

## Werk

**Titel:** Die Auftrieberscheinungen an der Westküste Nordamerikas

**Autor:** Schulz, Bruno

**Ort:** Berlin

**Jahr:** 1917

**PURL:** [https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?34557155X\\_0005|log581](https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?34557155X_0005|log581)

## Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)  
SUB Göttingen  
Platz der Göttinger Sieben 1  
37073 Göttingen

✉ [info@digizeitschriften.de](mailto:info@digizeitschriften.de)

# DIE NATURWISSENSCHAFTEN

Herausgegeben von

Dr. Arnold Berliner und Prof. Dr. August Pütter

Fünfter Jahrgang.

30. November 1917.

Heft 48.

## Die Auftrieberscheinungen an der Westküste Nordamerikas.

Von Dr. Bruno Schulz, Hamburg, z. Zt. Ostende.

Bei Betrachtung einer Karte der Oberflächentemperatur der Meere fällt als der hervorsteckendste Zug auf, daß von Äquatornähe, wo mit  $27-28^{\circ}\text{C}$  im Jahresmittel die höchsten Wärmegrade des offenen Meeres auftreten, die Temperatur des Seewassers mit wachsender Breite bis zu  $0^{\circ}$  und darunter in polaren Gebieten abnimmt. Jedoch ist der ostwestliche Verlauf der Isothermen mannigfach gestört, da das Wasser nicht immer an dem augenblicklichen Orte verbleibt, sondern, im wesentlichen veranlaßt durch die über ihm befindliche Atmosphäre, in Meeresströmungen sich fortbewegt nicht nur ostwestlich, sondern auch in höhere oder niedere Breiten. Infolge seiner großen spezifischen Wärme ändert es aber seine Temperatur nur langsam, so daß es bei Bewegung mit meridionaler Komponente mit Wärmegraden auftritt, die ihm nach der geographischen Breite, in der es sich hernach befindet, nicht zukommen. So ist es auch zunächst nicht verwunderlich, daß an der Ostseite des Stillen Ozeans südlich etwa  $40^{\circ}\text{N. Br.}$  niedrigere Temperaturen auftreten als an der Westseite und nördlich des  $40^{\circ}$  Breitenkreises das umgekehrte Verhältnis besteht. Der jahraus, jahrein wehende, nur in seinen polaren wie äquatorialen Grenzen jährlichen Schwankungen unterworfenen Nordost-Passat hat die Nordäquatorialströmung des Stillen Ozeans erzeugt und erhält sie durch stets neue Zufuhr von Bewegungsenergie. Längs der asiatischen Ostküste gelangt das durch den Nordostpassat herangeführte Wasser in höhere Breiten als die verhältnismäßig warme Kuro-Shio-Trift und wird, vor allem in  $35$  bis  $45^{\circ}\text{N. Br.}$ , nach Osten geführt durch die der Bewegung neuen Antrieb gebenden Winde an der Südseite der nordpazifischen Zyklone. An der Westküste Nordamerikas teilt sich die Osttrift in die nach Norden setzende warme Alaskaströmung und die durch die an der Ostseite der Roßbreitenantizyklone auftretenden NW-Winde bedingte kalifornische Meeresströmung, die, weil aus höheren Breiten in niedere setzend, zu den kalten Meeresströmungen gehört (vgl. die Strompfade in Fig. 1 und 2). Der Temperaturgegensatz zwischen dem östlichen Stillen Ozean und dem Meeresgebiet östlich der japanischen Inseln, wo die Kuro-Shio-Trift erwärmend wirkt, ist so verständlich, jedoch nur, wenn wir, vor allem im Sommer, bei dem Vergleiche das der amerikanischen Küste unmittelbar benachbarte Gebiet

östlich etwa  $130^{\circ}\text{W. Lg.}$ , zwischen dem nördlichen Wendekreise und etwa  $48^{\circ}\text{N. Br.}$ , außer acht lassen. Zur Erklärung der dort auftretenden niedrigen Temperaturen genügt die Heranziehung der Oberflächenströmungen nicht. *Dort tritt als weiterer, die Temperatur ganz wesentlich beeinflussender Faktor der auch an zahlreichen anderen Stellen der Erde eine Rolle spielende Auftrieb hinzu.*

Um welch außerordentlich niedrige Wärmegrade es sich handelt, geht aus der folgenden Zusammenstellung von Temperaturbeobachtungen hervor, die von *McEwen*, dem Hydrographen der Scripps Institution for biological research der kalifornischen Universität Berkeley, beigebracht worden sind<sup>1)</sup>.

Auf einer Fahrt auf dem offenen Ozean nach Norden von  $35^{\circ}$  bis über  $48^{\circ}\text{N. Br.}$  hinaus in etwa  $180^{\circ}\text{W. Lg.}$  würde die Temperatur im August um  $8-9^{\circ}$  abnehmen, bei der obigen Fahrt in Küstennähe aber trat statt einer Abnahme eine geringe Temperaturzunahme auf, von  $12-13\frac{1}{2}^{\circ}$  in  $35$  bis  $36^{\circ}\text{N. Br.}$  auf  $13\frac{1}{4}-14\frac{1}{4}^{\circ}$  in  $46-48^{\circ}\text{N. Br.}$  Diese Änderung erfolgte nicht stetig, sondern es wurden auf der Fahrt Gebiete mit Wasser viel niedrigerer Temperatur durchquert. Westlich Monterey in  $36\frac{1}{2}^{\circ}\text{N. Br.}$  wurde  $10,5^{\circ}\text{C}$  gemessen, vor San Francisco gar  $9,8^{\circ}$  (1), dann nach einer Steigerung auf über  $16^{\circ}$  wurde bei Kap Mendocino wieder nur  $11,0^{\circ}$  festgestellt. Ebenso wurde auf der Rückfahrt in den gleichen Gegenden auffallend kaltes Wasser beobachtet.

Daß es sich nur um Auftrieb handeln kann, geht besonders aus den von *H. Thorade* auf Grund deutscher Schiffsbeobachtungen gegebenen mittleren monatlichen Oberflächentemperaturen des der amerikanischen Westküste benachbarten Gebietes hervor<sup>2)</sup>. Hiernach ist selbst im Mittel im August nördlich von San Francisco bei Kap Mendocino an der Küste ein sich etwa  $150$  Seemeilen nordsüdlich erstreckender schmaler Streifen kalten Wassers unter  $11^{\circ}$  vorhanden (Fig. 1), von dem aus sowohl nach Norden, Süden wie auch nach dem offenen Ozean die Temperatur schnell zunimmt, so daß schon bei einer Entfernung von etwa  $100$  Seemeilen von der  $11^{\circ}$ -Isotherme auf über  $16^{\circ}$  erwärmtes Wasser angetroffen wird. Das sind niedrige Temperaturen, die auf dem offenen Ozean in benachbarten Gebieten gar nicht vorkommen. Erst bei den Aleuten in etwa  $50^{\circ}\text{N. Br.}$  wird ähnlich temperiertes Wasser gefunden. Die  $10^{\circ}$ -Isotherme verläuft im August von der Ostküste der Halbinsel Kamtschatka in  $56^{\circ}\text{N. Br.}$  nördlich der Beringinsel, südlich der

Temperaturbeobachtungen von G. F. McEwen auf einer Fahrt des „Alexander Agassiz“ in Küstennähe von San Diego nach der Juan de Fuca-Straße im August-September 1912.

Tag	Uhrzeit	N. Br.	W. Lg.	Oberflächen-temperatur	Bemerkung
18. Aug.	12 <sup>h</sup> M.	35° 8,2'	120° 38,7'	13,6° C.	vor San Luis Bucht
19. "	"	36° 0,5'	121° 34,7'	12,2° "	"
19. "	5 <sup>h</sup> N.	36° 31,3'	121° 58,0'	10,5° "	westl. Monterey
20. "	10 <sup>h</sup> V.	37° 4,8'	122° 17,0'	12,7° "	"
20. "	3 <sup>h</sup> N.	37° 32,4'	122° 31,3'	12,8° "	"
23. "	12 <sup>h</sup> M.	37° 50,5'	122° 37,0'	13,4° "	Barre vor dem „Goldenen Tor“, San Francisco
24. "	5 <sup>h</sup> V.	37° 53,0'	122° 39,5'	11,4° "	"
	6 <sup>h</sup> V.	37° 56,5'	122° 46,0'	10,2° "	"
	7 <sup>h</sup> V.	37° 57,9'	122° 52,0'	9,8° "	nordwestl. von San Francisco, südlich Reyers Spitze
	8 <sup>h</sup> V.	37° 58,5'	122° 56,7'	10,3° "	"
	9 <sup>h</sup> V.	37° 59,0'	123° 1,4'	12,8° "	bei Reyers Spitze
	12 <sup>h</sup> M.	38° 17,7'	123° 4,1'	12,4° "	"
	4 <sup>h</sup> N.	38° 30,5'	123° 14,8'	11,0° "	"
25. "	8 <sup>h</sup> V.	38° 42,2'	123° 23,3'	13,5° "	"
	10 <sup>h</sup> V.	38° 50,0'	123° 38,2'	15,2° "	"
	12 <sup>h</sup> M.	39° 0,7'	123° 42,4'	16,4° "	"
26. "	1 <sup>h</sup> N.	40° 6,9'	124° 9,1'	12,0° "	"
	4 <sup>h</sup> N.	40° 23,8'	124° 24,0'	11,0° "	b. Kap Mendocino
28. "	10 <sup>h</sup> V.	41° 5,5'	124° 11,0'	12,2° "	"
29. "	9 <sup>h</sup> V.	42° 0,2'	124° 17,5'	11,7° "	"
30. "	9 <sup>h</sup> V.	43° 5,3'	124° 27,0'	12,2° "	etwas nördl. von Kap Blanco
4. Sept.	4 <sup>h</sup> N.	43° 33,5'	124° 15,5'	14,5° "	"
5. "	4 <sup>h</sup> V.	45° 0,0'	124° 4,0'	14,2° "	"
6. "	9 <sup>h</sup> V.	46° 11,5'	123° 51,0'	15,8° "	in der Mündung des Columbia-Flusses bei Astoria
9. "	4 <sup>h</sup> N.	46° 33,0'	124° 7,0'	14,6° "	"
10. "	7 <sup>h</sup> V.	48° 6,5'	124° 44,5'	14,5° "	"
	1 <sup>h</sup> N.	48° 22,5'	124° 36,0'	13,7° "	bei Kap Flattery
12. "	2 <sup>h</sup> N.	45° 2,0'	124° 2,5'	15,2° "	"
13. "	7 <sup>h</sup> V.	42° 57,3'	124° 33,0'	10,4° "	bei Kap Blanco
	4 <sup>h</sup> N.	41° 51,0'	124° 16,0'	15,6° "	"
16. "	7 <sup>h</sup> N.	40° 22,0'	124° 24,0'	10,4° "	b. Kap Mendocino
17. "	5 <sup>h</sup> N.	38° 6,3'	123° 0,0'	14,8° "	etwas nordwestl. v. Reyers Spitze
20. "	3 <sup>h</sup> N.	37° 5,0'	122° 20,0'	13,6° "	"
22. "	10 <sup>h</sup> V.	36° 19,0'	121° 55,5'	11,3° "	"
23. "	6 <sup>h</sup> N.	34° 6,0'	119° 10,0'	15,8° "	Santa Barbara-Kanal

Alenten, bis zur Südspitze der Alaska-Halbinsel, und die 11°-Isotherme etwa 2 Breitengrade südlicher). Bis 130° W. Lg. und 40—50° N. Br., also bis zur Nähe des Auftriebsgebietes, steigt die Temperatur auf 17—18° C, so daß die Herkunft des kalten amerikanischen Küstenwassers aus nördlicher gelegenen Gebieten ausgeschlossen ist.

Wie schon die oben wiedergegebenen Beobachtungen andeuten, scheint an der Küste der

Auftrieb nicht gleichmäßig wirksam zu sein, sondern an einzelnen Orten, nämlich jenen, bei denen die niedrigsten Temperaturen auftreten, besonders kräftig zur Ausbildung zu kommen. Dies wird durch neue amerikanische Beobachtungen bestätigt. McEwen zeichnete auf Grund von Beobachtungen, die auf Fahrten zwischen dem Santa-Barbara-Kanal in 34° und San Diego in 32½° N. Br. im August 1913 und zwischen San Diego und Kap San Eugenio in 28° N. Br. im August bis September 1908 gewonnen wurden, Oberflächenisothermen von der Küste bis zu 50 bis 100 Seemeilen Entfernung von dieser. Hiernach steht die Temperaturverteilung der gesamten untersuchten Küstenzone unverkennbar unter dem überwiegenden Einfluß des Auftriebs. Die Isothermen verlaufen statt ostwestlich, wie es auf

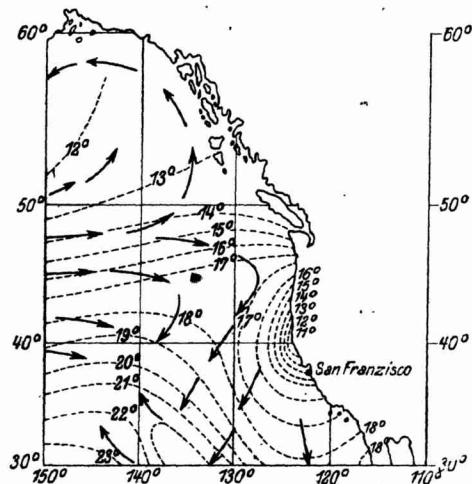


Fig. 1.

→ vorwiegende Meeresströmungen von Juli bis September.  
 ---- 12° ---- Oberflächenisothermen des August.

dem offenen Ozean wenigstens annähernd der Fall ist, etwa nordsüdlich, also ungefähr parallel der Küste. An dieser selbst war das Wasser im August—September 1908, von einigen flachen Buchten abgesehen, überall kälter als 17°, statt auf 20—22° erwärmt, wie auf dem offenen Meere. An zahlreichen Orten aber waren an die Küste angelehnt nur wenig ausgedehnte Kaltwasserinseln vorhanden; in denen die Wassertemperatur noch weiter bis auf rund 13° abnahm und von welchen aus seewärts die Temperatur rings eine Zunahme aufwies.

Wie schon erwähnt, ist der Auftrieb vorwiegend im Sommer ausgebildet. Nach den von Thorade gegebenen Darstellungen herrscht im Winter, vor allem im März, die Temperaturverteilung, wie sie bei alleiniger Wirksamkeit der Oberflächenströmungen zu erwarten ist (vgl. Fig. 2). Zwischen 40 bis 45° N. Br. teilt sich



frachtet wird, ist es nicht verwunderlich, daß dies Meeresgebiet im Jahresmittel eine bis um 5° niedrigere Temperatur hat, als sich im Mittel für die betreffenden Breiten der Nordhalbkugel ergibt. Außerdem ist der Auftrieb, da die kühle, über dem Küstenwasser befindliche Luft durch die Seewinde auch in das im Sommer stärker erwärmte Land geführt wird, für den der Küste benachbarten Streifen von hoher klimatischer Bedeutung. Eine weit ins Landinnere gehende Beeinflussung ist durch die hohen, der Küste parallelen Gebirge verhindert\*).

Wenn wirklich, woran nach der Temperaturverteilung nicht zu zweifeln ist, die niedrigen Oberflächentemperaturen durch Emporsteigen von Wasser aus tieferen Schichten zu erklären sind, dann muß auch die Verteilung der Tiefen-

ist die Anordnung der Tiefenisohalinen, nur etwas weniger einfach, weil im ganzen oben näher begrenzten Untersuchungsgebiet in etwa 30—70 m Tiefe ein Salzgehaltsminimum auftritt. Durch Auftrieb müssen also die oberhalb des Salzgehaltsminimums liegenden Wasserschichten salzärmer, die tieferen salzreicher werden. Dies zeigt auch unser Schnitt. Die salzarme Zone mit Werten unter 33,55 ‰ erstreckt sich in Küstennähe von 55 m Tiefe bis an die Oberfläche, statt von 60 bis 40 m Tiefe. Daß an die Küste angelehnt auch noch Salzgehalt unter 33,50 ‰ auftritt, wird dadurch zu erklären sein, daß in der Nachbarschaft die salzarme Zwischenschicht weniger als 33,50 ‰ aufweist, von wo aus das hier auftretende Wasser herangeführt ist. — Noch in 100 m Tiefe ist nach der Salzgehaltsverteilung auf Auftrieb

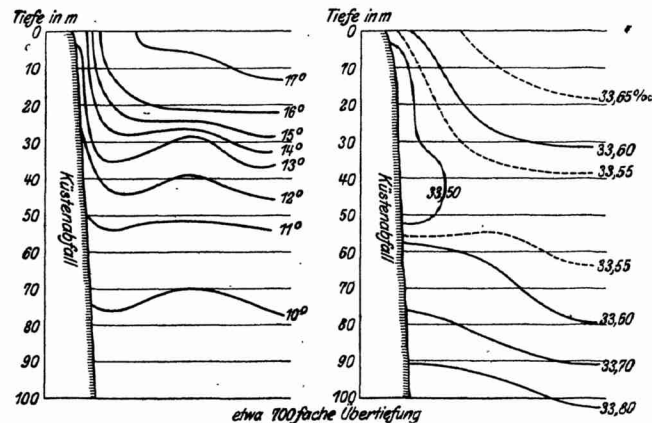


Fig. 3. Vertikale Temperatur- und Salzgehaltsverteilung im Auftriebsgebiet westlich von Kap Dume in 34° N. Breite.

temperaturen und -salzgehalte in Küstennähe abweichend von der in gleichen Tiefen des offenen Meeres sein. Leider sind wir nach dieser Richtung über das Hauptauftriebsgebiet bei Kap Mendocino gar nicht unterrichtet. *McEwen*, der Meeresforscher der genannten Scripps Institution, hat jedoch Beobachtungstatsachen aus den Tiefen des südlicheren Teiles der nordamerikanischen Auftriebszone, nämlich des Gebietes zwischen dem Santa-Barbara-Kanal und den Coronadosinseln, südwestlich von San Diego, beigebracht. Fig. 3, die einen nach Beobachtungen von *McEwen* gezeichneten Schnitt wiedergibt, stellt die Verhältnisse im Auftriebsgebiet westlich von Kap Dume dar.

Sowohl die Temperatur- wie die Salzgehaltsverteilung sind Beweise dafür, daß Auftrieb herrscht. In 70—80 m Tiefe, in welcher die 10°-Isotherme verläuft, ist von Auftrieb nicht viel zu spüren; die 11°-Isotherme in 50 m Tiefe steigt aber bereits deutlich nachweisbar an der Küste empor, in sehr starkem Maße ist dies der Fall bei den 12°- bis 18°-Temperaturlinien, die fast vertikal verlaufen. Ebenso charakteristisch

zu schließen, wenn er auch durch die Temperaturen nicht mehr angedeutet wird.

Ein sehr wesentliches Ergebnis der neuen amerikanischen Untersuchungen ist, daß nicht nur an der Festlandküste, sondern auch in Anlehnung an die Südwestküste der Coronadosinseln Auftrieb vorhanden ist. Die Beobachtungen aus dem Juni 1911 sind hier zahlreich genug, daß außer für die Oberfläche auch für einzelne Tiefenstufen Linien gleicher Temperatur und gleichen Salzgehalts gezeichnet werden konnten. Auf den Isothermenkarten tritt die Auftriebszone von etwa 20 bis zu 92 m Tiefe, der größten, für welche *McEwen* die Temperaturdarstellung gibt, als mit kleiner Basis sich an den Küstenabfall ansetzende, schmale, langgestreckte Kaltwasserzunge auf. Diese Ausbildung des Auftriebes scheint mit der Bodengestaltung zusammenzuhängen. Schon bei Erwähnung der kleinen Auftriebskerne an der Festlandküste wurde festgestellt, daß diese sich dort auszubilden scheinen, wo der stärkste Küstenabfall ist, wo also das tiefere Wasser auf dem Wege nach der Oberfläche an der Küste annähernd vertikal emporsteigen kann

und somit weniger der Vermischung mit benachbartem, wärmerem Wasser ausgesetzt ist als das bei flachem Küstenabfall sich fast horizontal mit geringer vertikaler Komponente bewegende Auftriebwasser. Dies scheint auch südwestlich der Coronadosinseln eine Rolle zu spielen. Der Abfall von der Küste zum tieferen Meere ist meist flach, aber an einigen Stellen, besonders im Südwesten, sind in den Meeresboden tiefe Talformen eingeschnitten, von denen eine dicht an die südliche der Coronadosinseln herantritt. Wie an der Küste, wirkt auch hier über dem Gebiete steilsten Abfalls der Auftrieb am stärksten abkühlend. — Die Anordnung der Tiefenisohalinen ist ganz so wie nach den angegebenen Hauptzügen der Salzgehaltsverteilung zu erwarten. In den oberen Wasserschichten ist der Kern des Auftriebsgebietes salzärmer, in den tieferen salzreicher als die Umgebung.

Die auffallend niedrigen Temperaturen an der Westküste Nordamerikas sind erst sehr spät bekannt geworden. Zuerst hat *Du Petit-Thouars*, der auf seiner Weltreise 1836—1839 in dieses Meeresgebiet kam, darüber berichtet. Da man aber über die Strömungen und die Temperaturverteilung im nördlichen Stillen Ozean und besonders an der nordamerikanischen Küste auch in den folgenden Jahrzehnten durchaus noch nicht unterrichtet war, tauchten die verschiedensten *Versuche, die niedrigen Temperaturen zu erklären*, auf. *Dall* nahm 1882 an, daß sie durch die von der Nord-Pacific-Trift bei Annäherung an das amerikanische Festland abzweigende und in niedere Breiten setzende kalifornische Meeresströmung verursacht sei, während *Richter* 1887 mit Recht einwandte, daß so niedrige Temperaturen, wie sie an der amerikanischen Küste beobachtet werden, in der Kuro-Shio-Trift nicht auftreten. Zeigt er somit bereits eine bessere Kenntnis der Wärmeverhältnisse im nördlichen Stillen Ozean, so ist doch die Vorstellung über die möglichen Strömungen noch durchaus unvollkommen, er nimmt nämlich kalte Strömungen aus dem Norden des Stillen Ozeans an, von denen eine an der nordamerikanischen Westküste entlang fließt und die Ursache der dort beobachteten niedrigen Temperaturen bildet. Wie sich aus neueren Untersuchungen ergeben hat, ist die Wasserbewegung in dem östlichen Teile des Stillen Ozeans zwischen etwa 40° N. Br. und den Aleuten während des ganzen Jahres entweder nach Osten oder aber im nördlicheren Teile nach Norden und Nordwesten in den Golf von Alaska und nach dem Beringmeere gerichtet<sup>8)</sup>. Das Bestehen von Strömungen nordpolarer Herkunft ist also ausgeschlossen.

Nachdem *Dinklage* den Auftrieb zur Erklärung der niedrigen Oberflächentemperaturen an der Küste von Peru herangezogen hatte, setzte sich allmählich auch die Annahme von Auftrieb an der nordamerikanischen Westküste durch. Doch machte dessen Erklärung

Schwierigkeiten. Ablandige Winde, wie an der Nordwestküste von Afrika und ähnliche Bedingungen wie an der südwestafrikanischen Küste, wo die Benguelaströmung vom Lande abbiegt und Ersatz aus der Tiefe aufsteigt, herrschen nicht, denn die Winde sind während der Auftriebszeit meist küstenparallel, wie weiter unten noch näher ausgeführt werden wird, und die Strömungen zeigen so geringe Schwankungen, daß, wenn diese die Ursache wären, der Auftrieb während des ganzen Jahres ausgebildet sein müßte. *Bishop* versuchte 1904 eine Erklärung zu geben. Im Gegensatz zu *Richter* nimmt er nicht Strömungen aus den Nord-, sondern aus den Südpolargebieten an, deren Entstehung er wie folgt begründet: Die ausgedehnten Gletscher des Südpolarkontinents kühlen das benachbarte Wasser stark ab, das infolge der zunehmenden Dichte absinkt und, da stets neues Wasser folgt, in der Tiefe nach Norden abfließt. Bei Annäherung an den Äquator verlangsamt sich die Geschwindigkeit, nimmt aber dann wegen der abnehmenden Breite des Ozeans wieder zu. Infolge des Einflusses der Erdrotation wird der Strom in der Breite von Sitka und der Vancouverinsel nach der Küste gedrängt. Durch den Anstau steigt das Wasser empor und verursacht dadurch die geschilderten Erscheinungen. Dieser Erklärungsversuch beruht offensichtlich auf unzulänglichen Raumvorstellungen und wird dadurch widerlegt, daß schon in den verhältnismäßig geringen Tiefen von 400 bis 600 m das der amerikanischen Küste benachbarte Gebiet die gleichen Temperaturen aufweist wie der übrige Ozean in gleicher Breite, während bei Richtigkeit der Ansicht von *Bishop* der an der Oberfläche befindliche thermische Gegensatz auch in großen Tiefen wenigstens noch angedeutet sein müßte. Nicht minder seltsam mutet eine von *Holway* 1905 vertretene Ansicht an, daß die niedrigen Küstenwassertemperaturen von einer aus dem Aleutengraben herrührenden Strömung, die sich am amerikanischen Festlande aufstaut, verursacht seien.

Die Grundlage zu einer wirklich befriedigenden Erklärung hat eine 1905 von *Ekman* gegebene Theorie der Meeresströmungen<sup>5)</sup> gegeben, welche die Bewegung des Wassers unter Einfluß des Windes, der inneren Reibung und auch der ablenkenden Wirkung der Erdrotation betrachtet. Die in Betracht kommenden Gesichtspunkte dieser Theorie wandte zuerst 1909 *H. Thorade* zur Erklärung der Auftrieberscheinung an der nordwestamerikanischen Küste an. Danach ist als der den Auftrieb verursachende Faktor der Wind anzusehen. Dieser kommt nördlich etwa 35° N. Br. im Winter, wo die Zyklone bei den Aleuten kräftig ausgebildet sind, aus südlichen Richtungen; im Süden reicht der NO-Passat fast bis an die Küste. Im März und den folgenden Monaten aber wird infolge der Ausbreitung der Roßbreitenantizyklone und Verflachung des nordpazifischen Minimums an der ganzen Küste der

NW-Wind häufiger. Im Juni überwiegt der Nordwest an der ganzen Küste von Kap San Lucas bis herauf zu  $45^\circ$  N. Br., im Juli bis Kap Flattery in  $48^\circ$  N. Br., im August bis zur Vancouverinsel. Die folgenden Zahlen mögen die Windverteilung in Portland-Oregon in  $46^\circ$  N. Br. für einige ausgewählte Monate zeigen.

Prozentische Häufigkeit der Winde in Portland-Oregon.

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW	C
Juli . . . . .	10	2	3	8	8	8	6	54	3
September . .	3	3	3	11	13	10	7	46	3
Dezember . . .	6	5	13	24	19	10	6	16	1
Februar . . . .	5	7	9	18	23	13	8	18	1

In jenen Monaten, in denen der Auftrieb am stärksten ausgebildet ist, hat der Wind demnach, da die Küste nördlich Kap Mendocino nord-südlich, südlich dieses Kaps aber nordwest-südöstlich verläuft, im Norden eine senkrecht auf die Küste und eine zu ihr parallele Komponente, südlich  $40^\circ$  aber weht der Wind vorwiegend küstenparallel. Trotzdem ist die Bewegung der obersten Wasserschicht von der Küste fortgerichtet. Ein wesentliches Ergebnis der Ekmanschen Untersuchungen ist nämlich, daß der reine Triftstrom an der Oberfläche (auf Nordbreite) um  $45^\circ$  nach rechts vom Winde abgelenkt ist und diese Ablenkung proportional der Tiefe zunimmt, die Geschwindigkeit aber mit wachsender Tiefe in geometrischer Reihe abnimmt. In einer gewissen Tiefe, der sogenannten Reibungstiefe ( $D$ ), die bei den hier in Betracht kommenden Verhältnissen etwa 75 m beträgt, wird also die Stromrichtung der Oberflächenströmung entgegengesetzt sein; die Geschwindigkeit hat aber dann bereits so stark abgenommen, daß sie praktisch gleich Null zu setzen ist. Die theoretisch allein durch den NW-Wind an der amerikanischen Küste erzeugten Strömungen sind in Fig. 4 für die Oberfläche und die Tiefen  $\frac{1}{2} D$ ,  $\frac{1}{4} D$ , durch die gestrichelten Pfeile angegeben. Hieraus ist schon ersichtlich, daß, wenn auch nördlich  $40^\circ$  N. Br. die Oberflächenströmung parallel zur Küste gerichtet ist, die obere Wasserschicht insgesamt bis zur Reibungstiefe  $D$  sich von der Küste fortbewegt, und Ekman hat den Satz abgeleitet, daß die mittlere Richtung des Gesamtriftstromes  $90^\circ$  rechts vom Winde liegt. Die Bedingungen zum Auftrieb sind somit im Sommer, wo der NW-Wind so überwiegend auftritt, wie keine andere Windrichtung zu irgendeiner anderen Zeit, gegeben. Etwas verändert werden diese Verhältnisse dadurch, daß sich die Wirkung des Windes nicht auf die oberflächliche Wasserschicht bis zur Tiefe  $D$  beschränkt. Durch deren von der Küste fortgerichtete Bewegung wird ein zur Küste senkrechter Druckgradient erzeugt, der Veranlassung zur Bildung eines Bodenstromes gibt, der, ebenfalls nach

Untersuchungen von Ekman, am Boden um  $45^\circ$  nach rechts vom Druckgradienten abgelenkt ist. Diese Ablenkung nimmt bis auf  $90^\circ$  in der Höhe  $D$  über dem Meeresboden zu, gleichzeitig wächst die Geschwindigkeit. Von dieser Höhe  $D$  bis zur Tiefe  $D$  unter der Meeresoberfläche herrscht ein gleichförmiger, um  $90^\circ$  nach rechts vom Druckgradienten abgelenkter Tiefenstrom (s. Fig. 4). Oberhalb der Tiefe  $D$  kommt zu dem Tiefenstrom der Triftstrom hinzu. Aus der Fig. 4 geht hervor, daß im Norden nur die Geschwindigkeiten der Triftströme wachsen, im Süden aber auch die Richtung geändert wird. Hinzugefügt werden muß allerdings, daß das Verhältnis der Geschwindigkeiten von Tiefen- und

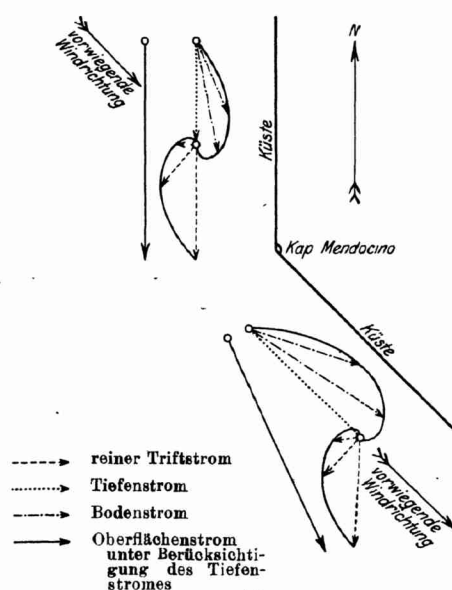


Fig. 4.

Triftstrom zueinander nicht bekannt ist, die sich aus der Figur ergebende Beeinflussung des Oberflächenstromes durch den Tiefenstrom also nur als qualitatives Ergebnis aufzufassen ist.

McEwen hat die Anwendung der Ekmanschen Theorie zur Erklärung der Auftrieberscheinungen noch zu verschärfen gesucht, indem er den Temperaturunterschied zwischen Küstenwasser und offenem Ozean unter Benutzung dieser Theorie berechnet und eine vortreffliche Übereinstimmung mit den beobachteten Werten fand<sup>6)</sup>. In irgendeinem Monate, z. B. dem August (vgl. Fig. 1), sei die Temperatur des Auftriebkernes  $t_1$ , die bis zur Entfernung  $x_1$  von der Küste vorherrsche, hiervon um  $x_2$  entfernt, biegen die Isothermen annähernd in die normale ostwestliche Richtung um. Dann ist der Wärmehalt einer oberflächlichen Schicht senkrecht zur Küste von 1 m Tiefe, 1 m Breite und der Länge  $x_1 + x_2$ , wenn wir gleichmäßige Temperaturzunahme annehmen:

$$x_1 t_1 + x_2 \cdot \frac{t_1 + t_2}{2}$$

Denken wir uns nun den Auftrieb fort, so würden die Isothermen irgendeines Monats statt in der Entfernung  $x_1 + x_2$  von der Küste nach Süden auszuweichen in ostwestlicher Richtung bis an die Küste fortreichen, wenn wir jede Temperaturbeeinflussung durch die Landnähe und Oberflächenströmungen ausschalten, die ja auch der Wirkung des Auftriebes gegenüber keine Rolle spielen. Der Wärmehalt der oben betrachteten Wasserschicht wäre dann  $(x_1 + x_2) \cdot t_2$ ; ersetzen wir nun auf der Strecke  $x$  das Wasser mit der Temperatur  $t_2$  durch solches aus der Tiefe mit der niedrigeren Temperatur  $t$  und wählen  $x$  so, daß der Wärmehalt unserer Schicht genau so groß wird wie beim Vorherrschen des Auftriebes, dann besteht die Beziehung:

$$x_1 t_1 + x_2 \cdot \frac{t_1 + t_2}{2} = (x_1 + x_2 - x) t_2 + x t.$$

Für die Differenz zwischen der Küstentemperatur  $t_1$  und der für die betreffende Breite normalen Temperatur  $t_2$  ergibt sich:

$$t_2 - t_1 = \frac{x}{x_1 + \frac{x_2}{2}} \cdot (t_2 - t).$$

Für  $x$  findet *McEwen* auf Grund der von *Ekman* abgeleiteten Ausdrücke:

$$x = \frac{10480}{\sqrt{\sin \varphi}} \cdot V_w,$$

worin  $\varphi$  die geographische Breite,  $V_w$  die Windkomponente parallel zur Küste bedeutet. Es ist also:

$$t_2 - t_1 = \frac{10480 \cdot V_w}{\sqrt{\sin \varphi} \cdot \left(x_1 + \frac{x_2}{2}\right)} \cdot (t_2 - t).$$

Hierin sind  $V_w$  und  $\varphi$  bekannt,  $x_1$ ,  $x_2$ ,  $t_2$  den Temperaturkarten von *Thorade* zu entnehmen. Um für  $t$ , die Temperatur des aufsteigenden Wassers, einen Wert zu finden, nimmt *McEwen* an, daß das emporquellende Wasser aus 300 bis 500 m Tiefe stammt, und setzt während des ganzen Jahres nördlich  $36^\circ$  N. Br.  $t = 8^\circ$ , südlich davon  $t = 9^\circ$ . Dies ist natürlich eine sehr unsichere Voraussetzung, die aber bei der Genauigkeit der berechneten Werte  $t_2 - t_1$  nicht in Erscheinung tritt, da *McEwen* die Werte  $x_1$  und  $x_2$  nicht den *Thoradeschen* Temperaturkarten entnommen hat, sondern der Wert  $\left(x_1 + \frac{x_2}{2}\right)$  für das ganze Jahr konstant, und zwar „so gewählt wurde, daß sich die beste Übereinstimmung zwischen berechneten und beobachteten Werten ergab“. Ein Fehler in der Annahme der Größe von  $t$  muß sich also durch entsprechende Änderung von  $\left(x_1 + \frac{x_2}{2}\right)$  wieder ausgleichen. Tatsächlich wird es aber nicht zulässig sein, für alle Monate  $\left(x_1 + \frac{x_2}{2}\right)$  konstant sein zu lassen, denn

da der Wert für  $x_1$  dem für  $x_2$  gegenüber keine nennenswerte Rolle spielt, bedeutet diese Voraussetzung, daß die abkühlende Wirkung des Auftriebes das ganze Jahr hindurch gleich weit reicht. Dies ist aber, wie die Temperaturkarten von *Thorade* zeigen, durchaus nicht der Fall (vgl. auch Fig. 1 und 2). Die von *McEwen* festgestellte und zunächst bestechende vorzügliche Übereinstimmung zwischen den den Temperaturkarten zu entnehmenden und von ihm nach obiger Formel berechneten Werten von  $t_2 - t_1$  ist in Anbetracht der unzulässigen Voraussetzungen kaum als quantitativer Beweis für die *Ekman'sche* Theorie anzusehen. Dadurch ist aber die Tatsache der oben angeführten Erklärung des Auftriebes an der nordamerikanischen Westküste auf Grund der *Ekman'schen* Theorie nicht beeinflusst. Die im Sommer ganz überwiegend vorhandene küstenparallele Windkomponente, durch welche die oberflächliche Wasserschicht von der Küste fortbewegt wird, ist als die Ursache der Auftrieberscheinungen an der nordamerikanischen Westküste anzusehen.

#### Literaturangaben.

<sup>1)</sup> University of California Publications in Zoology Vol. 15, Nr. 1. Hydrographic, Plankton, and dredging records of the Scripps Institution for biological research of the University of California 1901—1912 by *Ellis L. Michael* and *George F. McEwen*. — Nr. 2. Continuation of (wie oben) 1913—1915 von denselben. — Nr. 3. Summary and interpretation of the hydrographic observations made by the Scripps Institution for biological research of the University of California 1908—1915 by *George F. McEwen*. — *B. Schulz*, Neue ozeanographische Untersuchungen im Auftriebsgebiete der Westküste Nordamerikas. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie 1917, Oktoberheft.

<sup>2)</sup> *H. Thorade*, Über die kalifornische Meeresströmung. Oberflächentemperaturen und Strömungen an der Westküste Nordamerikas. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie 1909, S. 17 ff., 63 ff.

<sup>3)</sup> *B. Schulz*, Die Strömungen und Temperaturverhältnisse des Stillen Ozeans nördlich  $40^\circ$  N. Br. einschließlich des Bering-Meeres. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie 1911, S. 177 ff., 241 ff.

<sup>4)</sup> *G. Schott*, Meeresuntersuchungen im Stillen Ozean vor der Bucht von San Diego, Californien. Annalen der Hydrographie 1916, S. 274 ff. — Die Gewässer der Bucht von San Francisco. Die Naturwissenschaften 1915, S. 225 ff.

<sup>5)</sup> *V. W. Ekman*, Beiträge zur Theorie der Meeresströmungen. Annalen der Hydrographie 1906, S. 423 ff. — *H. Thorade*, Die Geschwindigkeit von Triftströmungen. Wissenschaftliche Beilage zum Jahresbericht der Realschule in Eilbeck 1913/1914, auch Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie 1914, S. 379.

<sup>6)</sup> *McEwen*, The distribution of ocean temperatures along the West Coast of North America deduced from *Ekman's* theory of the upwelling of cold water from the adjacent ocean depths. Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie 1912, S. 243 ff.