

Kleintektonische Untersuchungen in Lockersedimenten

WERNER PRANGE (Kronshagen)

Mit 3 Abbildungen

I. Einführung

In Lockersedimenten findet man sehr verschiedenartige Lagerungsverhältnisse. In Schleswig-Holstein sind sie, abgesehen von den bei der Ablagerung gebildeten Sedimentstrukturen, durch die Stauchung von den Gletschern und durch das Einsinken der Schichten über getautem Toteis entstanden, stellenweise auch durch Geschiebemergel- und Feinsand-Intrusionen oder durch Salzbewegungen im tieferen Untergrund. Das Gefüge dieser tektonischen Deformationserscheinungen gilt es zu analysieren, nach den Entstehungsursachen zu unterscheiden und für die Auswertung aller anderen geologischen Ergebnisse heranzuziehen.

Früher, teilweise auch heute noch, glaubte man, die Lagerungsverhältnisse nach den geologischen Beobachtungen an den Anschnitten in den Aufschlüssen deuten zu können, ohne daß mit dem Geologenkompaß die räumliche Lage der verschiedenen Gefügeelemente bestimmt würde. Oder sie wurden eingemessen, aber nur zweidimensional mit Richtungsrosen ausgewertet. Diese reichen aber für eine geologische Analyse nicht aus, da keine Symmetriebeziehungen und somit keine räumlichen und genetischen Zusammenhänge sichtbar werden.

Die Lagerungsverhältnisse müssen auch in Lockersedimenten mit der dreidimensionalen gefügekundlich-statistischen Arbeitsmethode ermittelt werden, wie sie im Gebirge üblich ist. Damit ist es nicht nur möglich, aus den Sedimentstrukturen die Ablagerungsverhältnisse sondern auch aus dem kleintektonischen Bau von Falten und Brüchen die tektonische Gesamtbeanspruchung zu bestimmen.

In Festgesteinen kann man die verschiedenen Gefügeelemente gut messen. Die Aufschlüsse geben aber im allgemeinen kein vollständiges Bild des geologischen Baus und lassen sich dazu auch nicht erweitern. Zur besseren Deutung der Entstehung der vielfältigen tektonischen Baupläne und der Gebirgstektonik sind wiederholt experimentelle tektonische Untersuchungen durchgeführt worden. Über Bruch- und Falten tektonik waren das z. B. Arbeiten von CLOOS (1929a, 1930, 1931), HOEPPENER (1978) und HOEPPENER,

KALTHOFF, SCHRADER (1968, 1970) sowie über glaziale Stauchung von KÖSTER (1958). Daran ließ sich der tektonische Bau in Anschnitten bei „Versuchsbedingungen“ studieren, vor allem aber auch der in der Natur nicht beobachtbare Ablauf der Entstehung von Brüchen und Falten. Jedoch handelt es sich nicht um „natürlich entstandene Strukturen“. Wegen der Einflüsse des künstlichen Sediments, des kleineren Maßstabs sowie des Faktors Zeit konnten sich nur begrenzte Vergleichsmöglichkeiten ergeben.

In unverfestigten Sedimenten lassen sich – entgegen anderer Meinungen – sehr gut und teilweise auch besser kleintektonische Untersuchungen durchführen. Dort kann man den „natürlich entstandenen tektonischen Bau“ bei „Versuchsbedingungen“ studieren. CLOOS (1929b) griff diese Möglichkeit zur Ergänzung seiner allgemein-tektonischen Studien im Gebirge nicht auf, obwohl er einen Schnitt durch eine große Verwerfung mit Begleittektonik in unverfestigten tertiären Schichten der Niederrheinischen Bucht abbildete.

In diesem Gebiet, in der Ville westlich von Köln, waren die Deckschichten des miozänen Hauptbraunkohlenflözes stratigraphisch und tektonisch untersucht worden (PRANGE 1958). In den dortigen großflächigen Aufschlüssen wurde die seltene, einmalig günstige Möglichkeit genutzt, kleintektonische Studien an Abschiebungen durchzuführen. Sie konnten in den etwa horizontal liegenden Schichten an zahlreichen Profilen jeder gewünschten Richtung horizontal und vertikal mit ihrer vollständig aufgeschlossenen Begleittektonik untersucht werden. So ließen sich die Gefügeelemente quantitativer erfassen als in Steinbrüchen und dadurch allgemein-gültige tektonische Aussagen machen. Das waren vor allem solche über den räumlichen Bau größerer Abschiebungen, den Zusammenhang zwischen den Hauptverschiebungsflächen und ihrer Begleittektonik sowie über den zeitlichen Ablauf der einzelnen Verschiebungen bei der Entstehung von Abschiebungen. Das soll an typischen Beispielen aus den miozänen Braunkohlensanden über dem Hauptbraunkohlenflöz aufgezeigt werden. Bei diesen Untersuchungen wurde die detaillierte zeichnerische Aufnahme und die dreidimensionale Einmessung aller Gefügeelemente mit der Auswertung in der Lagekugeldarstellung verbunden; letztere hat sich in der praktischen Tektonik (ADLER 1970) und bei anderen geologischen Untersuchungen im Gebirge seit langem bewährt.

Die kleintektonische Arbeitsweise in Lockersedimenten und ihre Ergebnisse wurden bei regional-geologischen Untersuchungen im Tertiär der Niederrheinischen Bucht, besonders aber im Pleistozän Schleswig-Holsteins verwendet. Dort haben die gefügekundlichen Untersuchungen der Sedimente und des tektonischen Baus wesentlich zur Klärung der Lagerungsverhältnisse und damit des Ablaufs der erdgeschichtlichen Entwicklung beigetragen, ebenso zur Deutung der Entstehung des Reliefs sowie zu Fragen der angewandten Geologie.

II. Zur Methode kleintektonischer Untersuchungen in Lockersedimenten, besonders in Sanden

Auch in unverfestigten Sedimenten haben tektonische Beanspruchungen zu einem unterschiedlichen Bau geführt, je nach der Art der Sedimente und der Schichtfolge (PRANGE 1958). So gleichen Abschiebungen in plastischen tonigen Ablagerungen vielfach Flexuren; in Grobkiesen und Schottern sind nur größere Abschiebungen ausgeprägt. In Sanden dagegen bilden sich sowohl große als auch die kleinsten Verschiebungsbahnen ab.

In geschichteten Sanden kann man die Verschiebungsbahnen direkt und am Verwurf erkennen. In Braunkohlensanden sind sogar die kleinsten Abschiebungen als weiße Linien im braunen Sand deutlich zu sehen, denn in dem gelockerten Kornverband der Verschiebungsbahnen hat das Grundwasser die Humusstoffe zersetzt. Deshalb sind Braunkohlensande für kleintektonische Studien in Lockersedimenten am besten geeignet.

Die kleintektonische Meß- und Arbeitsmethode (vgl. ENGELS 1959) ist in unverfestigten Sanden anders als in Festgesteinen: An frischen Aufschlußwänden werden tektonische Trennflächen vielfach bei Abbrüchen benutzt und können eingemessen werden. Bei Profiluntersuchungen an glatten Aufschlußwänden muß der Verlauf der als Linien sichtbaren feinen Abschiebungen durch Kerben quer dazu ermittelt werden: Von der Seite, mit der die Trennfläche mit der Aufschlußwand den kleineren Winkel bildet, sticht man mit dem Spaten vorsichtig gegen die tektonische Verschiebungsfläche in die Wand ein. Dadurch rutscht der Sand zwischen Spaten und Trennfläche ab. Sie wird damit freigelegt, ohne vom Spaten beschädigt zu werden; in Braunkohlensanden zeigt sie sich als weiße Fläche. Auf diese Weise wird jede Verschiebungsbahn so weit freigelegt, daß sie anhand einer vorsichtig angelegten Aluminiumplatte mit dem Geologenkompaß eingemessen werden kann. Die Genauigkeit entspricht dann der von Messungen in festem Gestein.

Die Aufschlüsse wurden in Karten eingetragen; Skizzen erfaßten die Lage aller dort untersuchten Profile und Meßfelder. Aufgenommen wurde die Schichtfolge und -lagerung sowie das lineare und flächige Gefüge (PRANGE 1958, 1975, 1978, vgl. auch MÖBUS 1984, 1989, PETERSS 1989a und b).

Von aussagehelfenden Profilen ermöglichten genaue Zeichnungen mit den Meßpunkten aller Gefügeelemente die einzelnen Daten miteinander vergleichen zu können, sowohl im Profil als auch im Flächenpoldiagramm (vgl. z. B. Abb. 3). In lückenhaften Aufschlüssen waren nur statistische Messungen möglich. Aber auch dort wurden wegen der lokalen Unterschiede und Streuung alle flächigen und linearen Gefügeelemente nicht mit Einzelmessungen sondern möglichst mit jeweils vielen aufgenommen. Das erfolgte in kleinen, nach den Sedimenten, der Schichtfolge und dem tektonischen Bau homogen erscheinenden Meßfeldern. Erfasst wurden besonders Schichtflächen, Sedimentstrukturen, Einregelung von langen und plattigen Steinen, Klüfte, Abschiebungen und Aufschiebungen, die sich alle im Schmidt'schen Netz auswerten lassen. Hinzukommen mußten aber auch die räumlichen und zeitlichen Beziehungen

zwischen den verschiedenen Gefügeelementen, wie die Anordnung der Trennflächen, die Verschiebungsbeträge, vor allem aber die Altersunterschiede nach der Lage zu den Schichtflächen und nach Versetzungen. Außerdem mußten alle anderen geologischen Gegebenheiten berücksichtigt werden. So konnte aus dem tektonischen Gefüge auf die Bewegungen und damit auf die Kräfte und ihre Ursachen geschlossen werden.

Zur möglichst vollständigen Erfassung der Gefügeelemente und damit der Lagerungsverhältnisse wurden die Aufschlüsse an den entscheidenden Stellen verbessert und erweitert sowie Vergrößerungen durch den fortschreitenden Abbau bzw. die Erosion viele Jahre lang immer wieder aufgenommen.

Die Darstellung und Auswertung aller Gefügedaten erfolgte, wie bei tektonischen Arbeiten im Gebirge üblich (ADLER, FENCHEL, PILGER 1969), dreidimensional mit dem Schmidt'schen Netz (flächentreue Azimutalprojektion der Lagekugel, untere Halbkugel). Mit solchen Gefügediagrammen, mit Punkten oder ausgezählt mit Flächen verschieden starker Punktbesetzung, wurden alle Gefügeelemente für homogene kleine Bereiche und zusammengefaßt für größere oder ganze Aufschlüsse dargestellt und ausgewertet. Aus den Profilen und der Symmetrie der Gefügeelemente konnten die Lagerungsverhältnisse aufgezeigt werden. Die Diagramme wurden einzeln oder in Karten für jedes untersuchte Gebiet dargestellt (PRANGE). Damit werden Vergleiche und Ergänzungen durch Daten aus späteren Aufschlüssen möglich.

III. Kleintektonische Studien an Abschiebungen in Braunkohlensanden des Niederrheinischen Braunkohlenreviers

1. Der kleintektonische Bau größerer Abschiebungen

An größeren Abschiebungen, an denen eine Scholle in Richtung des Einfallens „relativ“ abgesunken ist, ließen sich neben einer oder wenigen Hauptverschiebungsflächen Begleitstrukturen aus Scharen von kleinen Abschiebungen erkennen. Nur letztere findet man normalerweise in kleinen Aufschlüssen. Deshalb sollen die Beziehungen zwischen den Hauptverschiebungsflächen und der Begleittektonik ermittelt werden, um zu klären, wie weit man auch aus letzterer allein auf Art und Richtung der Gesamtverschiebung und damit auf den tektonischen Bau schließen kann.

An vielen Abschiebungen von einigen Metern Sprunghöhe waren alle Verschiebungsflächen eingemessen worden, von der Hauptfläche bis hin zu den feinsten der Begleittektonik. Die Flächenpoldiagramme von solchen flächenhaft aufgeschlossenen Bereichen zeigten, daß die vielen kleinen Begleitabschiebungen zusammen sogar genauer die Gesamtbewegung ergeben als die hier auch aufgeschlossenen Hauptverschiebungsflächen allein. Einzelmessungen an diesen entsprechen demnach nicht immer der Hauptstreichrichtung der Abschiebung, wie auch Vergleiche mit der Kartierung erkennen lassen.

Der kleintektonische Bau der Abschiebungen ist auch in Sanden sehr unterschiedlich, sogar entlang einer Abschiebung. Schon bei kleinem Wechsel der Korngrößen und damit der mechanischen Eigenschaften war eine verschieden intensive Begleittektonik ausgeprägt (vgl. auch PRANGE 1958). Das konnte in den verschiedenen Stockwerken der tertiären Schichten beobachtet werden, war aber auch von der Unter- und Überlagerung durch geschleppte Tonschichten beeinflusst.

Diese größeren Abschiebungen sind hier nur durch einen Beanspruchungsplan entstanden. Generell waren an beiden Seiten einerseits synthetische Begleitflächen ausgebildet, die der Hauptverschiebungsfläche etwa parallel verliefen und wie diese zur abgesunkenen Scholle hin einfielen. Andererseits gab es antithetische Begleitflächen, mit entgegengesetztem Einfallen; sie wirkten der Absenkung entgegen, schwächten deren Wirkung und verflachten das tektonische Gefälle. Beide Begleitabschiebungen bildeten etwa gleiche Winkel mit der horizontalen Schichtung. Die Fallwerte lagen allgemein zwischen 45° und 90° , vorwiegend aber zwischen 60° und 75° . Diese synthetischen und antithetischen Begleitflächen lassen sich im Schmidt'schen Netz aufeinander beziehen. Sie sind vielfach später bei stärkeren Verschiebungen auf den Hauptverschiebungsflächen mit der Schichtschleppung rotiert worden und haben dadurch ihre ursprünglichen Fallwerte verändert.

Selten gab es Abschiebungen mit keiner oder nur sehr geringer Schichtschleppung (Abb. 2, Diagr. A). In diesem Fall liegen sich die Polpunktfelder der synthetischen und antithetischen Begleitabschiebungen im Schmidt'schen Netz gegenüber; bei weiteren Messungen an derartigen Abschiebungen veränderten sich die Diagramme nicht. Die zwei etwa gleichgroßen Polpunktfelder solcher vollständigen Diagramme ließen die durchschnittlichen Streich- und Fallwerte erkennen: Die Rotation durch spätere Schichtschleppung war hier nur sehr gering. Die synthetischen Trennflächen fallen vorwiegend gut 70° , die antithetischen 60° - 70° ein. Der Pol der synthetischen Hauptverschiebungsfläche mit $175/75$ W fällt in das Maximum der Pole der synthetischen Begleitflächen. Ohne die aufgeschlossene Hauptverschiebungsfläche und eine auf der Hoch- und Tiefscholle erkennbare Schichtung, aus der sich der Verwurf ergäbe, ließe sich hier wegen der gleichen Fallwerte der synthetischen und antithetischen Begleitflächen die Gesamtverschiebung nicht ableiten.

Überwiegend jedoch waren die Schichten seitlich größerer Abschiebungen mehr oder weniger geschleppt, vor allem wenn die Sande von Tonschichten unter- oder überlagert wurden. Auch an solchen Abschiebungen haben die synthetischen und antithetischen Begleitabschiebungen gleichartige Polpunktfelder im Schmidt'schen Netz (Abb. 2, Diagr. B). Die synthetischen Begleitabschiebungen fallen jedoch deutlich steiler ein oder sind teilweise sogar überkippt, die antithetischen entsprechend flacher. Demnach sind diese Begleitabschiebungen die Spuren der beginnenden Bewegungen. Erst nachher bildeten sich eine oder einzelne Hauptverschiebungsflächen heraus; die anderen synthetischen Begleitabschiebungen wurden stillgelegt und bei den folgenden stärkeren Verschiebungen mit der Schichtschleppung rotiert. Transformiert

man im Schmidt'schen Netz die Maxima für das Einfallen der synthetischen Flächen von hier 90° und der antithetischen von 37° wieder auf die ursprüngliche Lage mit gleichem Einfallen zur Schichtung, so ergibt sich, daß eine Rotation von 26° stattgefunden hat. Das stimmt etwa mit dem Einfallen der Schichtflächen überein. Hier ließe sich also das tektonische Gefälle auch aus der Auswertung der Begleittektonik allein bestimmen.

An vielen Abschiebungen mit stärkerer Schichtschleppung gehen jedoch die Polpunktfelder der synthetischen und antithetischen Begleitabschiebungen im Schmidt'schen Netz ineinander über (Abb. 2, Diagr. C). An dieser Abschiebung liegen die Braunkohlensande unter Tonen und sind deshalb wie diese verschieden stark geschleppt. Es bildeten sich mehrere größere Verschiebungsbahnen heraus, eine mit $160/70$ W; ihr Streichen entspricht aber nicht dem Durchschnitt aller Begleitabschiebungen. Die synthetischen fallen zwischen 70° W und den überkippten, am Schichtversatz erkennbaren 70° E ein, die antithetischen zwischen 23° und 72° . Die Rotation hat also 30° - 35° betragen; daran läßt sich die Gesamtverschiebung deutlich ablesen.

Mit dem Einmessen von vielen synthetischen und den häufig zahlreicheren antithetischen Begleitflächen kann man also das tektonische Gefälle ableiten, auch wenn eine Schichtschleppung in stärker schräggeschichteten oder ungeschichteten Sanden nicht erkennbar und die Hauptverschiebungsfläche nicht aufgeschlossen ist. In diesen Beispiel (Abb. 2, Diagr. D) ist das tektonische Gefälle nach S gerichtet.

2. Der Ablauf der einzelnen Verschiebungen bei der Entstehung größerer Abschiebungen, nach Untersuchungen an Diagonalprofilen

Die ineinander übergehenden Polpunktfelder synthetischer und antithetischer Begleitabschiebungen von vielen größeren Abschiebungen konnten einerseits auf die örtlich verschieden starke Rotation infolge der Schichtschleppung zurückgeführt werden. Aber die besonders langen Polpunktfelder antithetischer Abschiebungen (Abb. 2, Diagr. E) ließen vermuten, daß sie nicht nur vor sondern auch nach der Schichtschleppung entstanden, wenn die starken Verschiebungen auf der Hauptfläche weitergingen bzw. erneut einsetzten. Das ist einerseits in ursprünglich horizontal abgelagerten Schichten nachweisbar, weil man dort die Fallwerte der einzelnen antithetischen Begleitabschiebungen auf die Lage der Schichtflächen sowie die Horizontale beziehen kann. Demnach müssen die sehr flach einfallenden antithetischen Begleitabschiebungen zu Beginn der Bewegung, also vor der Schichtschleppung entstanden sein, die mit noch normalen Fallwerten von 60° - 75° in den schon rotierten Schichten dagegen erst nachher. Diese sind demnach jünger als erstere und haben deren Funktion übernommen, weil sie für weitere Verschiebungen schon in zu flache Lage rotiert worden waren. Wie läßt sich das beweisen?

Auf der Hochscholle einer großen nach SW einfallenden Verwerfung waren die Braunkohlensande wenig geschleppt. Dort wurden die nach SW einfallen-

den synthetischen Begleitflächen von jüngeren nach NE einfallenden antithetischen versetzt (Abb. 2, Diagr. F). Von der Gruppe der antithetischen Abschiebungen waren einige aber auch von anderen antithetischen versetzt. In welcher Reihenfolge entstanden nun diese Verschiebungsflächen der Begleittektonik und wie war demnach der Ablauf der einzelnen Bewegungen an dieser Verwerfung?

In einem besseren Aufschluß nahe einer großen Verwerfung nach ENE wurden synthetische und antithetische Begleitabschiebungen von jeweils jüngeren versetzt (Abb. 2, Diagr. G). Die Flächenpole dieser vier Gruppen, mit unterschiedlichen Signaturen im Schmid'schen Netz eingetragen, zeigen aber keine eigenen Polpunktfelder unterschiedlichen Einfallens. Ursache war, daß die Schichtschleppung und damit die Rotation zur Hauptverschiebungsfläche hin entlang dieser wie auch vieler anderer größerer Abschiebungen sehr wechselt. Das galt es auszuschließen, um den Ablauf der einzelnen Bewegungen im Zusammenhang mit der Schichtschleppung erkennen zu können. Deshalb wurden Profile durch Abschiebungen mit ihrer ganzen Begleittektonik angelegt und kleintektonisch untersucht.

Die Bereiche der Begleittektonik beiderseits größerer Abschiebungen sind überwiegend nur schmal. Das Einmessen jeder kleinen Abschiebung wäre deshalb aus Platzmangel nicht möglich. Auch würde der dicht von kleinen Abschiebungen durchsetzte und damit zerrüttete Sand schon bei der Freilegung der ersten Flächen für die Einmessung zusammenfallen. Deshalb wurden nicht die üblichen Querprofile angelegt, in denen die gemessenen etwa den sichtbaren Fallwerten entsprechen. Vielmehr sind für solche kleintektonischen Untersuchungen nur Diagonalprofile geeignet. Das gewohnte Bild von Querprofilen ist dadurch zwar verändert; man kann sich aber in den tektonischen Bau einsehen.

Diagonalprofile haben für kleintektonische Studien mehrere Vorteile: Einerseits werden die Zonen der Abschiebungen mit ihrer ganzen Begleittektonik entzerrt. Das war die Voraussetzung für die Anfertigung von genauen Zeichnungen mit allen feinen Verschiebungsflächen. Ferner gab es dadurch auch genügend Platz, jede zur Messung freizulegen und damit das kleintektonische Inventar recht vollständig zu erfassen. Alle Meßstellen wurden in die Zeichnung mit Nummer eingetragen und die Meßwerte am Rande aufgelistet. Beim Durchmessen solcher Profile mußte so vorgegangen werden, daß nicht Teile mit noch nicht eingemessenen Abschiebungen zusammenfielen.

Entscheidender Vorteil von Diagonal- gegenüber Querprofilen ist, daß die geringen Versetzungen älterer von jüngeren Begleitabschiebungen scheinbar vergrößert herauskommen. War die Altersfolge an den Schnittstellen nicht deutlich zu erkennen, so wurden sie durch kleine Einschnitte mit einem Messer untersucht.

Diese Diagonalprofile wurden ganz glatt gemacht, so daß man das scheinbare Einfallen der kleinen Begleitabschiebungen mit dem gemessenen vergleichen konnte. Die Untersuchungen mußten in nassen Sanden, bei feuchtem

und nicht sonnigem Wetter erfolgen. Dann waren im Braunkohlensand infolge der Farbkontraste sogar die weißen Linien der feinsten Abschiebungen deutlich zu erkennen.

Möglichst viele Abschiebungen wurden eingemessen, von den Hauptflächen bis hin zu den kleinsten, besonders die, die andere versetzten bzw. von anderen versetzt wurden und somit Altersunterschiede erkennen ließen. Auf diese Weise kann man die Meßwerte jeder Begleitabschiebung mit allen anderen vergleichen, sowohl nach der Lage im Profil bzw. zur Schichtung als auch nach der ihres Flächenpols im Schmidt'schen Netz. Die nach den gegenseitigen Versetzungen unterscheidbaren Gruppen verschieden alter Begleitabschiebungen wurden mit eigenen Signaturen im Flächenpoldiagramm dargestellt.

An solchen Diagonalprofilen ließ sich der Ablauf der einzelnen Verschiebungen und damit der tektonische Bau von Abschiebungen ermitteln. Das soll an einem einmalig gut flächenhaft aufgeschlossenen Staffelbruch aufgezeigt werden (Abb. 1): Besonders dort waren zwischen zwei großen synthetischen Abschiebungen zur Erfscholle nach W hin, dem Türnicher und Erftsprung (etwas weiter westlich des Buchholzer Sprungs), d. h. auf einer Stufe dieser geologischen Treppe, viele synthetische und antithetische Abschiebungen kleintektonisch untersucht worden. Drei Beispiele aus dem Braunkohlensand sollen die Ergebnisse zeigen (Abb. 3).

An einer nach E, antithetisch zu den großen Verwerfungen des Staffelbruchs einfallenden Abschiebung (Abb. 1, A), ließen sich nach den gegenseitigen Versetzungen je zwei Gruppen verschieden alter synthetischer und antithetischer Begleitabschiebungen unterscheiden (Abb. 3, Profil A). Zuerst entstanden durch die Zugbeanspruchung und den Beginn der Einsenkung der Tiefscholle die dorthin einfallenden kleinen Abschiebungen. Sie müssen hier, als Träger der beginnenden Abschiebung nach E und als Abbild des lokalen tektonischen Gefälles, als synthetische Abschiebungen bezeichnet werden. Die dann als gegensinnige Bewegungen durch die Schwerkraft folgenden antithetischen Verschiebungsflächen zur Erleichterung der Schollenkippen versetzten die synthetischen. Beide bildeten etwa gleiche Fallwinkel von 60° - 70° mit der Schichtung.

Die folgenden größeren Verschiebungen konzentrierten sich auf eine der synthetischen Verschiebungsbahnen; die anderen wurden stillgelegt. Mit der damit einhergehenden Schleppung der Sandschichten sind die synthetischen Begleitabschiebungen in steilere, die antithetischen in flachere Lage rotiert worden. Die Schichtschleppung bzw. Rotation war hier mit 10° - 15° nur gering. Deshalb rissen im Zuge der weitergehenden oder erneuten Verschiebungen an der Hauptverschiebungsfläche nur wenige sekundäre Begleitabschiebungen auf. Als erstes entstanden auch nun wieder synthetische Begleitflächen. Ihre Einfallswinkel unterscheiden sich nicht von denen der primären, die durch die Rotation steiler und damit für die neuen Verschiebungen geeigneter geworden waren. Schließlich bildeten sich dann noch zwei sekundär antithetische Begleitabschiebungen. Sie versetzten die primär synthetischen, die primär an-

tithetischen und einige sekundär synthetische Begleitabschiebungen, aber nicht die Hauptverschiebungsfläche, auf der die Verschiebungen demnach weitergingen. Diese sekundär antithetischen Abschiebungen mit normalen Fallwinkeln rissen auf, weil die schon vorhandenen primären für die neuen Verschiebungen schon in eine zu flache Lage rotiert worden waren. Die sekundär synthetischen und antithetischen Begleitabschiebungen sind kaum noch rotiert worden, wie ihre Fallwerte zeigen.

An einer anderen nach E einfallenden Abschiebung (Abb. 1, B) werden die Altersunterschiede der einzelnen Begleitabschiebungen noch deutlicher (Abb. 3, Profil B). Infolge der hier stärkeren Schichtschleppung wurden die vorher entstandenen synthetischen Flächen steiler und teilweise überkippt, die sie versetzenden antithetischen gerieten in eine viel flachere Lage als im Profil A.

Die weitergehenden synthetischen Verschiebungen waren hier auf mehreren größeren Verschiebungsflächen erfolgt. Die damit entstandenen sekundär synthetischen Begleitabschiebungen sind jünger als die primär antithetischen, da diese von ihnen versetzt werden. Wegen der starken Schichtschleppung bildeten sich dann viele sekundär antithetische Bewegungsflächen. Sie übernahmen die Gegenbewegungen zu diesen neuen Verschiebungen, denn auf den primär antithetischen konnten diese wegen der hier viel stärkeren Rotation in eine sehr flache Lage nicht mehr erfolgen. Diese sekundär antithetischen Begleitflächen versetzten die primär synthetischen und antithetischen. Von den sekundär synthetischen Abschiebungen sind nur die stillgelegten versetzt; auf den anderen müssen die Verschiebungen demnach weitergegangen sein. Die spätere Rotation war auch hier nur noch gering, wie die fast unveränderten Fallwerte aller sekundär entstandenen Verschiebungsflächen zeigen.

Am Beispiel dieser Abschiebung mit stärkerer Schichtschleppung bzw. Rotation haben die primär und sekundär antithetischen Begleitabschiebungen im Schmidt'schen Netz deutlich ausgeprägte eigene Polpunktfelder.

An einer Stelle dieser geologischen Treppe verlaufen eine größere synthetische und antithetische Abschiebung mit spitzem Winkel aufeinander zu (Abb. 1, C). Dort wurde ein Profil von der einen zur anderen mit der Begleittektonik dazwischen untersucht (Abb. 3, Profil C). Auch hier werden die zuerst entstandenen, nach W einfallenden synthetischen Verschiebungsbahnen von vielen antithetischen versetzt. Die folgenden stärkeren Verschiebungen konzentrierten sich auf die beiden größeren, nach W und E einfallenden Verschiebungsflächen. Die Braunkohlensande dazwischen wurden dabei kaum geschleppt, weil wenig darunter die härtere Braunkohle ansteht. Das zeigt die geringe Neigung dieser Scholle; sie läßt sich an der Kohlenoberfläche und einigen Ton-schichten im Braunkohlensand ablesen. Folglich sind diese primären Begleitabschiebungen kaum rotiert.

Auf weitergehende oder erneute Verschiebungen an den beiden Hauptflächen weisen aber einige sekundäre Begleitflächen hin. Wegen der fehlenden Schleppung rissen jedoch nur wenige auf. Sie versetzten die primär antitheti-

schen, nicht aber die antithetische Hauptverschiebungsfläche, auf der die Bewegungen demnach noch weitergegangen sein müssen.

IV. Kleintektonische Ergebnisse bei regional-geologischen Untersuchungen in Lockersedimenten

Die kleintektonische Untersuchungsmethode in Lockersedimenten und die dort erarbeiteten Ergebnisse konnten bei regional-geologischen Arbeiten verwendet werden. Dort waren die Lagerungsverhältnisse in den überwiegend kleinen und verstreut liegenden Aufschlüssen teilweise nur schwer zu erkennen, vor allem wenn es keine ursprünglich horizontal abgelagerten Schichten gab, wie z. B. in stark schräggeschichteten Sanden. Auch wenn die Streuung der Meßwerte der Gefügeelemente örtlich stark durch inhomogene Sedimente beeinflusst wurde, konnten der tektonische Bau und seine Ursachen an vielen Stellen ermittelt werden.

1. Im Tertiär der Niederrheinischen Bucht

Die Bruchtektonik in der Niederrheinischen Bucht ist durch die im Tertiär begonnene Einsenkung gegenüber dem aufsteigenden Rheinischen Schiefergebirge entstanden. Von den vielen Verwerfungen haben manche infolge noch junger Bewegungen das Relief mitbestimmt (AHORNER 1962). Außerhalb der Braunkohlengruben konnten vorwiegend nur kleine Aufschlüsse mit tertiären und quartären Lockersedimenten kleintektonisch untersucht werden (PRANGE 1958).

Einige Geländekanten sollten, wie Bohrungen oder die geologische Kartierung ergaben, durch Verwerfungen entstanden sein. Das bestätigte der kleintektonische Bau in nahen Aufschlüssen der Hochscholle. Es handelte sich dort um die Begleittektonik dieser Verwerfungen: Die kleinen, wie der Hang einfallenden Verschiebungsflächen aus der Zeit der beginnenden Bewegungen waren mit der Schichtschleppung rotiert, die antithetischen Begleitabschiebungen dadurch in eine flachere Lage geraten. Sie wurden später durch steilere, sekundär entstandene versetzt. Das Maß der Rotation stimmte etwa mit dem Einfallen der Schichten und mit der Schollenkipfung sowie mit dem Relief überein. Auch an anderen Stellen, wie an Geländekanten unbekannter Entstehung, deutete der kleintektonische Bau auf nahe Verwerfungen hin.

In der schmalen Senke am Südrand der Niederrheinischen Bucht („Antweiler Graben“) gab es zahlreichere Aufschlüsse. Dort sind die tertiären Schichten nur geringmächtig. Es handelt sich um eine Kippscholle; sie fällt nach N gegen den großen, nach S einfallenden Kirspenicher Sprung am Nordrand ein. An den Rändern der Senke ist das Relief mehr oder weniger durch Hangschutt überprägt, so daß der tektonische Bau daran nur örtlich zu erkennen ist.

Die kleinen Abschiebungen in der Senke streichen nur teilweise wie die nahen Ränder. Vielmehr haben sich auch die Richtungen der Längs- und Quer-

störungen des liegenden Gebirgssockels, die im randlichen Devon und Buntsandstein kartiert und gemessen wurden, in das junge Deckgebirge durchgepaust. Folglich wurden die altangelegten Störungen bei der Entstehung der Bruchtektonik streckenweise wieder belebt, wenn auch in einem anderen Beanspruchungsplan.

Die morphologisch kaum noch erkennbare Kippung der Tertiärscholle nach N zeichnet sich stellenweise im kleintektonischen Bau ab: Die aus der Zeit der beginnenden Bewegungen stammenden synthetischen Begleitabschiebungen nahe des großen, nach S einfallenden Kirspenicher Sprungs sind durch die spätere Schollenkipfung gegen diesen in flachere Lage rotiert worden. Das Maß der Rotation stimmte etwa mit dem dort 1956 und wieder 1992 zu beobachtenden Einfallen der Schichten überein. Auf die fortdauernden Bewegungen wies auch das stärkere Einfallen der tiefsten aufgeschlossenen Schichten gegenüber dem der oberen hin.

Am Ostrand der Niederrheinischen Bucht, wo die tertiären Schichten nur geringmächtig sind, spiegeln sich im kleintektonischen Bau ebenfalls die Störungen wider, deren Richtungen im randlichen variskischen Gebirge bekannt sind. In den mächtigen tertiären Schichten im Zentrum der Niederrheinischen Bucht ist das dagegen nur örtlich der Fall.

2. Im Pleistozän Schleswig-Holsteins

Hier wurde das Jungmoränengebiet zwischen Schlei und Hohwachter Bucht, von den Steilufern an der Ostsee bis zu den äußersten Endmoränen im W, glazialgeologisch untersucht. Es galt, nach den bis in jüngste Zeit immer wieder unterschiedlichen Deutungen des Reliefs und des Ablaufs der Vereisung durch mehrere Gletschervorstöße, ersteinmal zu beginnen, flächenhaft möglichst viele exakte geologische Daten zu gewinnen. Das erfolgte in dem hier seit 1961 zunehmend dichter gewordenen Aufschlußnetz. Die in den 30 Jahren zusammengetragenen geologischen Ergebnisse des Gefüges der Sedimente und des tektonischen Baus wurden mit allen Messungen von den Steilufern und den Kiesgruben im Binnenland mit dreidimensionalen Gefügediagrammen und mit Profilen dargestellt und beschrieben (PRANGE 1975, 1978, 1990a, 1991, 1992), so daß Vergleiche mit Ergebnissen späterer Aufschlüsse möglich sind.

In diesem Gebiet, nahe dem äußersten Rand der letzten Vereisung, werden Schmelzwasserablagerungen an vielen Stellen von einer geringmächtigen Geschiebemergeldecke vom letzten Gletschervorstoß überlagert. Sie ist nicht nur in Ost-Wagrien verbreitet sondern ließ sich auch in die schleswig-holsteinischen Randgebiete der Ostsee verfolgen (PRANGE 1975). Die Schichten sind weithin nur schwach bruchlos verbogen. In tektonisch stärker beanspruchten Sedimenten dagegen findet man vielfach auch einen kleintektonischen Bau. Aus den verschiedenen Gefügeelementen galt es zu analysieren, ob und aus welcher Richtung er durch den Eisdruck entstand und/oder durch das Einsinken der Schichten über getautem Toteis. Besonders in solchen gla-

zigen Ablagerungen mit stark wechselndem Schichtaufbau ist die Lösung stratigraphischer und praktischer Fragen ohne glazialtektonische Untersuchungen mit dreidimensionaler Aufnahme und Auswertung der Gefügeelemente in den einzelnen Schichten und Bereichen nicht möglich.

Auf den Gletscherdruck vor und unter dem Eis konnten horizontal und vertikal nebeneinander z. T. sehr unterschiedliche tektonische Baupläne mit Einengungs- und Zerrungsformen zurückgeführt werden, mit Falten, Verbiegungen, Zerschörungen, Abschiebungen und Aufschiebungen:

Kleine Abschiebungen in gestauchten Schmelzwasserablagerungen sind nach der strukturgeologischen Analyse vielfach zu Beginn des Gletscherdrucks entstanden. Sie fielen mit etwa gleichen Winkeln zur damals noch etwa horizontal liegenden Schichtung ein, sowohl zum Eis als auch zum Vorland hin. Bei der folgenden stärkeren Stauchung sind sie mit der Faltung oder Schuppung rotiert worden, teilweise bis in horizontale oder gar überkippte Lage. In den schon gestauchten Schichten kamen später stellenweise weitere gleich streichende Abschiebungen hinzu. Auch sie bildeten etwa gleiche Winkel mit der Horizontalen und fielen gegen das Eis oder das Vorland hin ein. Man findet also Abschiebungen, die zu Beginn oder nach der Stauchung entstanden. Letztere konnten örtlich auch auf den späteren Toteisschwund zurückgeführt werden, zumal wenn sie ganz andere und sich auf das Relief zu beziehende Streichrichtungen aufwiesen.

Auch in den wenigen langgestreckten markanten Höhenzügen, die als Stauchmoränen gedeutet werden, wurden parallelstreichende kleine Abschiebungen festgestellt. Sie waren zu Beginn der Stauchung entstanden und dann mit großen Schollen gegen das Eis rotiert worden. Das Maß der Rotation stimmte mit dem Einfallen der Schichtflächen überein. Das ergab sich z. B. in der Stauchmoräne des Pilsberges im Hinterland der Hohwachter Bucht.

Dagegen streichen die kleinen Abschiebungen in den Schmelzwassersanden der Stauchmoränenbögen der Duvenstedter und Habyer Berge, die nach dem Relief und dem jetzt ermittelten glazialtektonischen Bau vor schmalen Gletscherzungen entstanden, überwiegend in Eisfließrichtung. Ebenfalls in dieser Richtung sind die Stauchwälle durch Senken unterbrochen und stehen auf Lücke (GRIPP 1979). Ursache wird sein, daß die bogenförmigen Stauchwälle bei der Stauchung auf das Vorland zu randlich zurückblieben. Dadurch müssen Störungen in Eisschubrichtung entstanden sein, deren Begleittektonik sich seitlich im kleintektonischen Bau abzeichnet.

An zerscherten kleinen Sandschollen im Geschiebemergel konnte aus dem tektonischen Bau der Schicht- und Trennflächen die Eisdruck- bzw. -fließrichtung bestimmt werden. Das war besonders dort von Bedeutung, wo kein größerer tektonischer Bau entstanden war und auch die Geschiebeeinregelung keine eindeutigen Ergebnisse geliefert hatte, wie z. B. örtlich an Steilufern der Hohwachter Bucht (PRANGE 1975, 1991).

Auf Toteisschwund ließ sich manche Art von Bruchtektonik zurückführen. Sie weist vielfach eine stärkere Beziehung zum Relief auf, zumal sie erst nach dem Abschmelzen der Gletscher entstand:

In sehr schwach kuppig liegenden Schmelzwasserablagerungen, sowohl an der Oberfläche als auch unter einer Geschiebemergeldecke, gab es im allgemeinen keine Abschiebungen. War ein derartiges Relief etwas stärker ausgeprägt, konnten vorwiegend einzelne Abschiebungen festgestellt werden. Sie lagen an den Rändern der Kuppen, dort, wo die Schichten etwas stärker einfielen. Es waren synthetische Abschiebungen, die in Richtung der Hänge streichen und wie die Schichtflächen einfielen.

Vielfach findet man über Schmelzwasserablagerungen ein unregelmäßig kuppiges Relief. Es ist durch das unterschiedlich mächtige Toteis zu erklären: Die Abschiebungen streichen dort ganz verschieden wie die Richtungen der Hänge. Das konnte man aber nur in größeren bzw. jahrelang verfolgten Aufschlüssen erkennen; damit ergab sich erst der Unterschied zu den im kleinen teilweise ähnlichen, durch schwache Gletscherstauchung entstandenen Lagerungsverhältnissen.

Auch der Ablauf des Toteisschwunds ließ sich örtlich aus dem kleintektonischen Bau ablesen: An steileren Hängen mit hangparallelen und wie diese einfallenden synthetischen Abschiebungen fielen antithetische gegen sie ein. Sie entstanden erst im Laufe des stärkeren Einsinkens der Schichten infolge des fortschreitenden Toteisschwunds und waren dadurch in zunehmend flachere Lage rotiert worden. Später wurden sie stellenweise noch durch sekundär antithetische Abschiebungen versetzt, weil die primären für weitere Verschiebungen schon in zu flache Lage rotiert worden waren.

Ein ganz andersartiger tektonischer Bau konnte auf Intrusionen zurückgeführt werden (PRANGE 1990b): Wasserreiche Geschiebemergel waren örtlich infolge hohen hydrostatischen Drucks durch Spalten gefrorener Deckschichten in hangende Schmelzwassersedimente aufgedrungen. So entstanden Geschiebemergel-Diapire mit einem tektonischen Bau ähnlich dem von Salzdiapiren und manchen Plutonen. Das kleintektonische Gefüge einer Feinsandunter einer Geschiebemergel-Intrusion ließ erkennen, daß infolge des Wasserüberdrucks radial zur Oberfläche hin Spalten aufgerissen waren, die sich heute als Feinsandgänge im Geschiebemergel abzeichnen.

Ein bisher nur an einer Stelle festgestellter tektonischer Bau muß durch geringe Salzbewegungen im tieferen Untergrund entstanden sein (PRANGE 1985): In den Schmelzwasserablagerungen des Schnaaper Binnensanders bei Eckernförde ließ sich über dem Rand des Salzstocks Osterby eine schmale, zum Salzstock hin einfallende Aufschiebungszone über eine längere Strecke verfolgen. Der kleintektonische Bau unterschied sich deutlich von allem, was man durch Toteisschwund entstanden kennt. Hier bestand außerdem kein Zusammenhang mit dem durch Toteisschwund hervorgerufenen unregelmäßig flachkuppigen Relief und den wenigen darauf zu beziehenden kleinen Abschiebungen am Rande einiger kleiner Anhöhen. Auch kann diese sehr flach

einfallende Aufschiebungszone nicht auf eine Gletscherstauchung zurückgehen. Dazu paßt weder die Streichrichtung der Aufschiebung, vor allem aber gibt es hier auf den Schmelzwasserablagerungen keinerlei Spuren von Gletscherablagerungen. Vielmehr ist der Sander nicht vom Eis überfahren worden sondern vor dem Eisrand aufgewachsen. Darauf weist auch die in großen Teilen noch ursprüngliche, schwach nach W geneigte Oberfläche des Sanders hin, ohne morphologische Spuren einer Eisüberdeckung.

V. Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

In vielen Steinbrüchen läßt sich das tektonische Inventar nur unvollständig ermitteln, große Störungen sind selten aufgeschlossen und die Aussagekraft experimenteller tektonischer Untersuchungen ist begrenzt. Aus diesen Gründen hatte schon CLOOS (1931, 1932) aufgrund seiner tektonischen Studien geraten, die Begleittektonik an den selten gut aufgeschlossenen Brüchen und Gräben möglichst genau zu untersuchen, um schlecht sichtbare zu verstehen.

Eine gute Voraussetzung zur Untersuchung des tektonischen Baus einer einfachen Abschiebung hatte z. B. ein Querprofil geboten (WURSTER 1953). Dort ist zwar der räumliche Bau genau zu klären, nicht aber die Altersfolge der einzelnen Verschiebungsflächen, zumal in festem Gestein entstandene Abschiebungen ältere streckenweise wiederbenutzen können, so daß diese als die jüngeren erscheinen.

In unverfestigten Sanden dagegen lassen sich die Gefügeelemente des kleintektonischen Baus viel vollständiger erfassen und unter günstigen Bedingungen wie bei experimentellen Untersuchungen studieren. Für allgemein-tektonische Aussagen über den räumlichen Bau und die Entstehung von Abschiebungen bot die Bruchtektonik in den großflächig aufgeschlossenen Braunkohlensanden der Braunkohlentagebaue in der Ville bei Köln ideale Voraussetzungen.

Dort war der tektonische Bau der größeren Abschiebungen in der etwa 100 m tief aufgeschlossenen tertiären Schichtfolge sehr verschieden. Das traf auch für eine und dieselbe Stelle einer Abschiebung zu, wie sich zeigte, wenn sie im Laufe des Abbaus in zunehmender Tiefe durchschnitten wurde. Ursachen waren auch hier vor allem die Sedimenteigenschaften der einzelnen Schichten (vgl. auch CLOOS 1939), die lokalen Schichtfolgen verschiedener Sedimente sowie der Belastungsdruck in den einzelnen Stockwerken. Diese Faktoren bestimmten auch das Einfallen der Abschiebungen. Es gab solche mit fast keiner Schichtschleppung bis hin zu den flexurähnlichen Abschiebungen mit mehreren Hauptverschiebungsbahnen.

Auch der kleintektonische Bau der vielen vollständig aufgeschlossenen Abschiebungen war in den einzelnen Schichten unterschiedlich. Neben einer oder wenigen Hauptverschiebungsflächen ließ sich generell, wie vielfach auch in anderen Gebieten bzw. Gesteinen (vgl. CLOOS 1928, 1936), eine verschieden intensive Begleittektonik nachweisen. Die Einfallswinkel bei der Entste-

hung der Abschiebungen, nach CLOOS (1936) je nach Gestein zwischen 45° und 90°, überwiegend aber zwischen 60° und 75°, ergaben in diesen tertiären Lockersedimenten etwa gleiche Werte. Diese Begleittektonik erwies sich auch hier als genaueres Abbild der Gesamtdeformation als nur Einzelmessungen an den Hauptverschiebungsflächen.

Die generelle Altersfolge der einzelnen nacheinander entstandenen synthetischen und antithetischen Begleitabschiebungen ließ sich nur anhand von Diagonalprofilen durch viele Abschiebungen klären. Als erstes bildeten sich, wenn die Elastizitätsgrenze überschritten wurde, kleine synthetische Abschiebungen. Die antithetischen Gegenbewegungen erwiesen sich generell als jünger, denn sie versetzten die synthetischen Abschiebungen. Die weitergehenden Verschiebungen konzentrierten sich von den zunächst zahlreicheren synthetischen Abschiebungen auf eine oder wenige; die anderen wurden stillgelegt. Mit den zunehmenden Verschiebungen auf der oder den Hauptverschiebungsbahnen war daneben überwiegend eine mehr oder weniger starke Schichtschleppung verbunden, je nach den Sedimenteigenschaften, den Schichtfolgen und dem Belastungsdruck. Dadurch wurden die primär entstandenen synthetischen und antithetischen Begleitflächen entsprechend rotiert.

Gingen die Verschiebungen an der oder den Hauptverschiebungsflächen weiter oder begannen von neuem, rissen in den schon rotierten Schichten vielfach sekundäre Begleitflächen auf. Ihre Fallwinkel bildeten wieder etwa gleiche Winkel mit der Horizontalen. Als erstes entstanden auch nun synthetische Begleitflächen. Es waren überwiegend nur noch wenige, denn die Verschiebungen erfolgten vorwiegend auf den schon vorhandenen, infolge der Rotation steiler gewordenen großen Verschiebungsbahnen. Erst dann bildeten sich die überwiegend zahlreicheren sekundär antithetischen Begleitabschiebungen. Sie versetzten alle rotierten primären und auch die sekundär synthetischen Begleitabschiebungen, nicht jedoch die synthetischen Hauptverschiebungsbahnen, auf denen demnach noch weitere Verschiebungen erfolgten.

Auch im großen bestätigten sich diese Zusammenhänge (PRANGE 1958): Schon für die Zeit der Kohlenbildung hatten sich die tektonischen Schollen stellenweise an Mächtigkeitsunterschieden abgezeichnet (HAGER 1954). Seitdem ließen sich bis in jüngste Zeit immer wieder synsedimentäre, vor allem aber intersedimentäre Bewegungen an den Abschiebungen nachweisen. Das wird auch an dem tief aufgeschlossenen Staffelbruch deutlich (Abb 1); dort konnten alle Abschiebungen im Laufe des Abbaus durch das Deckgebirge verfolgt werden. Demnach konzentrierten sich die synthetischen Verschiebungen bald auf die wenigen großen, die Schollentreppe begrenzenden Verwerfungen (Türnicher, Buchholzer und Erftsprung). Die kleineren dagegen enden schon im unteren Deckgebirge an der Schichtlücke zwischen Miozän und Pliozän. Dagegen blieben die antithetischen Abschiebungen bis in jüngste Zeit lebendig; sie ließen sich, ebenso wie die großen synthetischen, bis ins quartäre Deckgebirge nahe an die Oberfläche verfolgen.

Praktische Bedeutung hat der tektonische Bau großer Verwerfungen im Braunkohlenbergbau: So war es infolge der Druckentlastung in einem großen

Tagebau zur Aufwölbung der Sohle um fast einen Meter gekommen. Das ging mit Verschiebungen am Grubenrand einher. Sie erfolgten auf den tektonisch vorgezeichneten Verschiebungsbahnen, in diesem Fall auf antithetischen Begleitflächen, da es sich dort um eine große Verwerfung zur Tiefscholle hin handelte. Das ließ sich an Absätzen an der Oberfläche und Schäden an dortigen Gebäuden sowie an Nachnivellements erkennen. Auch unterschiedlich starke Setzungen infolge der Grundwasserabsenkung führten zu Verschiebungen an großen Verwerfungen.

Auch wenn Schaufelradbagger im Hochschnitt gegen größere Verwerfungen zu einer Tiefscholle hin vorrücken, sind auf deren antithetischen Verschiebungsbahnen Rutschungen auf das Gerät zu möglich. Das kann mit Wassereinbrüchen verbunden sein, wenn entlang solcher Verwerfungen durch Tone abgedichtete Mulden ausgebildet sind, in denen sich von der Grundwasserabsenkung nicht erfaßtes Restwasser erhalten hat. Auch können synthetische und antithetische Verschiebungsbahnen größerer Verwerfungen durch die Belastung nur einer Scholle durch ein Großgerät Rutschungen verursachen, wenn das seitliche Widerlager zu tiefer liegenden Grubenbereichen bereits abgebagert ist.

Die Arbeitsmethodik und die allgemeinen Ergebnisse der kleintektonischen Studien in Lockersedimenten ermöglichten, auch bei regional-geologischen Untersuchungen in den überwiegend nur kleinen Aufschlüssen die tektonischen Baupläne und ihre Ursachen zu ermitteln, dort ebenfalls nutzbar für praktische geologische Fragen.

In der durch Bruchtektonik geprägten Niederrheinischen Bucht wurden aus dem kleintektonischen Bau Hinweise auf nahe, nicht aufgeschlossene große Verwerfungen, auf den tektonischen Bau des Untergrundes sowie auf die Entstehung des Reliefs gewonnen. Das war für die Auswertung von Bohrergebnissen und die Festlegung von seismischen Profilen für die Erdölprospektion von Bedeutung.

Im Pleistozän Schleswig-Holsteins erwiesen sich die Schichtfolgen und Lagerungsverhältnisse schon auf kleinem Raum sehr unterschiedlich. Sie konnten einerseits auf die Gletscherstauung zurückgeführt werden. Das ergänzte die nach der Geschiebebeeinregelung bestimmten Fließrichtungen des Eises. Diese tektonischen Baupläne ließen sich überwiegend von den durch Toteisschwund entstandenen unterscheiden.

Der in den vielen Aufschlüssen ermittelte glazialtektonische Bau wurde mit dem lokalen Relief in der nahen Umgebung sowie der großräumigen glazialmorphologischen Deutung und den danach bestimmten Eisrandlagen nach GRIPP (1952, 1954) und anderen verglichen. Die darüber örtlich sehr unterschiedlichen Ansichten (vgl. besonders PRANGE 1990a, 1992) und schon die ersten Ergebnisse dieser Untersuchungen hatten nämlich die Aussagekraft des Reliefs über seine Entstehung und damit über den wahrscheinlichen Bau des Untergrundes infrage gestellt.

In den wenigen, übereinstimmend als Stauchmoränen gedeuteten größeren Höhenzügen stimmten die ermittelten Achsen der gestauchten Schichten mit dem Relief bzw. den danach angenommenen Eisrandlagen sehr gut überein. Hier war das ursprüngliche Relief nach der Stauchung nicht so stark verwischt worden wie in den weiten mehr flachkuppigen Gebieten, wo es folglich auch die unterschiedlichen glazialmorphologischen Deutungen gibt. Dort zeigen die ermittelten Stauchrichtungen nur örtlich einen Zusammenhang mit dem Relief. Der tektonische Bau geht vielmehr in stärkerem Maße auch auf den Toteisschwund zurück. Da er erst nach dem Abschmelzen der Gletscher erfolgte, besteht z.T. ein engerer Zusammenhang mit den Oberflächenformen. Das ermöglichte, je nach den tektonischen Ergebnissen in den Aufschlüssen, stellenweise auch Auskünfte über die Lagerungsverhältnisse in der nahen Umgebung und damit zum Abbau dortiger Sand- und Kiesvorkommen zu geben.

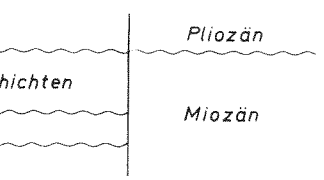
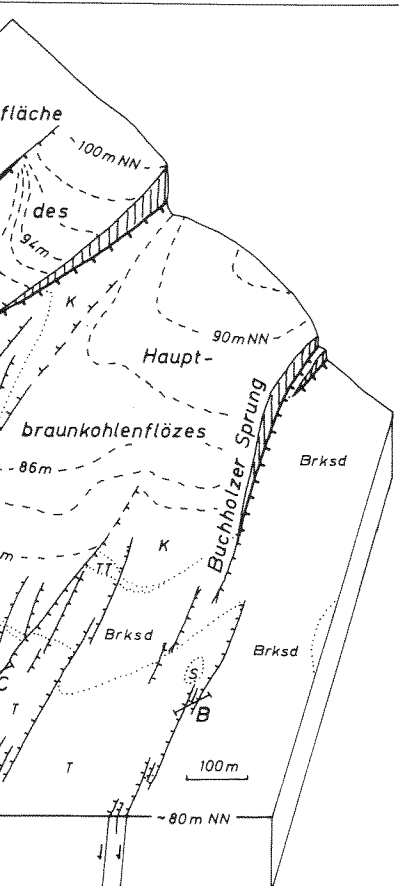
In den weitverbreiteten flachkuppigen Gebieten ist das Relief folglich nur teilweise durch die Gletscherstauung entstanden sondern vielfach ebenfalls durch den Toteisschwund; die dortigen Hügel sind die dabei stehengebliebenen Bereiche zwischen stärker eingesunkenen. Auch die erst wenigen Gebiete mit mehreren Aufschlüssen bestätigen, daß gleichartige Hügel nebeneinander durch Gletscherstauung oder seitlichen Toteisschwund entstanden sein können, örtlich auch durch Geschiebemergel-Intrusionen oder nur durch ein vom Eis überfahrenes älteres Relief (PRANGE 1992). Dieser unterschiedliche innere Bau läßt sich aber am Relief nicht ablesen, so daß sich daran ohne strukturgeologische Untersuchungen keine Eisrandlagen und damit auch keine Folgen von Gletschervorstößen ableiten lassen, zumal sich auch deren Geschiebemergel wegen der Umlagerungen nur teilweise sicher unterscheiden lassen.

Auch im kleinen brachten die kleintektonischen Untersuchungen verwertbare Ergebnisse: Die ermittelten örtlichen Lagerungsverhältnisse ermöglichten die einzelnen eingemessenen Sedimentstrukturen, wie z. B. die Schrägschichtung, auf ihre ursprüngliche Lage zurückzutransformieren und damit auch auszuwerten. Ferner konnten aus dem räumlichen Bau von Schicht- und Trennflächen in kleinen zerscherten Sandschollen im Geschiebemergel Gletscherfließrichtungen abgeleitet werden. Bisher in Schleswig-Holstein unbekannte Geschiebemergel- und Feinsand-Intrusionen, in anderer Art aus Dänemark bekannt (BERTHELSEN 1974), ließen den diapirartigen Bau, die Lagerungsverhältnisse der Schichten und die genetische Entwicklung erkennen. Solche Intrusionen kommen offensichtlich verbreiteter vor. Mit den dadurch ganz lokal veränderten Schichtfolgen, die sich in Bohrungen kaum von der dort normalen unterscheiden lassen, muß bei stratigraphischen und Baugrunduntersuchungen sowie bei Planungen zum Abbau von Sand- und Kiesvorkommen gerechnet werden. Erstmals konnte eine Aufschiebungszone, für die glazialtektonische Ursachen auszuschließen sind, auf junge Bewegungen an dem darunter liegenden Rand einer Salzstruktur zurückgeführt werden. Das bestätigte manche Befunde aufgrund des Reliefs und von Bohrergebnissen, daß es örtlich noch im Holozän junge Salzbewegungen gegeben hat.

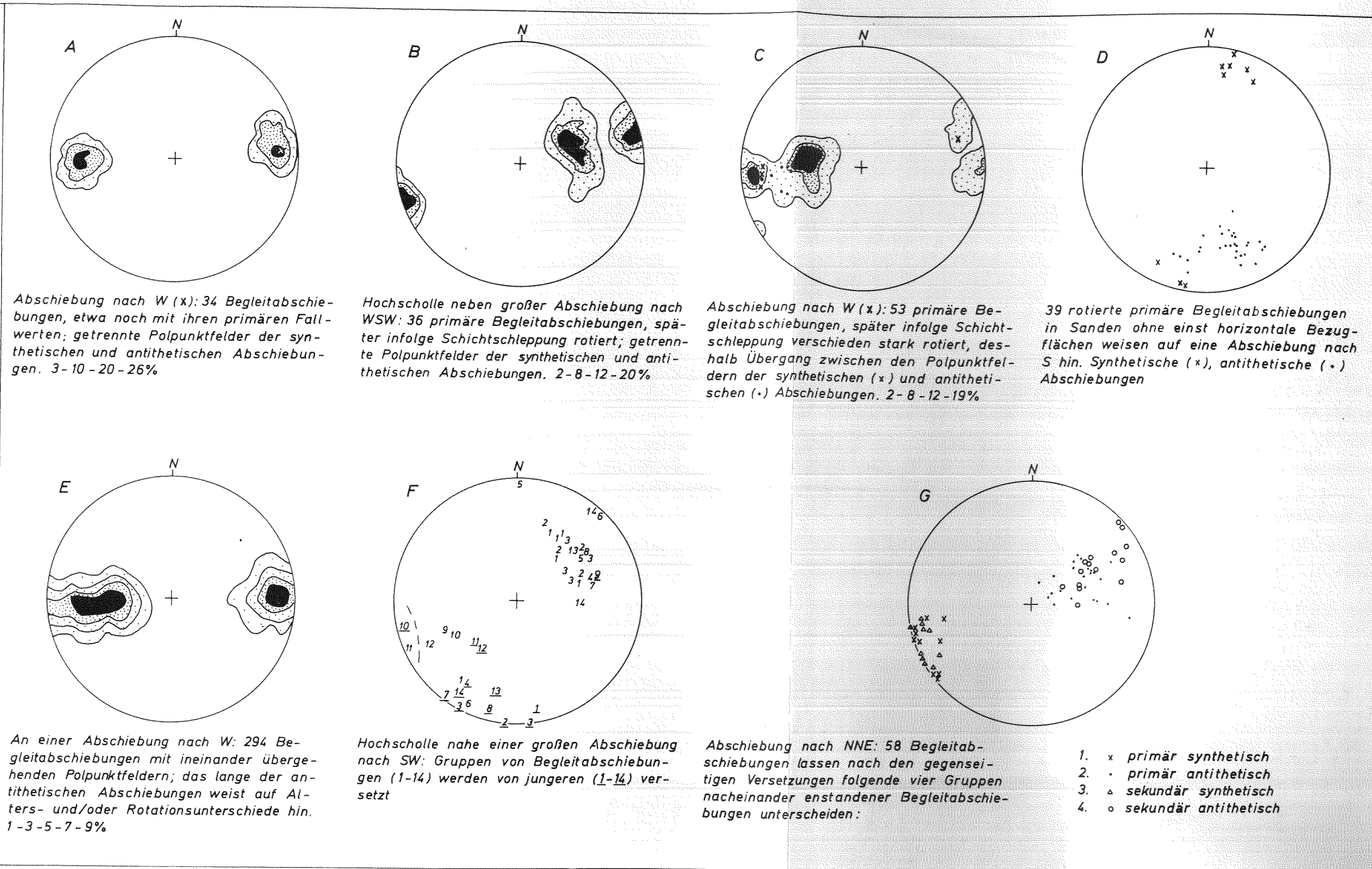
Literatur

- ADLER, R. E. (1970): Praktische Tektonik I. Definition, Aufgaben, Arbeitsmethodik und Gliederung. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1970, H. 4: 601-621, Stuttgart.
- ADLER, R.; FENCHEL, W.; PILGER, A. (1969): Statistische Methoden in der Tektonik II. Das Schmidtsche Netz und seine Anwendung in Bereich des makroskopischen Gefüges. – 3. Aufl., Clausth. Tekt. H. 12: 111 S., Clausthal-Zellerfeld.
- AHORNER, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. – Eiszeitalter u. Gegenwart **13**: 24-105, Öhringen.
- BERTHELSEN, A. (1974): Nogle forekomster af intrusivt moræneler i NØ-Sjælland. – Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1973: 118-131.
- CLOOS, H. (1928): Über antithetische Bewegungen. – Geol. Rundsch. **19**: 246-251, Berlin.
- CLOOS, H. (1929a): Künstliche Gebirge. – Natur u. Museum **59**: 225-243, Frankfurt a. M.
- CLOOS, H. (1929b): Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen. – Geol. Rundsch. **20**: 66-75, Stuttgart.
- CLOOS, H. (1930): Künstliche Gebirge II. – Natur u. Museum **60**: 258-269, Frankfurt a. M.
- CLOOS, H. (1931): Zur experimentellen Tektonik. Brüche und Falten. – Die Naturwissenschaften **19**: 242-247, Berlin.
- CLOOS, H. (1932): Zur Mechanik großer Brüche und Gräben. – Cbl. f. Min., Abt. B: 273-286, Stuttgart.
- CLOOS, H. (1936): Einführung in die Geologie, ein Lehrbuch der inneren Dynamik. – 503 S., Berlin (Bornträger).
- CLOOS, H. (1939): Hebung – Spaltung – Vulkanismus. Elemente einer geometrischen Analyse irdischer Großformen. – Geol. Rundsch. **30**: 401-527, Stuttgart.
- ENGELS, B. (1959): Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum. – Geotekt. Forsch. **13**, I-II: 1-129, Stuttgart.
- GRIPP, K. (1952): Die Entstehung der Landschaft Ost-Holsteins. – Meyniana **1**: 119-129, Neumünster.
- GRIPP, K. (1954): Die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs vom Dänischen Wohld bis Alsen. – Meyniana **2**: 81-123, Kiel.
- GRIPP, K. (1979) : Glazigene Preßschuppen, frontal und lateral. In: Ch. Schlüchter, (ed.): Moraines and Varves, Origin / Genesis / Classification. – Proc. Inqua Symp. on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits, Zürich, 10.-20. September 1978: 157-166, Rotterdam (A. A. Balkema).
- HAGER, H. (1954): Zur Braunkohlenkartierung in der nördlichen niederrheinischen Bucht bei Verwendung elektrischer Bohrlochmessungen. – Diss. Heidelberg.
- HOEPPENER, R. (1978): Grenzen quantitativer Untersuchungen bei tektonischen Experimenten. – Geol. Rundsch. **67**: 858-879, Stuttgart.
- HOEPPENER, R.; KALTHOFF, E.; SCHRADER, P. (1968): Experimentelle Untersuchungen über Bruchbildungen. – Bergb. Wiss. **16**: 174-177.
- HOEPPENER, R.; KALTHOFF, E.; SCHRADER, P. (1970): Zur physikalischen Tektonik. Bruchbildung bei verschiedenen affinen Deformationen im Experiment. – Geol. Rundsch. **59**: 179-193, Stuttgart.
- KÖSTER, R. (1958): Experimenteller Beitrag zur Mechanik von Stauchungszonen. – Meyniana **6**: 60-84, Kiel.
- MÖBUS, G. (1984): Stukturtektonische Arbeitsmethoden in der Glazialtektonik. – Z. geol. Wiss. Berlin **12** :335-347, Berlin.
- MÖBUS, G. (1989): Geologische Probleme bei der Klärung der Lagerungsverhältnisse quartärer Bildungen. – Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-naturwiss. Reihe **38**, 1-2: 39-42.
- PETERSS, K. (1989a): Schlußfolgerungen aus tektonischen Analysen von Lockergesteinen im Norden der DDR. – Z. geol. Wiss. **17**: 1099-1107, Berlin.
- PETERSS, K. (1989b): Zur Ermittlung der Eisbewegungsrichtungen im Nordteil der DDR. – Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-naturwiss. Reihe **38**, 1-2: 42-53.
- PRANGE, W. (1958): Tektonik und Sedimentation in den Deckschichten des Niederrheinischen Hauptbraunkohlenflözes in der Vile (mit Bemerkungen zur Feintektonik der Niederrheinischen Bucht). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. **2**: 651-682, Krefeld.
- PRANGE, W. (1975): Gefügekundliche Untersuchungen zur Entstehung weichselzeitlicher Ablagerungen an Steilufem der Ostseeküste, Schleswig-Holstein. – Meyniana **27**: 41-54, Kiel.
- PRANGE, W. (1978): Der letzte weichselzeitliche Gletschervorstoß in Schleswig-Holstein – das Gefüge überfahrener Schmelzwassersande und die Entstehung der Morphologie. – Meyniana **30**: 61-75, Kiel.
- PRANGE, W. (1985): Holozäne Überschiebungen an dem tiefliegenden Salzstock Osterby, Schleswig-Holstein. – Meyniana **37**: 65-75, Kiel.
- PRANGE, W. (1990a): Glazialgeologische Aufschlußuntersuchungen im weichselzeitlichen Vereisungsgebiet zwischen Schleswig und Kiel. – Meyniana **42**: 65-92, Kiel.
- PRANGE, W. (1990b): Geschiebemergel- und Feinsand-Intrusionen in Schmelzwasserablagerungen Ostholsteins. – Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst. **60**: 71-81, Kiel.
- PRANGE, W. (1991): Geologie der Steilufer zwischen Kieler Förde und Hohwacher Bucht. – Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst. **61**: 1-18, Kiel.
- PRANGE, W. (1992): Glazialgeologie in den Aufschlüssen Ostholsteins und die Entstehung des Reliefs. – Meyniana **44**: 15-43, Kiel.
- WURSTER, P. (1953): Der Ablauf einer einfachen Abschiebung (Hallwangen bei Freudenstadt). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1953: 391-399, Stuttgart.

Anschrift der Verfassers:
Dr. Werner Prange
Bürgerm.-Drewsstr. 50
D-24119 Kronshagen



Staffelbruch von der Ville zur
Niederrheinische Bucht



Abschiebung nach W (x): 34 Begleitabschiebungen, etwa noch mit ihren primären Fallwerten; getrennte Polpunktfelder der synthetischen und antithetischen Abschiebungen. 3-10-20-26%

Hochscholle neben großer Abschiebung nach WSW: 36 primäre Begleitabschiebungen, später infolge Schichtschleppung rotiert; getrennte Polpunktfelder der synthetischen und antithetischen Abschiebungen. 2-8-12-20%

Abschiebung nach W (x): 53 primäre Begleitabschiebungen, später infolge Schichtschleppung verschieden stark rotiert, deshalb Übergang zwischen den Polpunktfeldern der synthetischen (x) und antithetischen (•) Abschiebungen. 2-8-12-19%

39 rotierte primäre Begleitabschiebungen in Sanden ohne einst horizontale Bezugsflächen weisen auf eine Abschiebung nach S hin. Synthetische (x), antithetische (•) Abschiebungen

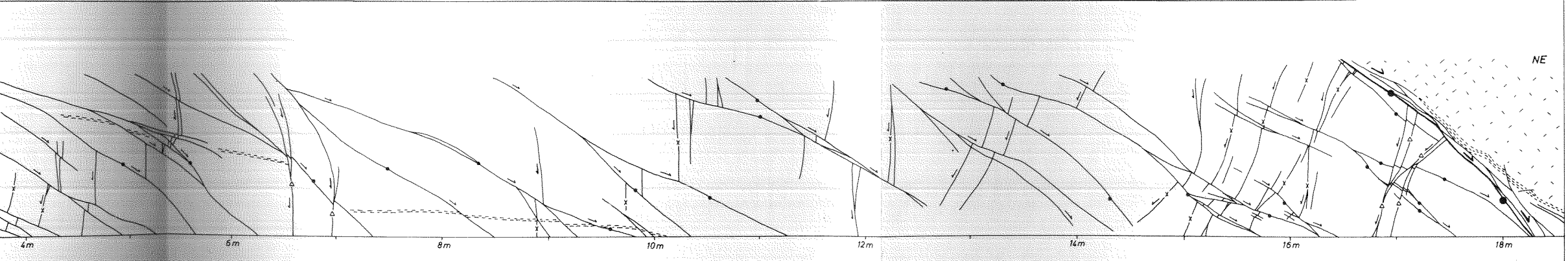
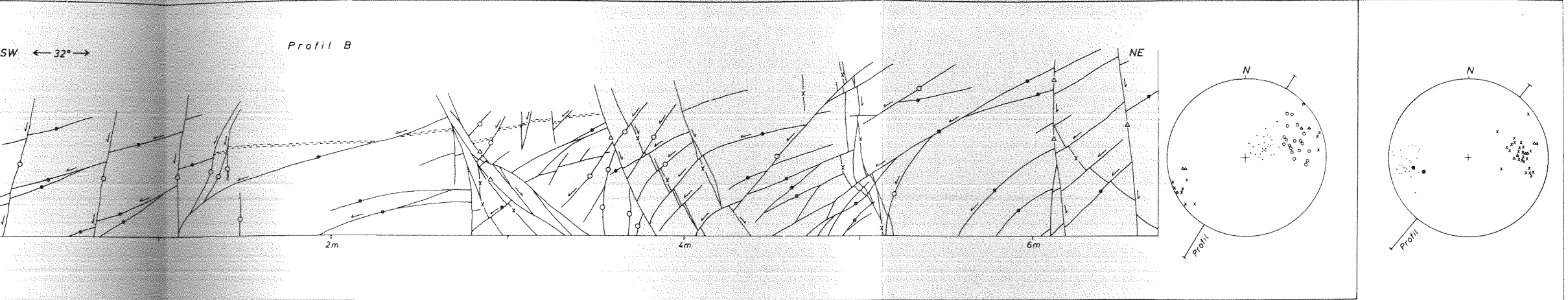
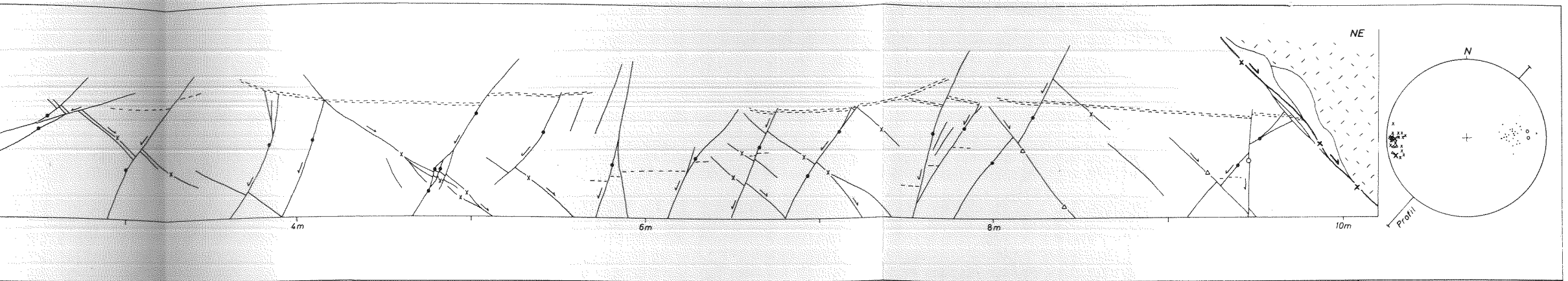
An einer Abschiebung nach W: 294 Begleitabschiebungen mit ineinander übergehenden Polpunktfeldern; das lange der antithetischen Abschiebungen weist auf Alters- und/oder Rotationsunterschiede hin. 1-3-5-7-9%

Hochscholle nahe einer großen Abschiebung nach SW: Gruppen von Begleitabschiebungen (1-14) werden von jüngeren (1-14) versetzt

Abschiebung nach NNE: 58 Begleitabschiebungen lassen nach den gegenseitigen Versetzungen folgende vier Gruppen nacheinander entstandener Begleitabschiebungen unterscheiden:

1. x primär synthetisch
2. • primär antithetisch
3. Δ sekundär synthetisch
4. o sekundär antithetisch

Abb. 2: Flächenpoldiagramme zur Entstehung des feintektonischen Baus von Abschiebungen. Braunkohlensande der Fischbach-Schichten, Miozän.



um Ablauf der Entstehung von Abschiebungen. Braunkohlensande der Fischbach-Schichten, Miozän. Ville, Zentraltagebau Frechen