnetische Messungen durchgeführt. An ausgewählten Proben wurde außerdem die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) bestimmt, um Aussagen über mögliche Schüttungsrichtungen während der Sedimentation machen zu können.

Als Träger der Remanenz konnten Hämatit und Magnetit identifiziert werden. Es wurden Inklinationenwinkel zwischen  $5^\circ$  und  $35^\circ$  ermittelt. Die Remanenz wird daher als frühtriassische, detritische remanente Magnetisierung (DRM) gedeutet. Die gemessenen Deklinationenwinkel liegen bei  $350^\circ - 0^\circ$ , und antiparallel dazu bei  $170^\circ - 180^\circ$  (Sektionen Palanca de Noves und Bagà). Abweichungen der Deklinationenwinkel der Proben aus der Sektion Rubió del Canto werden als Blockrotationen während der Orogenese der Pyrenäen gedeutet, wobei auch Schüttungsvorgänge während der Sedimentation und der damit verbundenen Einregelung magnetischer Mineralien hierfür verantwortlich sein könnten.

Lithologisch und magnetostratigraphisch lassen sich die drei untersuchten Sektionen gut korrelieren und es konnte eine magnetostratigraphische Zeitskala für den gesamten Bereich der Unteren Trias erstellt werden. Dabei wurden 17 Feldumkehrungen ermittelt, wobei einige

Bereiche der Sektionen nicht beprobt werden konnten. Allerdings ist nicht gesichert, welches zeitliche Intervall durch die drei Sektionen abgedeckt ist, da nur die oberen Grenzschichten biostratigraphisch datiert sind. Das Bild der ermittelten Magnetostratigraphie unterscheidet sich daher in einigen Bereichen signifikant von den Ergebnissen bestehender Arbeiten. Weitergehende Untersuchungen in den nicht beprobten Bereichen der Sektionen und Aussagen über die Sedimentationsrate der Klastite wären für die Korrelation mit den bestehenden paläomagnetischen Ergebnissen sowie für eine zeitliche Einordnung der Gesteinsserien wünschenswert.

## 11 Literaturverzeichnis

- Bachmann, G. H., Soffel, H., Negendank, J. F. W., 1999:** Magnetostratigraphie Perm – Trias in Mitteleuropa, unveröffentlichter Bündelantrag, Halle/München/Potsdam, 10 S
- Becker, F., 1998:** Geologische Kartierung des Mesozoikums bei Wetteborn - Niedersachsen, unveröffentlichte Diplomkartierung am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Ludwig-Maximilians-Universität München, München, 43 S.
- Burek, P. J., 1967:** Korrelation revers magnetisierter Gesteinsfolgen im Oberen Buntsandstein SW-Deutschlands, *Geol. Jb.*, **84**, 591-616
- Butler, R. F., 1998:** Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes, Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, 238 S.
- Dunlop, D. J., 1981:** The rock magnetism of fine particles, *Phys. Earth Planet Inter.*, **26**, 1-26
- Dunlop, D. J., Özdemir, Ö., 1997:** Rock magnetism: Fundamentals and frontiers, Cambridge studies in Magnetism, Cambridge University Press, Cambridge, 573 S.
- Fisher, R. A., 1953:** Dispersion on a sphere, *Proc. Roy. Soc. London*, **A217**, 295-305
- Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., Hardenbol, J., van Veen, P., Thierry, J., Huang, Z., 1994:** A Mesozoic time scale, *J. of Geophys. Res.*, **99**, 24051-24074
- Gurevich, Y. L., Slautsitays, I. P., 1985:** A paleomagnetic section in the Upper Permian and Triassic deposits on Novaya Zemlya, *Int. Geol. Rev.*, **27**, 168-177
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G., Smith, D. G., 1989:** A geologic time scale, Cambridge University Press, Cambridge, 49-52
- Heller, F., Lowrie, W., Li, H., Wang, J., 1988:** Magnetostratigraphy of the Permi-Triassic boundary section at Shangsi, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **88**, 348-356
- Helsley, C. E., Steiner, M. B., 1974:** Paleomagnetism of the lower Triassic Moenkopi formation, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, 457-464
- Kodama, K. P., 1997:** A successful rock magnetic technique for correcting paleomagnetic inclination shallowing: Case study of the Nacimiento Formation, New Mexico, *J. of Geophys. Res.*, **102**, 5193-5205

- Leonhard, R., 1999:** vftb-Analyser – rock magnetic data analysis software package, München, unveröffentlicht
- Lindsley, D. H., Andreasen, G. E., Balsley, J. R., 1966:** Magnetic properties of rocks and minerals, Handbook of physical constants, Geol. Soc. Am. Mem., **97**, 543-552
- Maier, F. J., Bachtadse, V., 1994:** PALMAG. Paleomagnetic data analysis software package, München, unveröffentlicht
- Mangold, M., 1997:** Magnetostratigraphische und gesteinsmagnetische Untersuchungen am Buntsandstein des südlichen Odenwalds, unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München, München, 103 S.
- Matthes, S., 1983:** Mineralogie – Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde, Springer, Heidelberg, 417 S.
- Misch, P., 1934:** Der Bau der mittleren Südpirenen, Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse III, **12**, 1-167
- Muttoni, G., Kent, D. V., Gaetani, M., 1995:** Magnetostratigraphy of a candidate global stratotype section and point for the base of the Anisian from Chios (Greece). Implications for the Early to Middle Triassic geomagnetic polarity sequence, Phys. Earth Planet. Inter., **92**, 245-260
- Nawrocki, J., 1997:** Permian to Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: Implications on regional and worldwide correlations, Earth and Plan. Sci. Lett., **152**, 37-58
- Ogg, J. G., Steiner, M. B., 1991:** Early Triassic magnetic polarity time scale – integration of magnetostratigraphy, ammonite zonation and sequence stratigraphy from stratotype section (Canadian Arctic Archipelago), Earth and Plan. Sci. Lett., **107**, 69-89
- Opdyke, N. D., Channell, J. E. T., 1996:** Magnetic Stratigraphy, Inter. Geophys. Ser., **64**, Academic Press, 345 S.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J. A., Vergés, J., 1992:** Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees, Thrust Tectonics, London, UK, 247-254

- Puigdefàbregas, C., Souquet, P., 1986:** Tecto-Sedimentary Cycles and Depositional Sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees, *Tectonophysics – Inter. J. of Geophys. of the Int. of the Earth*, **129**, 173-203
- Schönenberg, R., Neugebauer, J., 1997:** Einführung in die Geologie Europas, Rombach, Freiburg im Breisgau, 252-256
- Shive, P. N., Steiner, M. B., Huycke, D. T., 1984:** Magnetostratigraphy of the Triassic Chugwater Formation of Wyoming, *J. of Geophys. Res.*, **89**, 1801-1815
- Smethurst, M. A., Khramoy, A. N., Pisarevsky, S., 1998:** Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic, *Geophys. J. Int.*, **133**, 44-56
- Soffel, H. C., 1991:** Paläomagnetismus und Archäomagnetismus, Springer, Heidelberg, 276 S
- Stacey, F. D., Banerjee, S. K., 1974:** The physical principles of rock magnetism, Elsevier, Amsterdam, 195 S.
- Steiner, M. B., Ogg, J., Zhang, A., Sun, S., 1989:** The Late Permian / Early Triassic magnetic polarity time scale and plate motions of south China, *J. of Geophys. Res.*, **84**, 7343-7363
- Tarling, D. H., Hrouda, F., 1993:** The Magnetic Anisotropy of Rocks, Chapman & Hall, London, 217 S.
- Van der Voo, R., 1993:** Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Ocean, Cambridge University Press, Cambridge, 419 S.
- Van der Voo, R., Boessenkool, A., 1973:** Permian Paleomagnetism Result from the W. Pyrenees Delineating the Plate Boundary between the Iberian Peninsula and Stable Europe, *J. of Geophys. Res.*, **23**, 5118-5127
- Wallrabe-Adams, H.-J., Brinnet, P., Altenbach, A. V.:** Zur Geologie des Grenzbereiches der Decken von Montsec und Gavarnie (Raum Rio Noguera Ribagorzana, Nordspanien), *Z. dt. geol. Ges.*, **141**, 113-127
- Williams, G. D., 1985:** Thrust tectonics in the south central Pyrenees, *J. of Struct. Geol.*, **7**, 11-17
- Zijderveld, J. D. A., 1967:** AC demagnetisation of rocks: analysis of results. *Methods in Paleomagnetism*, Elsevier, New York, 254-287

## Abkürzungsverzeichnis

$\alpha_{95}$	<i>Konfidenzwinkel</i>
A	<i>Ampere</i>
Abb.	<i>Abbildung(en)</i>
AMS	<i>Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität</i>
BG	<i>Sektion Bagà</i>
bzw.	<i>beziehungsweise</i>
C	<i>Celsius / Karbon</i>
ChRM	<i>Charakteristische remanente Magnetisierung</i>
cm	<i>Zentimeter</i>
CRM	<i>Chemische remanente Magnetisierung</i>
D	<i>Devon</i>
Dek	<i>Deklination</i>
dm	<i>Dezimeter</i>
E	<i>Osten, östlich</i>
$\epsilon$	<i>Kambrium</i>
evtl.	<i>eventuell</i>
Fe	<i>Eisen</i>
GK + (-)	<i>Großkreis ins Positive (Negative)</i>
H	<i>Wasserstoff / äußeres Magnetfeld</i>
$\vec{H}_a$	<i>Vektor des äußeren Magnetfeldes</i>
$H_C$ (CR)	<i>Koerzitivkraft (Remanenzkoerzitivkraft)</i>
I	<i>Inklination magnetischer Feldlinien</i>
Ink	<i>Inklination</i>
IRM	<i>Isothermale remanente Magnetisierung</i>
J	<i>Intensität der Remanenz / Jura</i>
$\vec{J}$	<i>Vektor der Magnetisierung</i>
$\vec{J}_{R(I)}$	<i>Vektor der remanenten (induzierten) Magnetisierung</i>
$J_{R(S)}$	<i>Sättigungsremanenz (Sättigungsmagnetisierung)</i>
$\kappa$	<i>(Volumen-) Suszeptibilität</i>
K	<i>Kreide</i>
k	<i>Präzisionsparameter</i>
$k_{1(2;3)}$	<i>Halbachse maximaler (mittlerer; minimaler) Suszeptibilität</i>
Kap.	<i>Kapitel</i>
kg	<i>Kilogramm</i>
KG	<i>Korngröße</i>

---

km	<i>Kilometer</i>
$k_{\text{spez}}$	<i>spezifische Suszeptibilität</i>
$\lambda$	<i>Geographische Breite</i>
m	<i>Meter / <math>10^3</math></i>
mA	<i>Milliampere</i>
Ma	<i><math>10^6</math> Jahre</i>
MORB	<i>mittelozeanischer Riftbasalt</i>
mT	<i>Millitesla</i>
N	<i>Norden, nördlich / Gesamtzahl</i>
NN	<i>normal Null</i>
NRM	<i>Natürliche remanente Magnetisierung</i>
$n_{\text{S (G)}}$	<i>Anzahl stabiler Endpunkte (Großkreise)</i>
O	<i>Sauerstoff / Ordovizium</i>
o. g.	<i>oben genannte(r)</i>
P	<i>Perm / Anisotropiegrad / Volumenprozent von Magnetit</i>
PC-R	<i>Permo-Carboniferous Reversed Epoche</i>
pDRM	<i>Postsedimentäre detritische remanente Magnetisierung</i>
PN	<i>Sektion Palanca de Noves</i>
PTr-M	<i>Permo-Triassic Mixed Epoche</i>
RC	<i>Sektion Rubió del Canto</i>
S	<i>Süden, südlich / Schwefel / Silur / Seite(n)</i>
sog.	<i>sogenannte(r)</i>
s. u.	<i>siehe unten</i>
SW	<i>Südwesten, südwestlich</i>
T	<i>Temperatur / Form des Anisotropieellipsoids</i>
Tab.	<i>Tabelle(n)</i>
tan	<i>Tangens</i>
$T_C$	<i>Curietemperatur</i>
Ti	<i>Titan</i>
Tr	<i>Trias</i>
TRM	<i>Thermoremanente Magnetisierung</i>
u. a.	<i>unter anderem</i>
ü.	<i>über</i>
vgl.	<i>vergleiche</i>
VGP	<i>Virtueller Geomagnetischer Pol</i>
Vol.	<i>Volumen</i>
VRM	<i>Viskose remanente Magnetisierung</i>
W	<i>Westen, westlich</i>
z. B.	<i>zum Beispiel</i>

## Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München angefertigt.

Dem Leiter des Instituts, Herrn Prof. Dr. H. C. Soffel, danke ich für die Überlassung des Arbeitsplatzes, der Geräte für die Probenahme und der Meßeinrichtungen. Außerdem gilt ihm mein Dank für die Möglichkeit, bei der Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft in München - „DGG2000“ - einen Vortrag halten zu können.

Bei meinem Betreuer Dr. habil. V. Bachtadse bedanke ich mich sehr herzlich für die Vergabe des Themas sowie für die ständige Unterstützung im Verlaufe dieser Arbeit und bei meinem DGG2000-Vortrag.

Herrn Prof. Dr. N. Petersen, dem Leiter des Labors für Gesteins- und Paläomagnetik in Niederlippach, danke ich für die Instandhaltung der dort installierten Meßgeräte.

Für die Einweisung in die Meßverfahren, ihre große Geduld sowie für die Betreuung während des Aufenthalts in Niederlippach danke ich Frau Manuela Weiß. Möge die Macht mit dir sein!

Für die Themengestaltung, die Betreuung und die Geländeeinweisung in den Pyrenäen sowie in die katalanische Lebensart möchte ich mich bei Dr. J. Dinarès-Turell ganz herzlich bedanken. Ohne ihn wäre diese Arbeit nicht zustande gekommen!

Der gesamten Crew im Institut, besonders aber Alex, danke ich für die ständige freundschaftliche Unterstützung und für kritische Diskussionen während der gesamten Arbeit.

Bei meinen Freunden möchte ich mich für ihre Geduld und moralische Unterstützung, bei Martin für die Hilfe während der Geländearbeit und die gesellige Aufmunterung in Spanien bedanken.

Last but not least danke ich meinen Eltern für ihre finanzielle und moralische Unterstützung in einer schwierigen Zeit und während meines gesamten Studiums. Wo wäre ich ohne eure Hilfe?

# **Anhang**

**Anhang I**

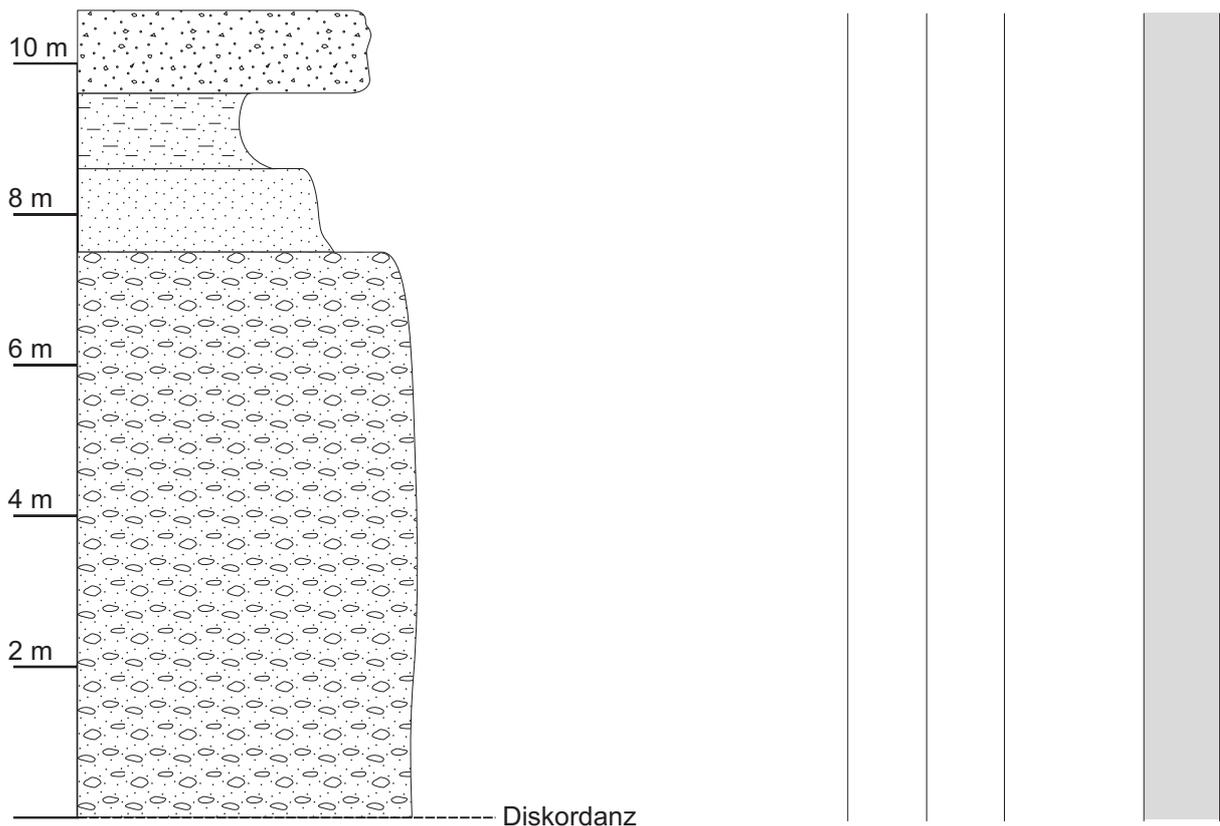
**Profil der Sektion Palanca de Noves**

**Anhang II**

**Profil der Sektion Rubió del Canto**

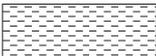
**Anhang III**

**Profil der Sektion Bagà**



## Sektion “Palanca de Noves” (PN)

Maßstab 1 : 100

	Tonstein, rot, z. T. sandig-siltig
	Siltstein, rot, z. T. schiefrig
	Wechselfolge aus rotem Sandstein, Siltstein und Tonstein, Schichtmächtigkeiten z. T. < 1 cm
	Feinsandstein, rot
	Sandstein, rot, hellglimmerführend
	Konglomerat, KG < 5 cm, Matrix: Sandstein
	Grobkonglomerat, KG > 5 cm, Matrix: Sandstein

PN 45-2 Probenahmestelle mit Nummer

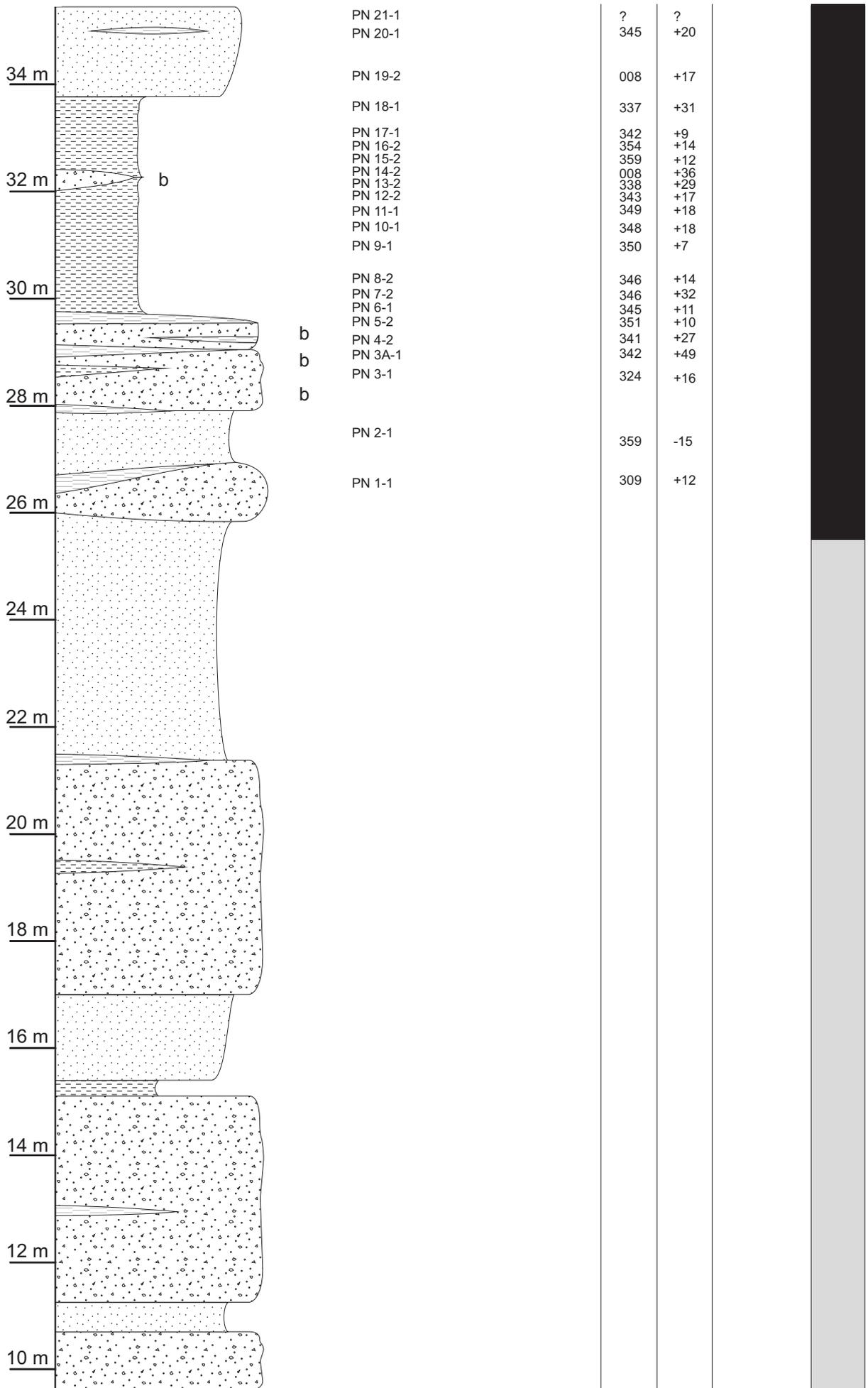
 Lebensspuren

Ⓒ Fe<sup>2+</sup>-haltige Bereiche (grüne Flecken)

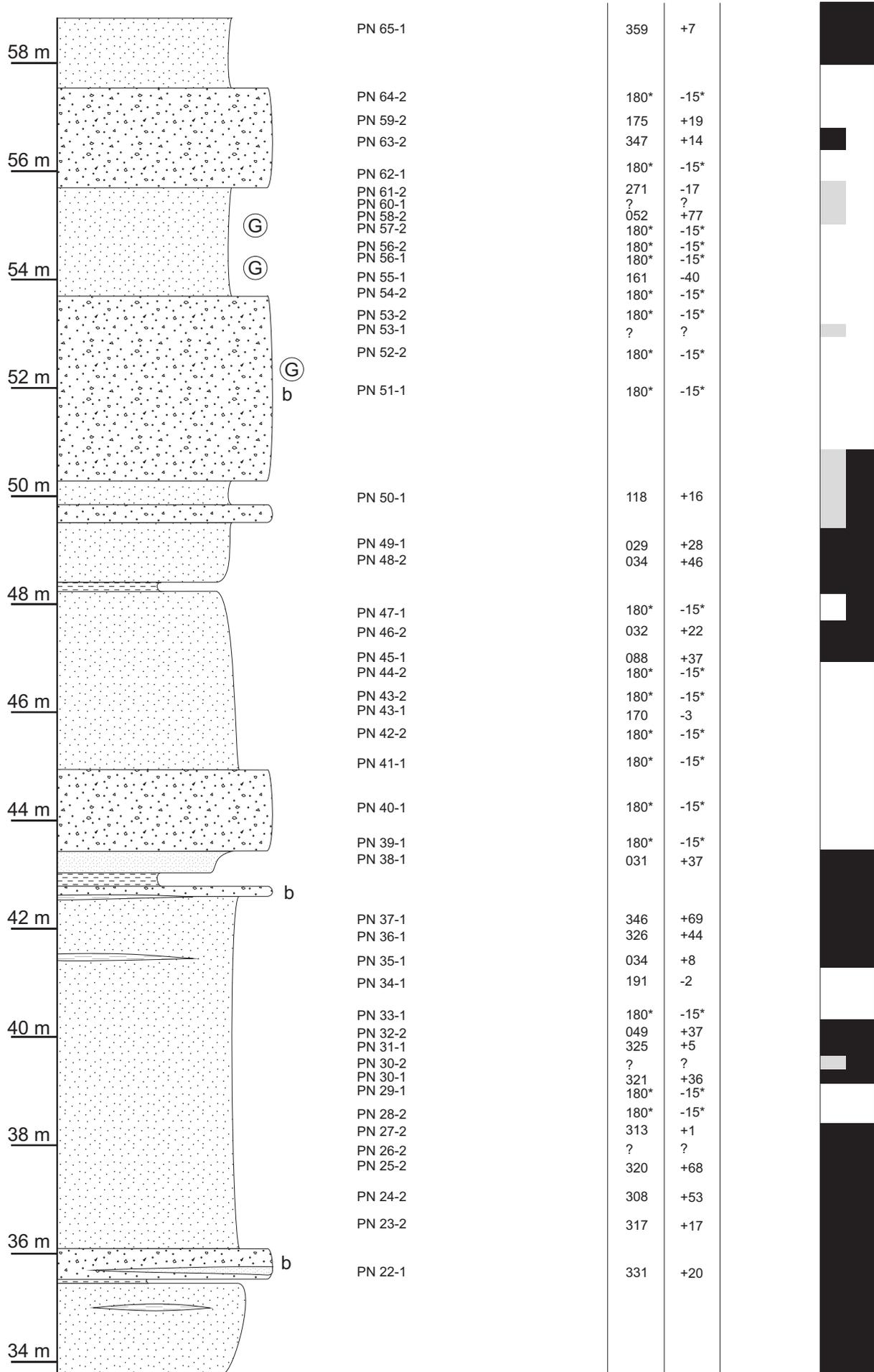
b Material z. T. brekziös

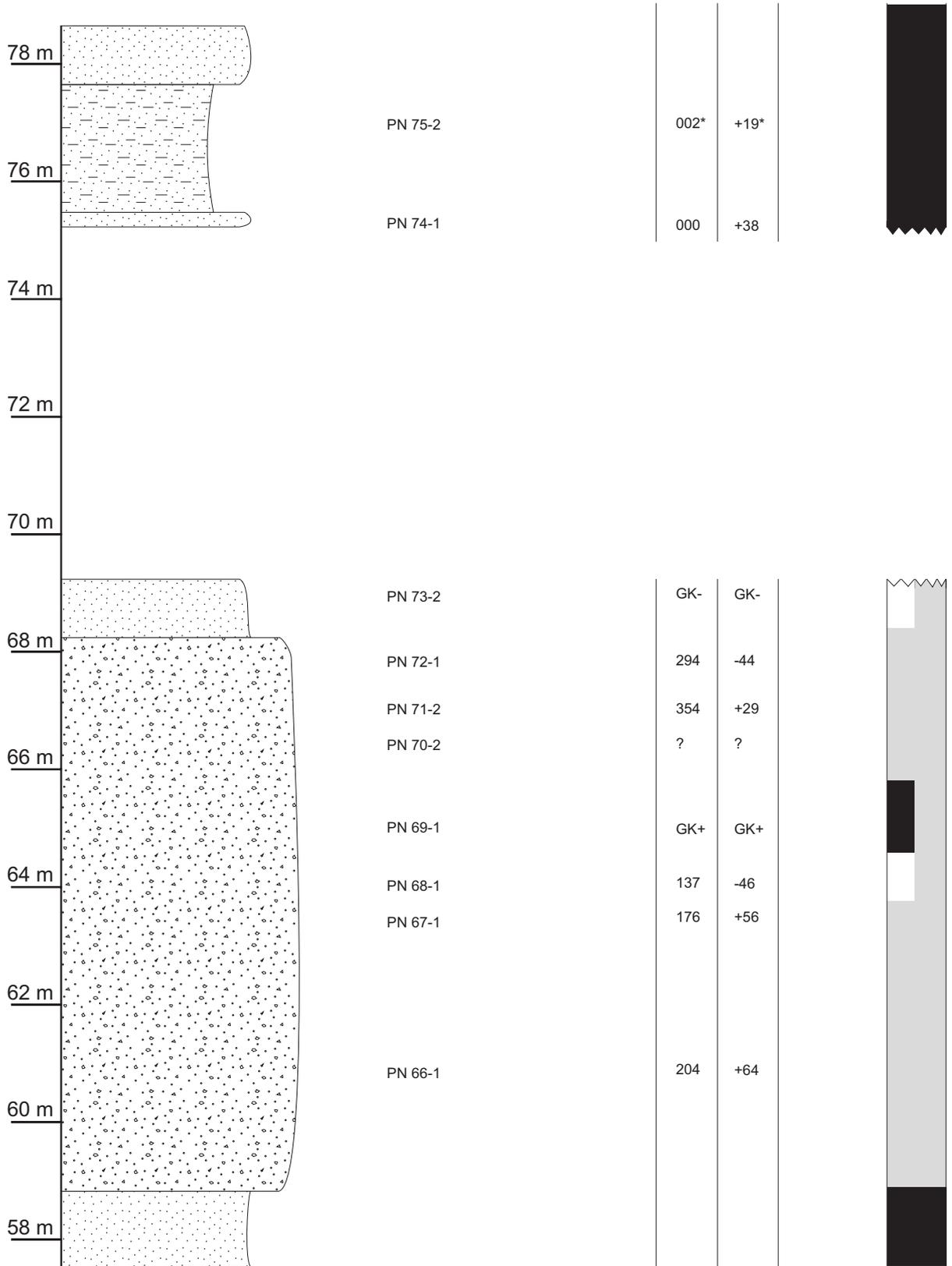
\* Probe zeigt Großkreisverhalten; Wert des Deklinations- und Inklinationwinkels mit benachbarten Proben gemittelt

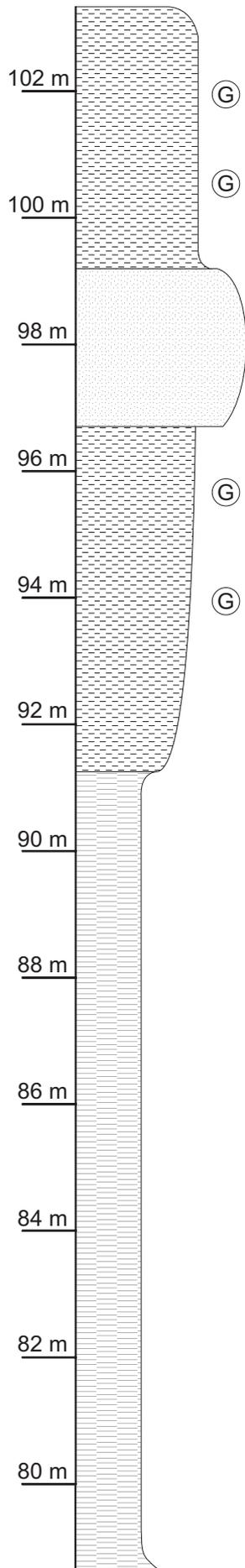
Anhang I Profil der Sektion Palanca de Noves



Anhang I Profil der Sektion Palanca de Noves







PN 80-2

PN 79-2

PN 78-1

PN 77-1

PN 76-1

358

+13

343

+10

355

+/-0

002\*

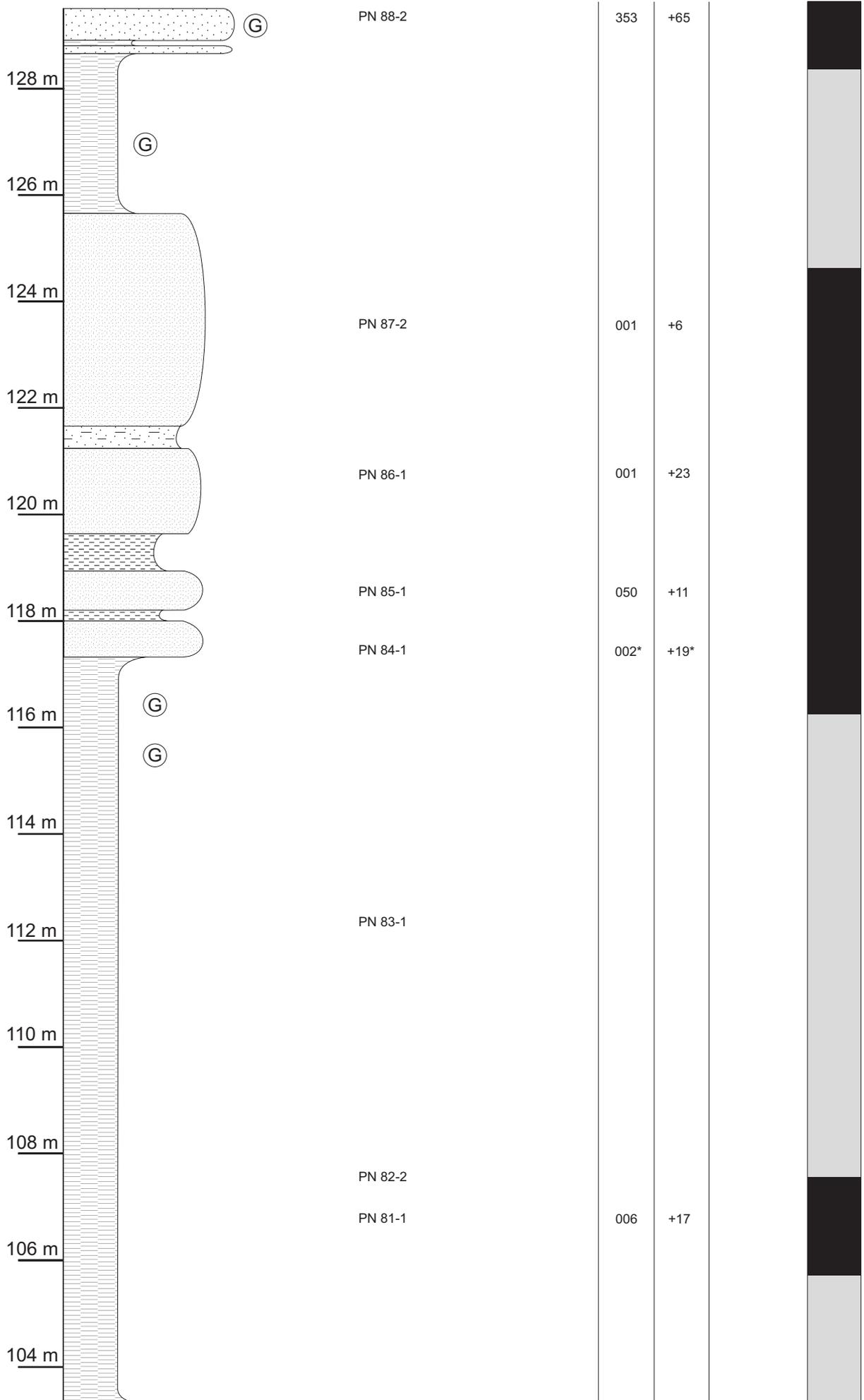
+19\*

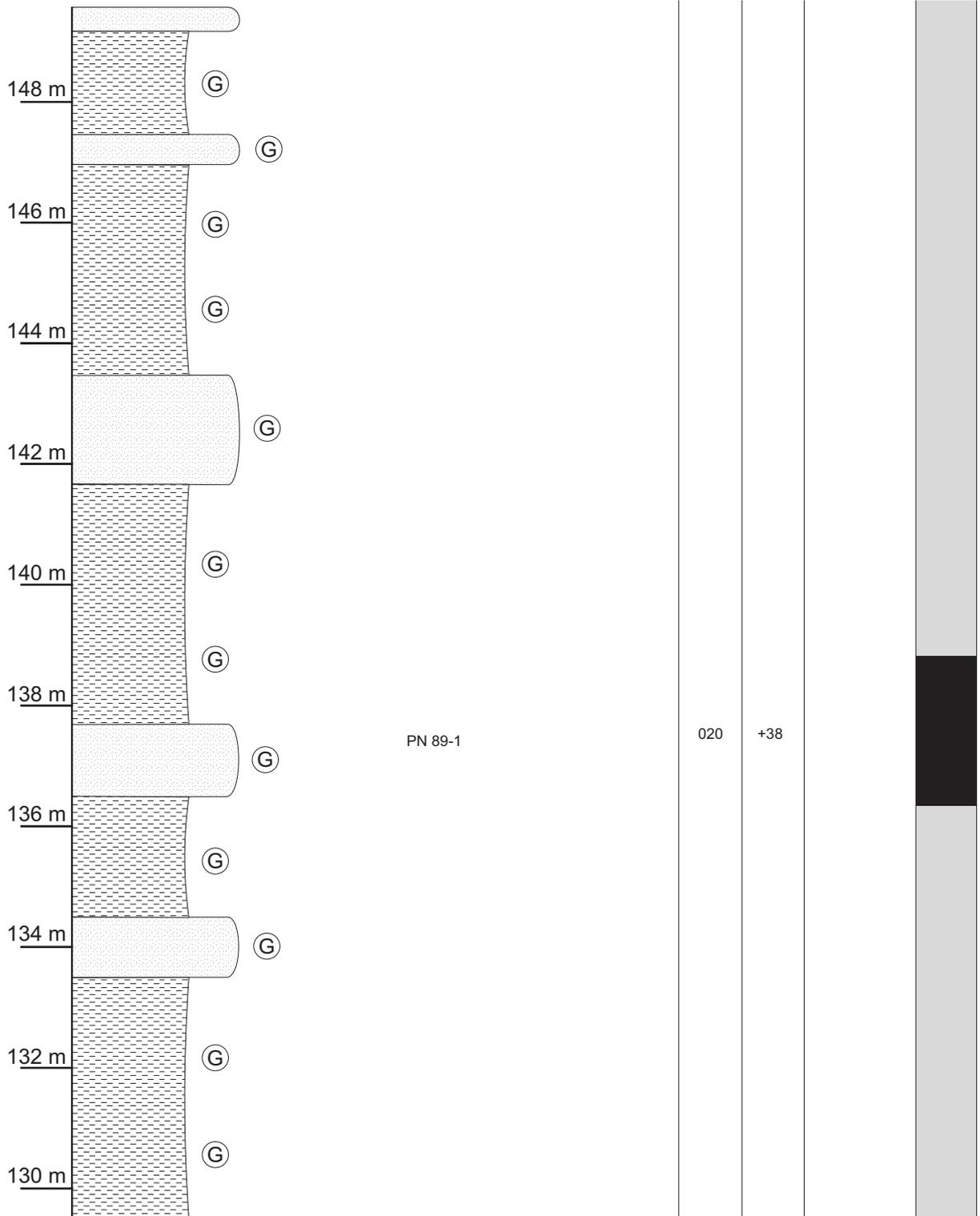
002

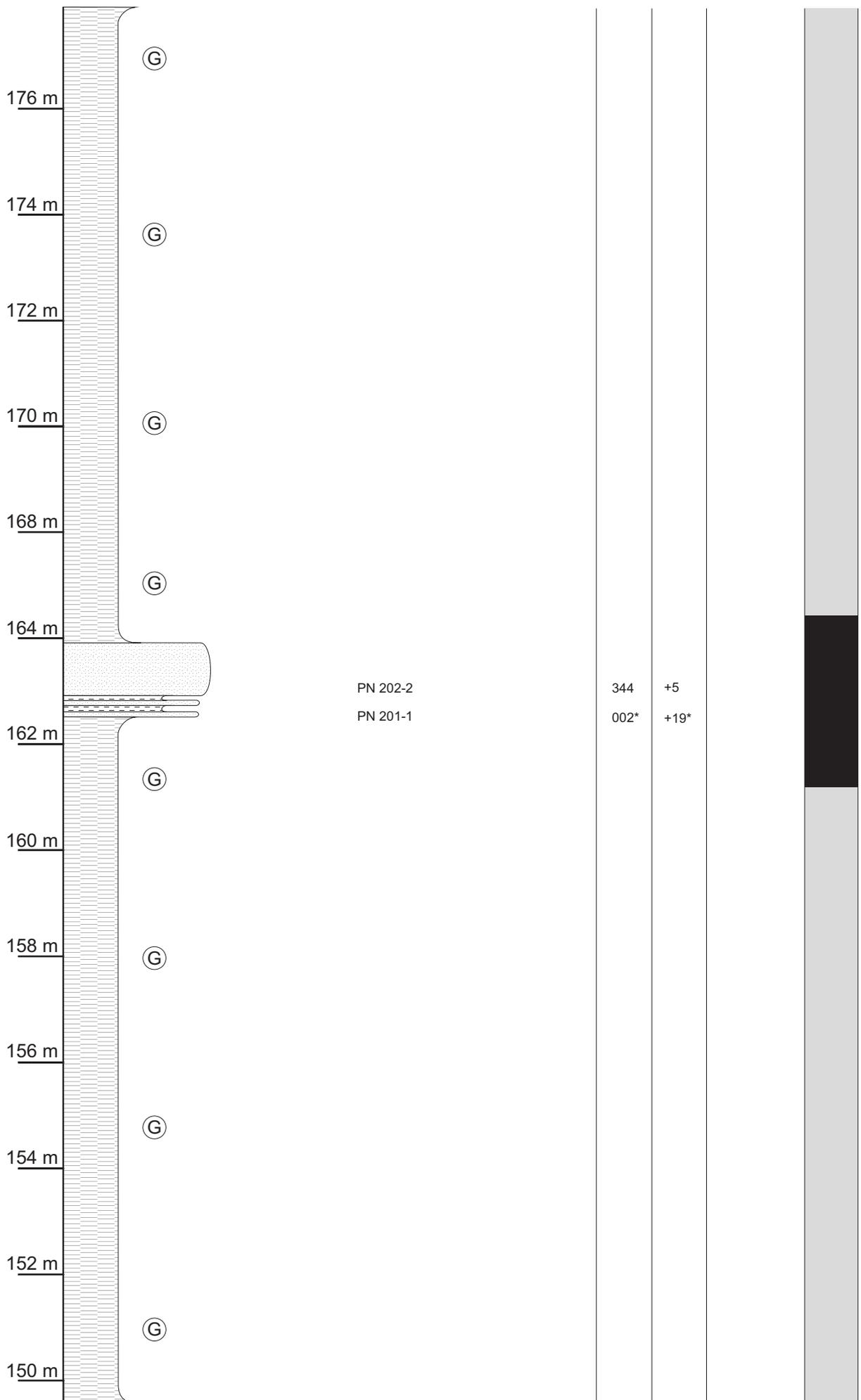
+2



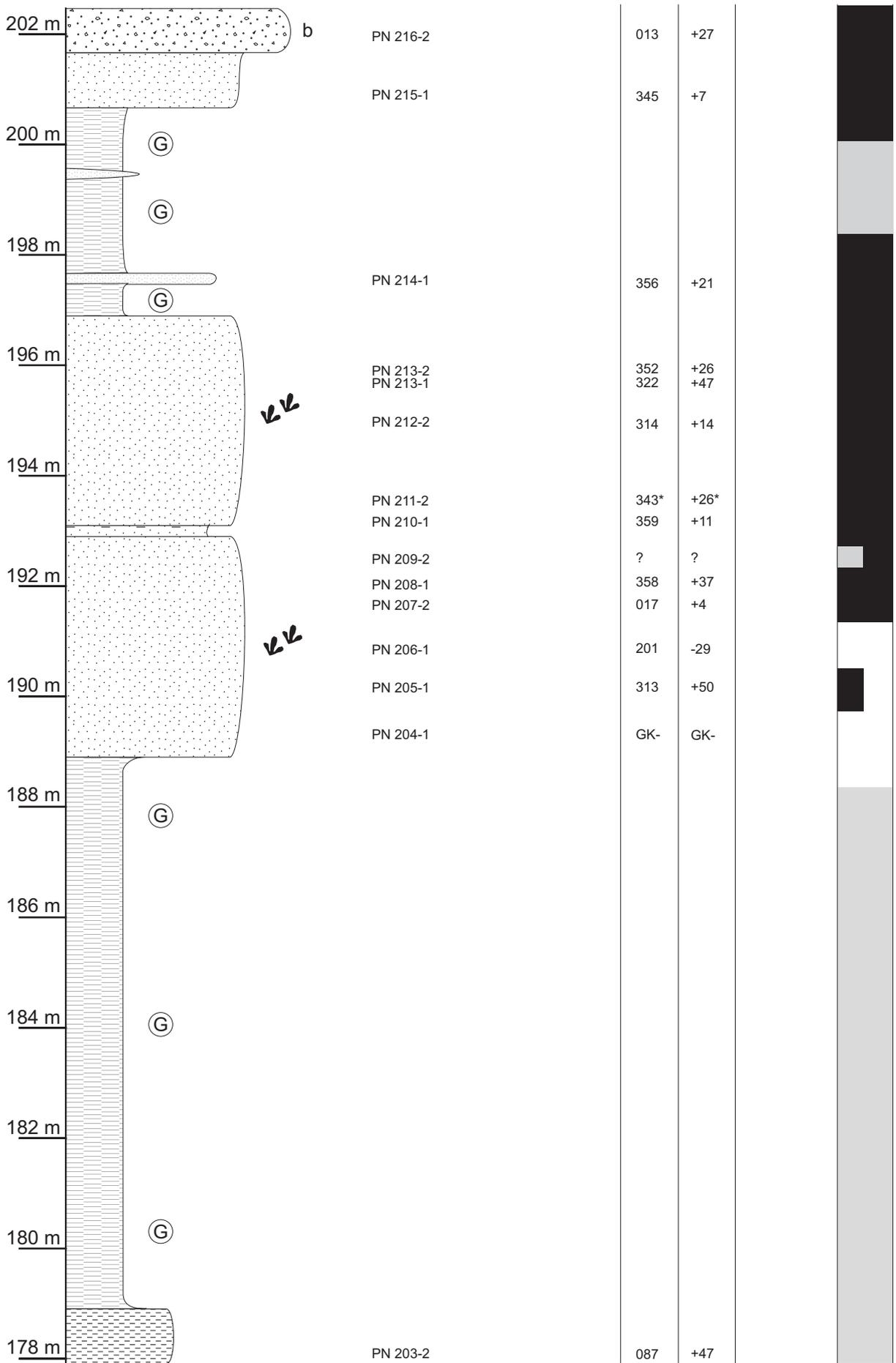
Anhang I Profil der Sektion Palanca de Noves



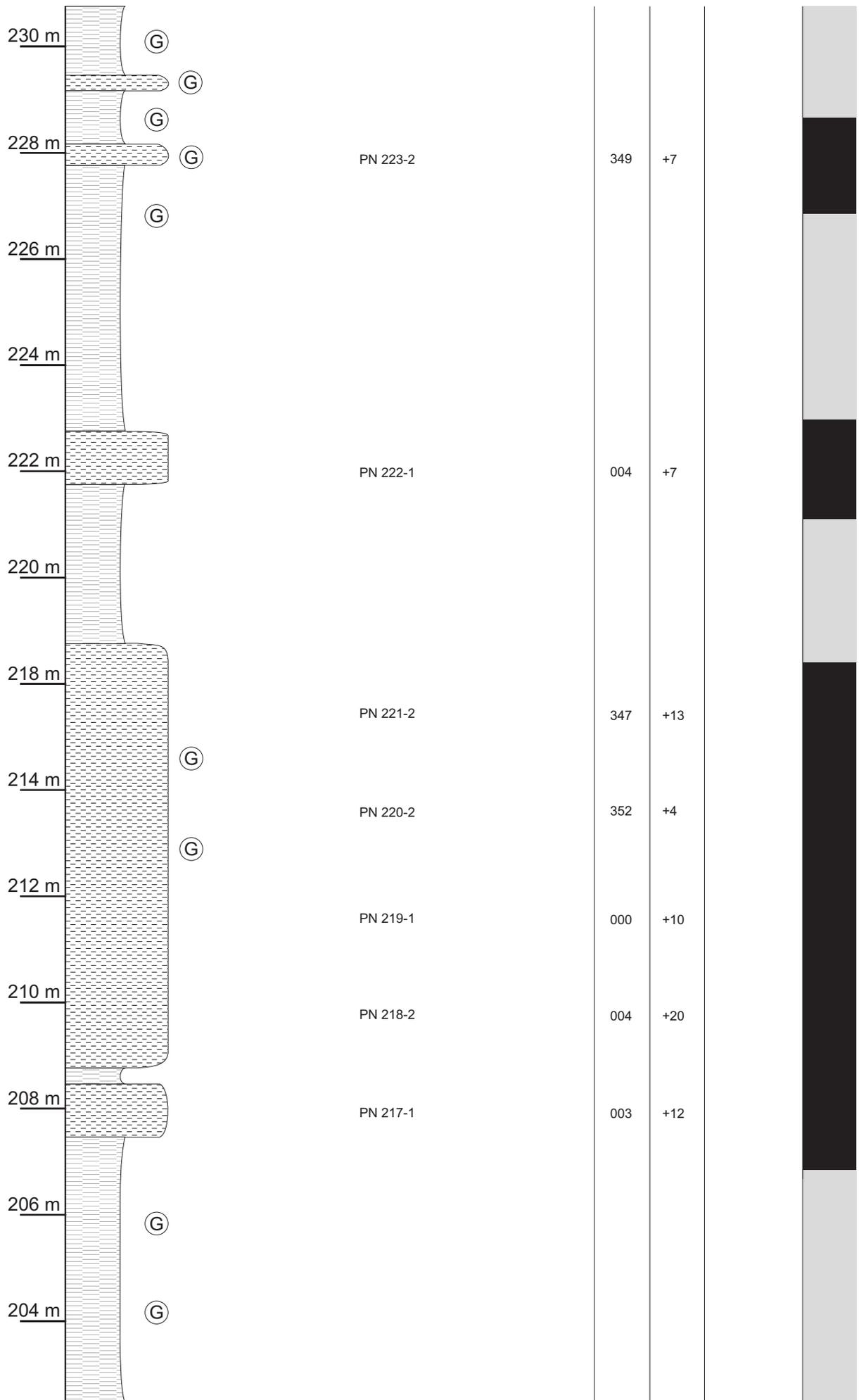




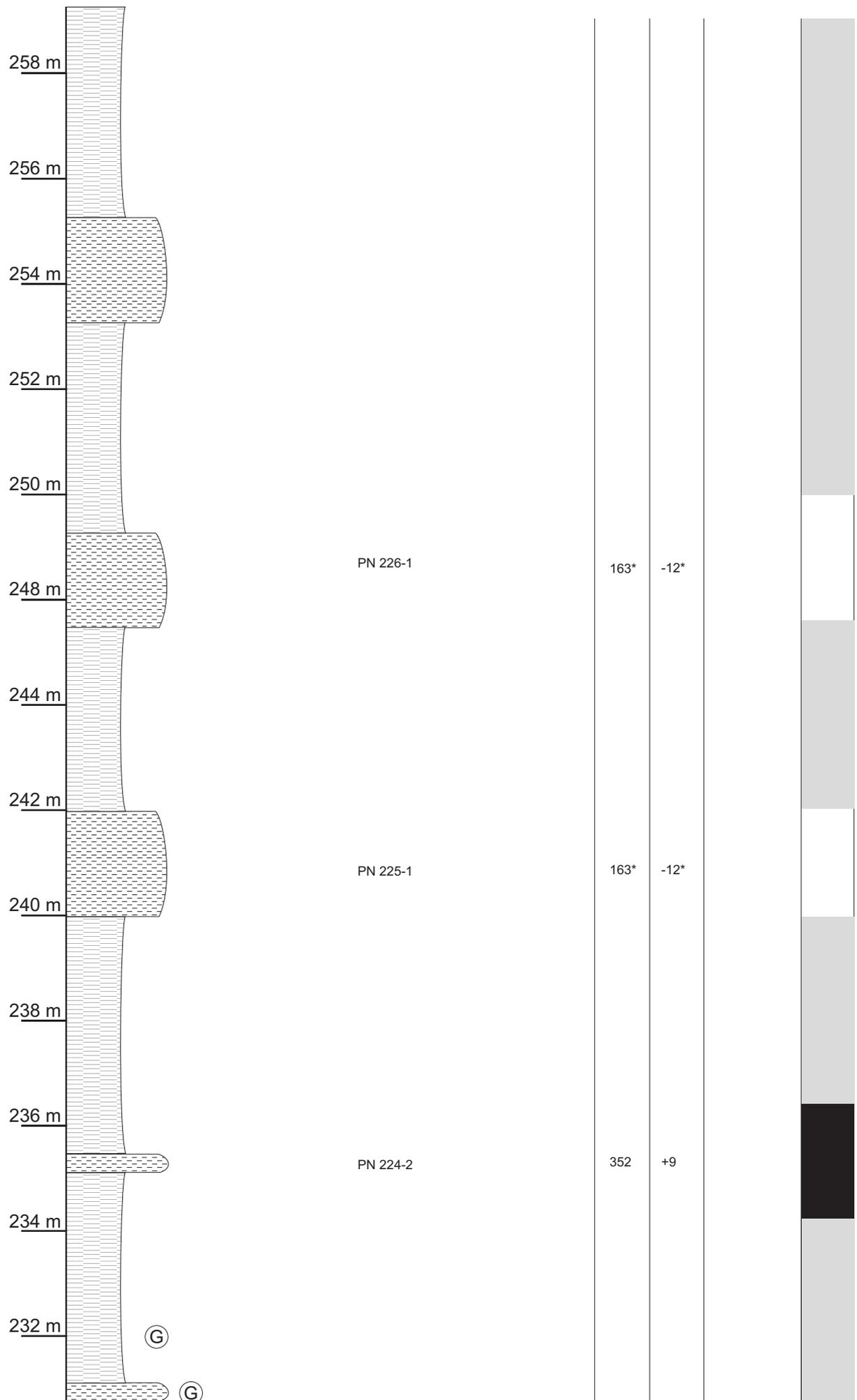
Anhang I Profil der Sektion Palanca de Noves

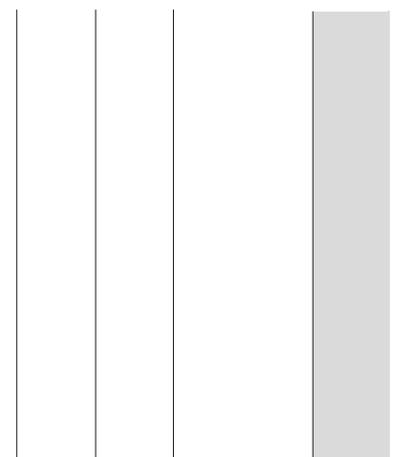
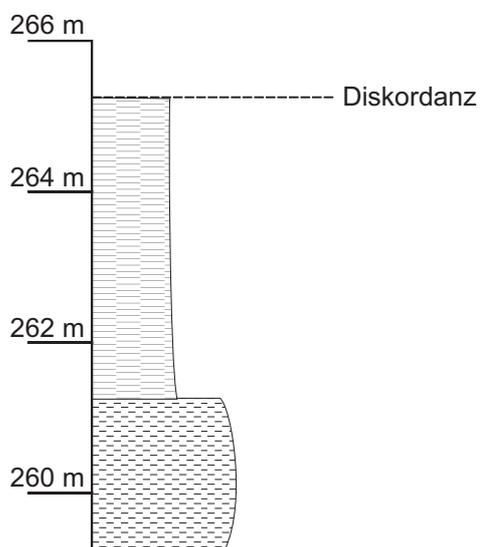


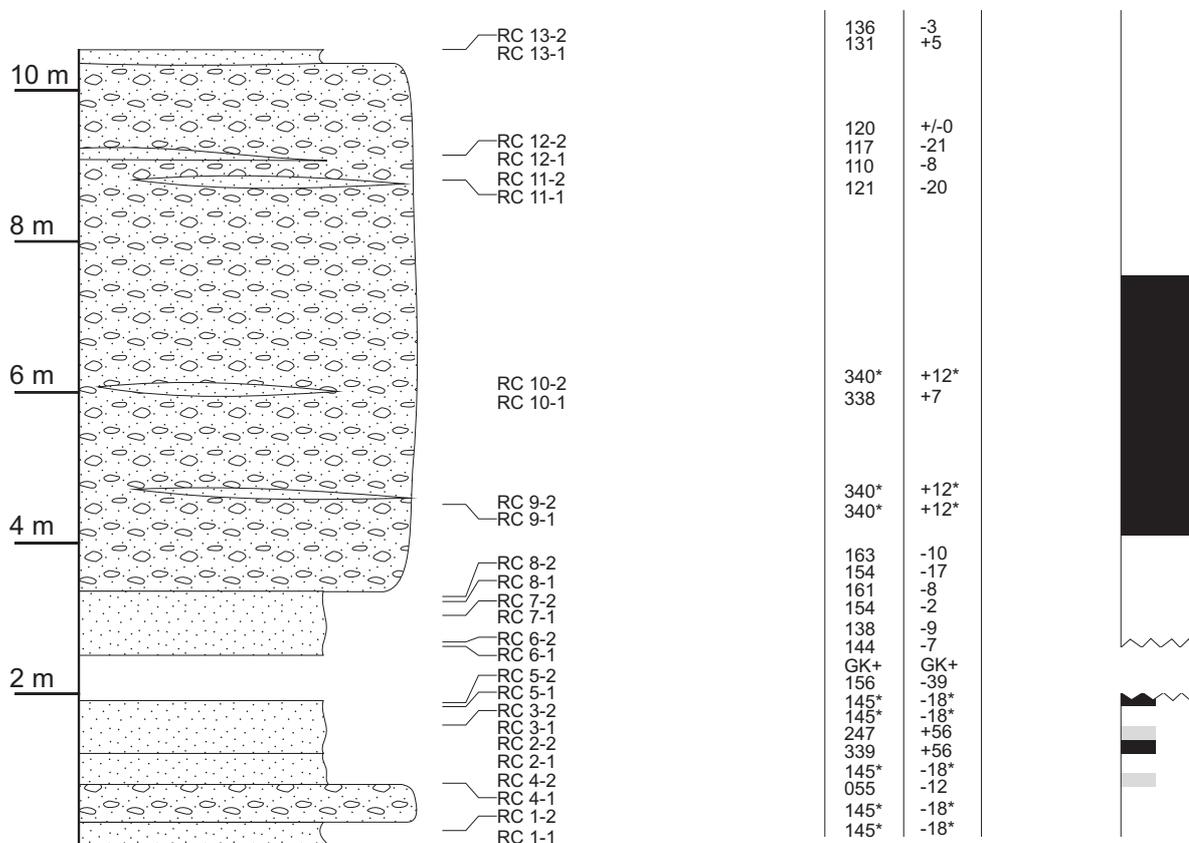
Anhang I Profil der Sektion Palanca de Noves



Anhang I Profil der Sektion Palanca de Noves







## Sektion "Rubió del Canto" (RC)

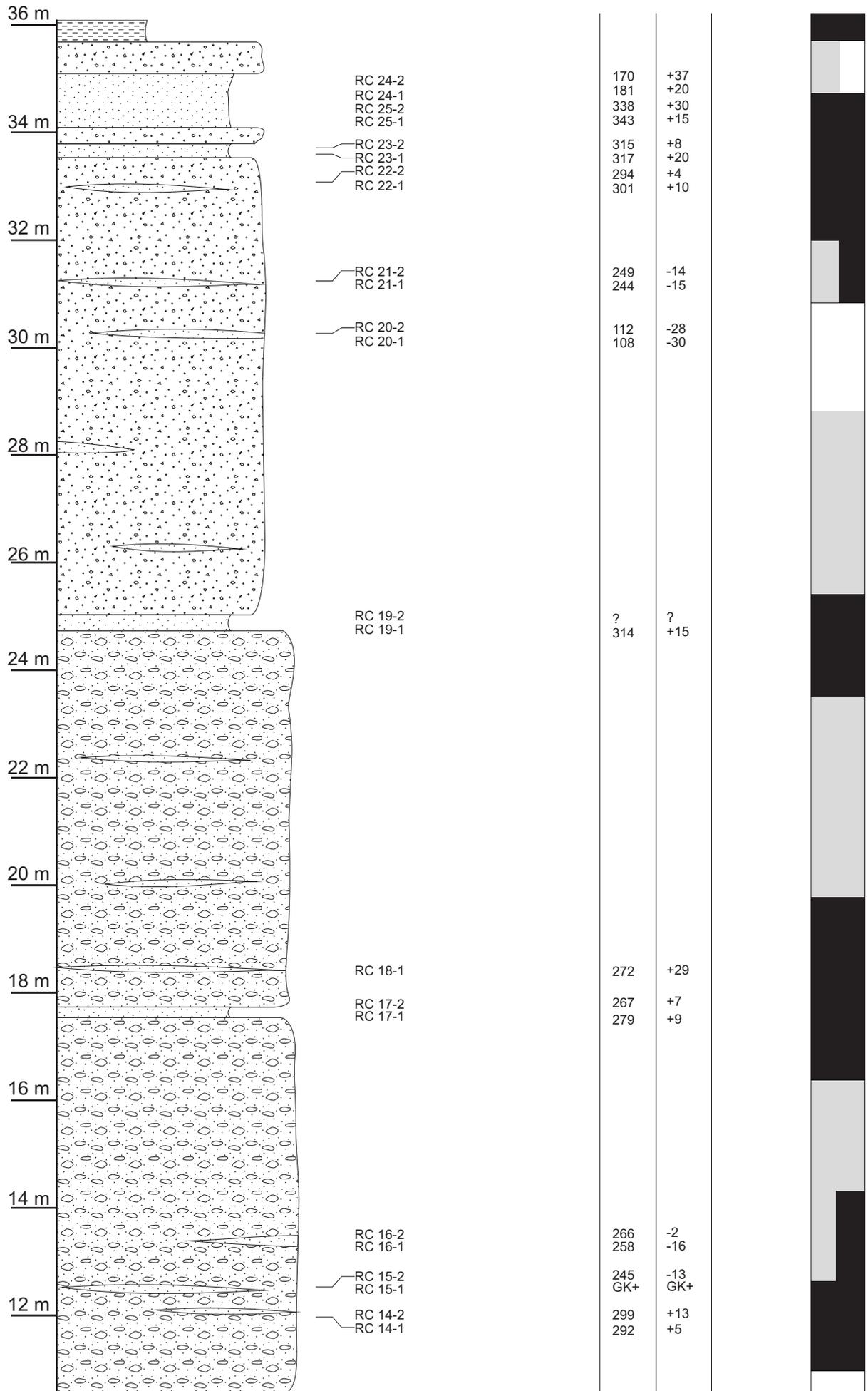
Maßstab 1 : 100

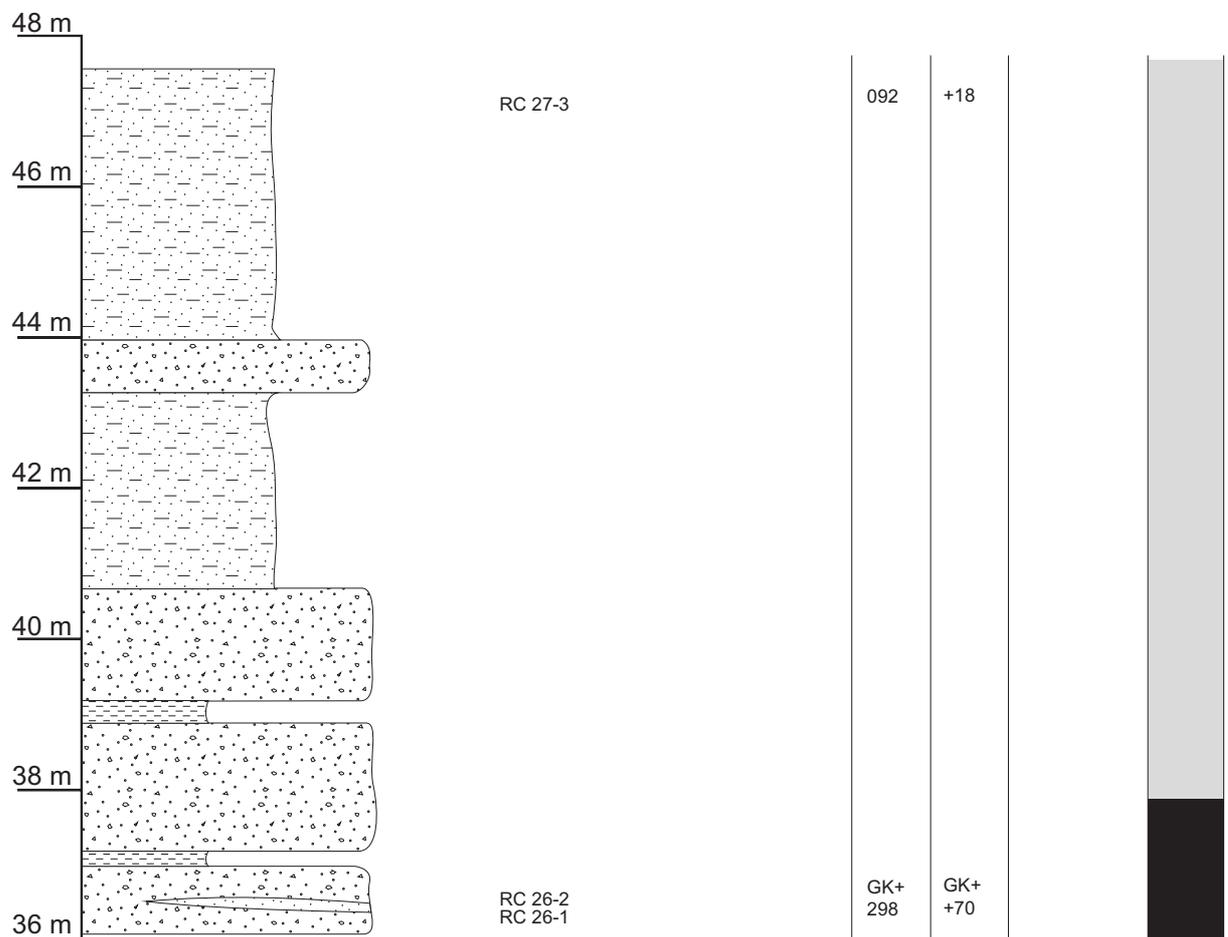
-  Tonstein, rot, z. T sandig-siltig
-  Siltstein, rot, z. T. schiefrig
-  Wechselfolge aus rotem Sandstein, Siltstein und Tonstein, Schichtmächtigkeiten z. T. < 1 cm
-  Feinsandstein, rot
-  Sandstein, rot, hellglimmerführend
-  Konglomerat, KG < 5 cm, Matrix: Sandstein
-  Grobkonglomerat, KG > 5 cm, Matrix: Sandstein

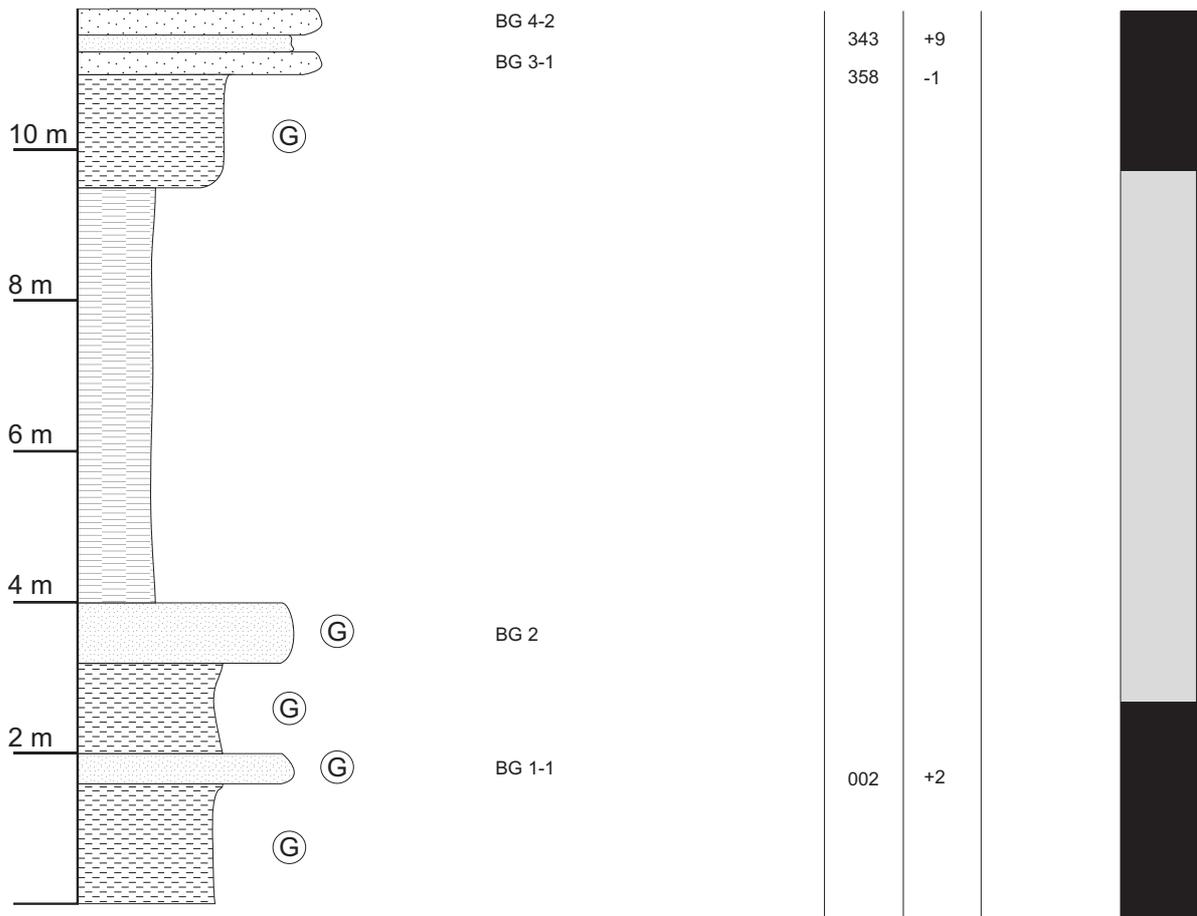
RC 15-1 Probenahmestelle mit Nummer

\* Probe zeigt Großkreisverhalten; Wert gemittelt

Anhang II Profil der Sektion Rubió del Canto

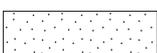






## Sektion "Bagà" (BG)

Maßstab 1 : 100

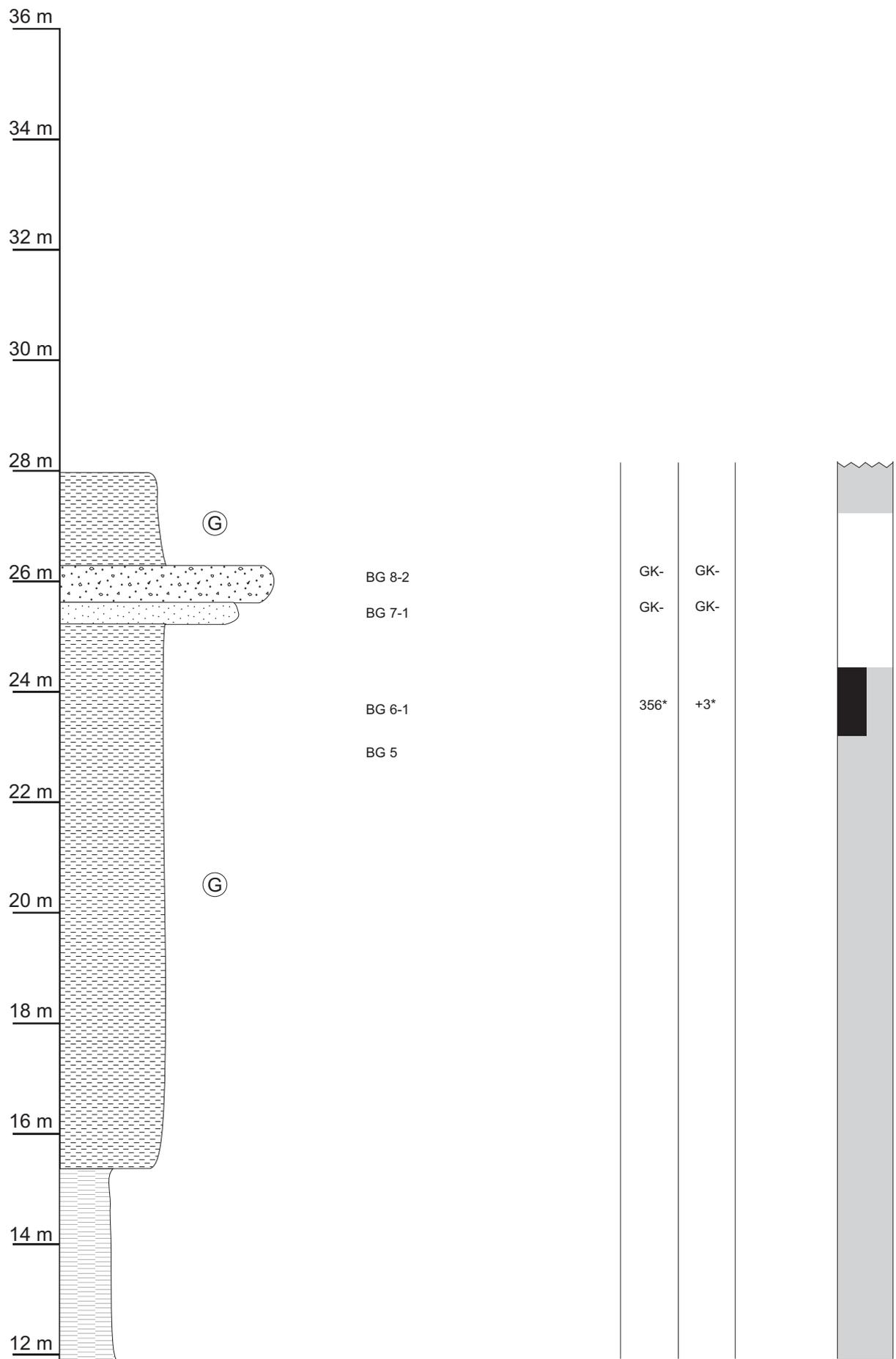
-  Tonstein, rot, z. T. sandig-siltig
-  Siltstein, rot, z. T. schiefrig
-  Wechselfolge aus rotem Sandstein, Siltstein und Tonstein, Schichtmächtigkeiten z. T. < 1 cm
-  Feinsandstein, rot
-  Sandstein, rot, hellglimmerführend
-  Konglomerat, KG < 5 cm, Matrix: Sandstein
-  Grobkonglomerat, KG > 5 cm, Matrix: Sandstein

BG 1-1 Probenahmestelle mit Nummer

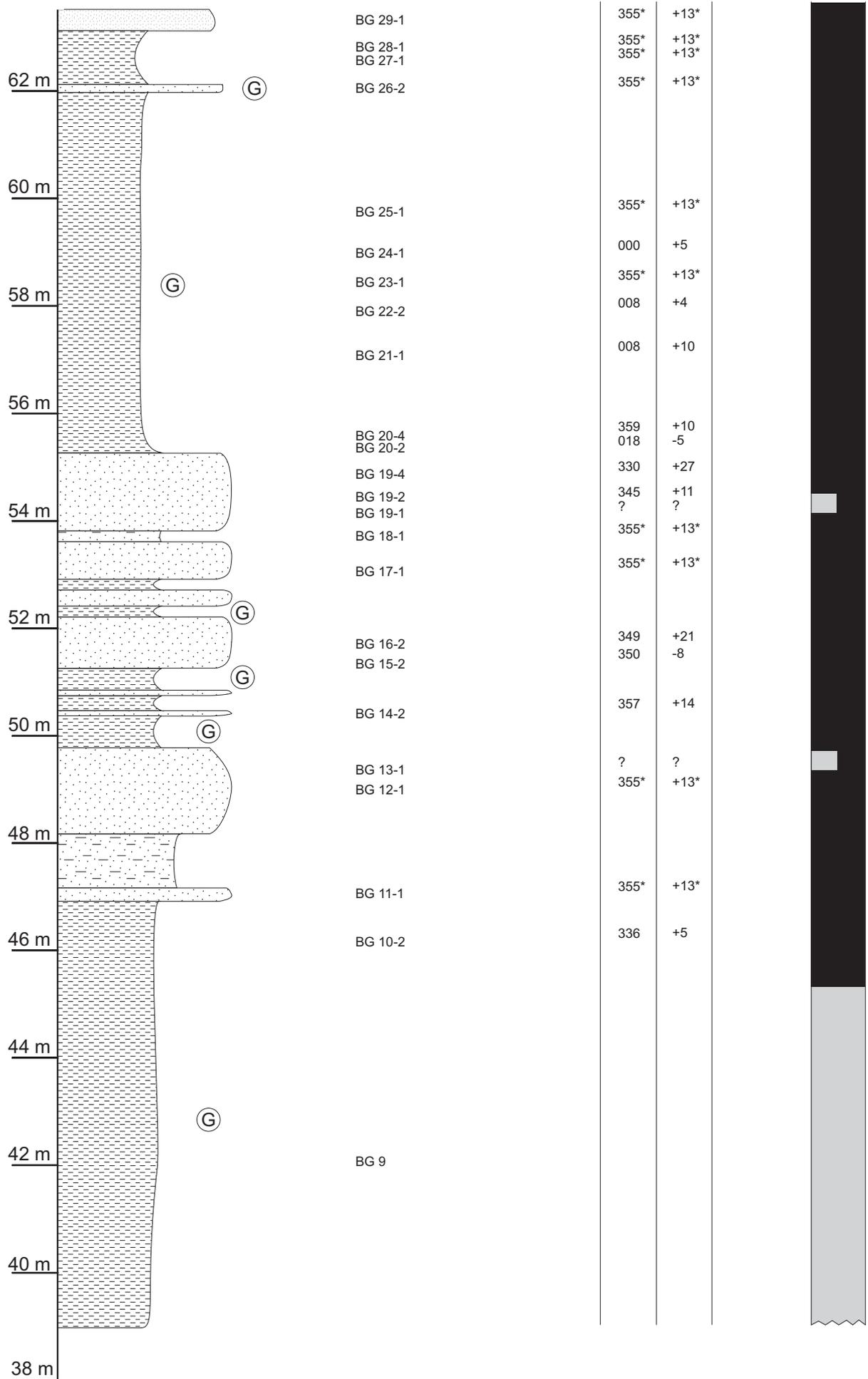
Ⓞ Fe<sup>2+</sup>-haltige Bereiche (grüne Flecken)

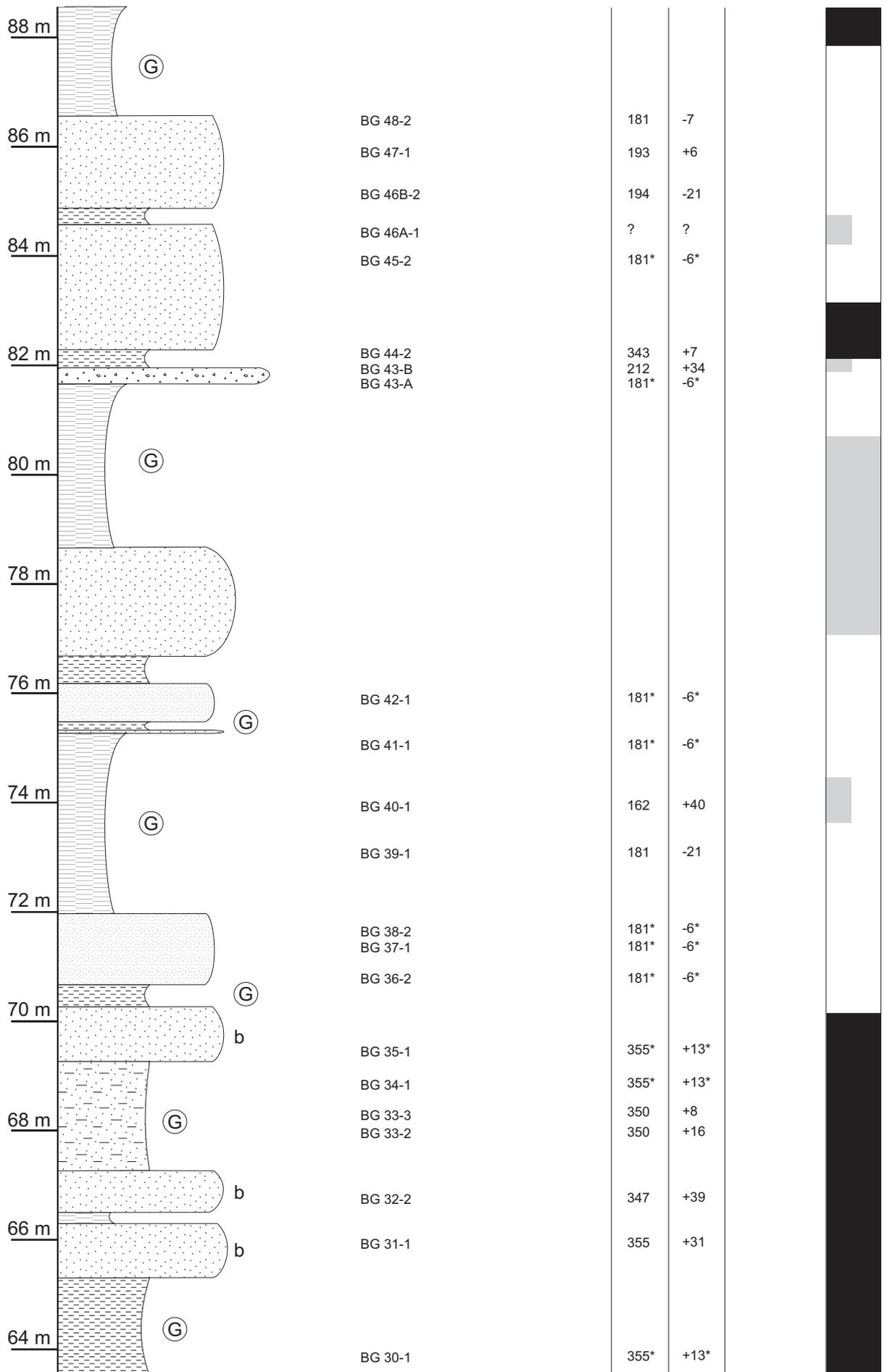
b Material z. T. breckziös

\* Probe zeigt Großkreisverhalten; Wert gemittelt



# Anhang III Profil der Sektion Bagà





Anhang III Profil der Sektion Bagà

